

Universidade Federal de Minas Gerais  
Instituto de Geociências  
Programa de Pós-graduação  
Doutorado em Geografia

**Sensoriamento Remoto de  
parâmetros hidráulicos geométricos  
para estimativas da vazão de um rio  
de médio porte**

Évelyn Márcia Pôssa

Belo Horizonte  
2020

Évelyn Márcia Pôssa

**Sensoriamento Remoto de parâmetros hidráulicos geométricos  
para estimativas da vazão de um rio de médio porte**

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito à obtenção do título de Doutora em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental

Orientador: Dr. Philippe Maillard  
Coorientadora: Dra. Lilia Maria de Oliveira

Belo Horizonte

2020



P856s  
2020

Pôssa, Évelyn Márcia.

Sensoriamento remoto de parâmetros hidráulicos geométricos para estimativas da vazão de um rio de médio porte [manuscrito] / Evelyn Márcia Pôssa. – 2020.

136 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Philippe Maillard.

Coorientadora: Lilia Maria de Oliveira.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2020.

Área de concentração: Análise Ambiental.

Bibliografia: f. 116-129.

Inclui apêndices.

1. Sensoriamento remoto – São Francisco, Rio – Teses. 2. Vazante – São Francisco, Rio – Teses. 3. Imagens de sensoriamento remoto – São Francisco, Rio – Teses. 4. Hidráulica – Modelos – Teses. 5. Nível da água – São Francisco, Rio – Teses. I. Maillard, Philippe. II. Oliveira, Lilia Maria de. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geografia. IV. Título.

CDU: 528.8:556.3



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA




## FOLHA DE APROVAÇÃO

**Sensoriamento Remoto aplicado ao estudo de parâmetros hidráulicos geométricos de um rio de médio porte**


**ÉVELYN MARCIA PÔSSA**


Tese submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Doutor em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.


Aprovada em 17 de abril de 2020, pela banca constituída pelos membros:

  
Prof(a). Philippe Maillard - Orientador  
Universidade Federal de Minas Gerais

  
Prof(a). Lilia Maria de Oliveira  
CEFET-MG

  
Prof(a). Eber José de Andrade Pinto  
Universidade Federal de Minas Gerais

  
Prof(a). Walter Collischonn  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Institu

  
Prof(a). Otto Correa Rotunno Filho  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

  
Prof(a). Cristina Helena R Rocha Augustin  
Universidade Federal de Minas Gerais

Belo Horizonte, 17 de abril de 2020.

# Agradecimentos

Finda-se um caminho relativamente longo de formação, iniciado em 2010, quando ingressei no programa de graduação em Geografia. Passo dado ainda bem jovem, sentia que aquele caminho me levaria longe, e cá estou a agradecer simbolicamente as dezenas de pessoas, profissionais, pesquisadores e instituições que contribuíram direta ou indiretamente para meu processo formativo, que culminou com a conclusão desta tese de doutorado. Parafraseando Gonzaguinha “Toda pessoa sempre é as marcas das lições diárias de outras tantas pessoas. E é tão bonito quando a gente entende que a gente é tanta gente onde quer que a gente vá.”.

A meu pai, agradeço pela referência impecável de seriedade e persistência perante as escolhas. A minha mãe, pela referência de força, protagonismo e sabedoria. Vocês são a razão de eu estar neste ponto. Obrigada por apoiarem incondicionalmente meus projetos. Ao irmão e à cunhada Daniele, agradeço a torcida sincera e o afeto familiar. A minha pequenina Bruna, por colorir meu caminho de amor, esperança e sorrisos. Agradeço profundamente a vocês por forneceram a confiança fundamental a uma caminhada convicta perante os desafios da vida.

Ao Philippe, sou grata pela postura de referência como pesquisador, docente e orientador. Agradeço o acolhimento sem igual neste instituto, a constância no desenvolvimento da pesquisa, os incontáveis ensinamentos, o estímulo ao autodesafio, à entrega e ao exercício da originalidade. Com você muito aprendi durante esses quatro anos de convivência quase que diária. Agradeço ainda a figura do Philippe amigo, sempre muito disponível a ajudar, a escutar e amparar no que fosse preciso, desde a minha chegada à Belo Horizonte em 2016.

À Lilia, agradeço a coorientação, os direcionamentos técnico-científicos no ramo da hidrologia. Agradeço ainda o apoio, a disponibilidade, a estima e a energia que certamente me elevaram durante a execução da pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de doutorado. E a todos os trabalhadores deste país, que, através do pagamento de seus impostos, possibilitaram a realização desta pesquisa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, pelo suporte estrutural, aos docentes e servidores pelo apoio na realização do curso. Aos terceirizados, que mantêm normalidade predial, em especial ao Marcelo, à Rose e à Lúcia, que acompanharam

minha rotina diária no IGC e a tornaram mais leve com as curtas prosas nos intervalos de trabalho.

À Doutora Silvia Ventrini (UFSJ), minha primeira e eterna orientadora, agradeço pelo incentivo à continuidade dos estudos, pela presença amiga em meu percurso, mesmo que de longe.

Aos tios e tias, que me acalentam nas horas em família. Em especial, aos tios Claudeir e José Eurico (*in memoriam*), por despertaram em mim o gosto pelos estudos. Aos tios Domingos e Carla, agradeço por terem me acolhido amorosamente na primeira fase da minha vida acadêmica. À tia Moramay, que, na labuta diária, é um exemplo de protagonismo feminino.

Aos amigos que fiz no IGC e que tornaram BH uma capital deliciosa de se viver. Cláudia e Manu, fizemos algumas andanças juntas por aí, conversas, cafés, diálogos científicos, a parceria foi fundamental para esta jornada. Ao amigo Eric, agradeço as trocas e a presteza. À amiga Denise, sou grata pela convivência edificante e por me ensinar sobre organização de tarefas. Ao Chucho, agradeço pelo ambiente de paz e pelas diversas formas de parceria. À Carmélia, ao Tássio, à Nayhara e à Rosane, agradeço as horinhas de distração e as conversas que me enriqueceram não só como acadêmica, mas também como pessoa.

Aos amigos que acompanharam esta saga de perto ou de longe. Tayara por fazer-se presente. Bruna, Jéssica, Natália, Carla, Douglas, Átila e Felipe, amigos de longa data com os quais compartilhei fragmentos deste desafio. Juliana por dividir a casa e parte da jornada.

Ao Guilherme e ao Igor, agradeço pelas horas de trabalho dedicadas à elaboração de parte da série temporal de espelhos de água utilizada neste estudo.

Agradeço à Nádia, que durante o doutorado me concedeu a oportunidade de trabalhar na fase inicial do projeto de mapeamento de espelhos de água do estado de Minas Gerais, por meio de uma parceria entre UFMG e IGAM.

Ao Humberto, pela importância que teve nas diferentes fases da vida acadêmica, apoiando moral e logisticamente.

A todos os colegas, que ao longo desses quatro anos passaram pelo LABSere, minha segunda casa, dividindo a cafeteira, momentos de trabalho, dúvidas e aflições: Marília, Camila, Luana, Fernanda, Eric, Luiza, Gustavo, Felipe, Guilherme, Carlos e Igor.

“A seca avança em Minas, Rio, São Paulo  
O Nordeste é aqui, agora  
No tráfego parado onde me enjaulo  
Vejo o tempo que evapora

Meu automóvel novo mal se move  
Enquanto no duro barro  
No chão rachado da represa onde não chove  
Surtem carcaças de carro

Os rios voadores da hileia  
Mal desaguam por aqui  
E seca pouco a pouco em cada veia  
O Aquífero Guarani

Assim do São Francisco a San Francisco  
Um quadro aterra a Terra  
Por água, por um córrego, um chovisco  
Nações entrarão em guerra

Quede água? Quede água?

... Agora é encararmos o destino  
E salvarmos o que resta  
É aprendermos com o nordestino  
Que pra seca se adestra

E termos como guias os indígenas  
E determos o desmate  
E não agirmos que nem alienígenas  
No nosso próprio habitat

Quede água? Quede água”

# Resumo

Imagens de satélite são valiosas para o registro da ocorrência e da dinâmica espaço-temporal dos rios do mundo, especialmente para regiões sem ou com baixa densidade espacial de estações de monitoramento. Com a expansão da observação da Terra por satélites, o regime fluviométrico está sendo observado a partir de diferentes técnicas de sensoriamento remoto (altimétricas ou de imageamento) e em diferentes frequências e resoluções. Porém, os parâmetros técnicos de muitos sensores limitam observação de rios de menores proporções (< 800 m de largura), o que resultou em uma lacuna na literatura pertinente em relação a esse porte de rio. Assim, o objetivo central da pesquisa é de investigar a extração e o uso de séries temporais de parâmetros hidráulicos geométricos, derivados de multissensores orbitais, para a estimar a vazão fluvial de um rio de médio porte. A primeira fase investiga o nível de acurácia na detecção de superfícies de água pelos dados das missões Sentinel-1, Sentinel-2 e Landsat-8 e por sete algoritmos classificadores (*k-means*, *Expectation Maximization*, *Random Forest*, *k-nearest neighbors*, *Maximum Likelihood Classification*, *Support Vector Machine*, *Mahalanobis*). Os resultados mostraram que as três missões permitem atingir acurácias acima de 86%, usando classificadores relativamente simples. Baseando-se em princípios de geometria hidráulica, a segunda fase tem como objetivo propor um esquema metodológico para aplicação de série temporal de largura de rio para estimar a vazão em trechos sem monitoramento *in situ*. Propõe-se um método de implementação de estação virtual (largura-vazão), baseado em análise estatística-espacial, que, em 70% das situações investigadas, retornou modelos com bons ajustes (NSE  $\approx 0,7$ ). A terceira fase propõe uma metodologia para combinar séries temporais de largura e nível de água (derivado de altimetria radar) para estimar a vazão. Os melhores modelos alcançaram valores de NSE de 0,5 e 0,8. A inserção da variável nível de água gerou um impacto positivo na redução do erro de previsão percentual para as baixas vazões da área teste (tempo de permanência superior a 57%  $\approx 420 \text{ m}^3/\text{s}$ ), quando comparadas às estimativas realizadas somente a partir da série temporal da largura. Um procedimento de recuperação sistemática da morfologia fluvial, combinando dados de satélite a dados *in situ*, revelou que a calha da área teste apresenta seções que variam de trapezoidal a retangular. Os resultados da pesquisa evidenciam o quão promissora é a aplicação de dados orbitais para inferir a vazão de rios de médio porte, posicionando-se na literatura pertinente como amparo teórico aos estudos futuros que envolvam o uso de parâmetros hidráulicos geométricos derivados de dados orbitais em rios dessas proporções.

**Palavras-chave:** Sensoriamento remoto. vazão. rio de médio porte. largura fluvial. nível de água. imagem de satélite. altimetria radar. extração de superfície de água.

# Abstract

In view of the increasing number of Earth observing missions, remote sensing stands ever more as an alternate means of acquiring hydrological data in regions where these data are difficult to obtain or infrequent because of logistical, political or economical reasons. The fluvial regime of a river can now be monitored and measured from a number of remote sensing techniques and instruments (imaging and altimetry) in diverse spectral regions and spatial, radiometric and temporal resolutions. So far the technology and parameters of these sensors still offer limited use for smaller rivers (width < 800 m) and this represents many research challenges for such hydrological applications. Within this context, the central objective of this thesis circles around the investigation of inferring river discharge from time series of hydraulic geometry variables extracted from satellite multi-mission and multi-sensor data. A number of methodological approaches are suggested to reach this objective. The first phase of the thesis consists in investigating the level of accuracy attainable in delineating the water surface using image data from the Sentinel-1, Sentinel-2 and Landsat-8 missions and a battery of classification algorithms (*k-means*, *Expectation Maximization*, *Random Forest*, *k-nearest neighbors*, *Maximum Likelihood Classification*, *Support Vector Machine*, *Mahalanobis*). The results show that accuracies better than 90% were reached with the three types of image data and with relatively simple classification algorithms. In the second phase, the method aims at estimating the discharge of a medium-sized river by combining time series of river width (extracted from Sentinel and Landsat images) and power functions from Hydraulic Geometry Theory. About 70% of the models generated by the approach based on the concept of virtual station, produced NSE values of 0.7 or better. In the third phase, the width time series was complemented with water stage time series from satellite radar altimetry missions to estimate river discharge using a modified version of the Manning equation. Here, the challenge resided in evaluating the contribution of altimetry considering some of its inherent limitation in continental waters, especially medium-sized rivers. The best of these models reached NSE values between 0.5 and 0.77. Inserting altimetry data had a positive effect in reducing prediction errors for discharges situation with flow permanence of 57% or more when compared with using only the river width. Overall, the study was well succeeded in using multi-mission, multi-sensor remote sensing data to estimate discharge in rivers of medium width. In addition some attention was given on the effect of the morphology of the river channel of the discharge estimates

**Keywords:** Remote sensing. discharge. medium-sized river. river width. water stage. satellite image. radar altimetry. water surface extraction.

# Lista de Figuras

1.1	Número de estações GRDC por continente. . . . .	14
2.1	As principais vias hidrológicas de abastecimento dos canais fluviais. . .	22
2.2	Hidrograma típico de uma seção de um canal fluvial . . . . .	22
2.3	Área de influência de um perfil de velocidades. . . . .	25
2.4	Representação esquemática de padrões de canais fluviais. . . . .	27
2.5	Processos de erosão e deposição em canais meândricos. . . . .	28
2.6	Classificação de padrões de canal único e <i>anabranching</i> . . . . .	30
2.7	Pesquisas indexadas no <i>Google Scholar</i> . . . . .	32
2.8	Espectro eletromagnético. . . . .	33
2.9	Onda eletromagnética polarizada. . . . .	34
2.10	Geometria de aquisição SAR. . . . .	35
2.11	Retroespalhamento dos diferentes tipos de superfície. . . . .	36
2.12	Altimetria por radar orbital. . . . .	38
3.1	Localização da área teste no contexto da bacia do rio São Francisco. . .	40
3.2	Série temporal das imagens utilizadas no estudo. . . . .	43
3.3	Aparências de superfície de água em imagens obtidas por sensores orbitais SAR e ópticos. . . . .	47
3.4	Satélites que carregam a bordo sensores altimétricos. . . . .	48
3.5	Perfis transversais das estações fluviométricas presentes na área teste. .	51
4.1	Diferentes aspectos de superfícies de água. . . . .	53
4.2	Efeito do vento na superfície de água. . . . .	55
4.3	Um exemplo dos resultados obtidos pelo algoritmo k-means e pelo algoritmo EM. . . . .	58
4.4	Exemplo de classificação usando o algoritmo KNN. . . . .	59
4.5	Detalhe de superfícies de água em uma seção do rio São Francisco, próximo a Carinhanha. . . . .	66
5.1	Extração da linha central. . . . .	73
5.2	Interface do programa SRW River Width para extração automatizada das larguras, a partir de dado de satélite. . . . .	73



5.3	Passos para medição de largura. . . . .	74
5.4	Larguras de rio extraídas pelo SRW River Width. . . . .	74
5.5	Técnica <i>K-fold cross-validation</i> . . . . .	76
5.6	Métodos de definição da estação virtual para observação das relações da geometria hidráulica. . . . .	77
5.7	Boxplot da série temporal de largura ao longo do trecho teste. . . . .	78
5.8	Quartis do conjunto de amplitudes dos 952 pontos de detecção remota da largura. . . . .	79
5.9	Vazões médias diárias regionalizadas. . . . .	81
5.10	Avaliação de desempenho dos três métodos para as mesmas regiões do rio. . . . .	82
5.11	Métricas de avaliação de desempenho para os três métodos. . . . .	83
5.12	Funções de potência com melhor ajuste alcançado por método. . . . .	84
5.13	Localização das estações virtuais baseadas no método $W_s$ . . . . .	86
5.14	Vazão diária observada <i>in situ</i> e a vazão estimada $W_s$ . . . . .	87
5.15	Perfis transversais gerados em seis locais ao longo de $EV - W_{s4}$ . . . . .	89
5.16	Assimetria de margens no rio São Francisco. . . . .	89
5.17	Formas diferentes de seção transversal e as diferentes taxas de aumento da largura. . . . .	90
5.18	Relação entre o expoente $b$ , a amplitude da largura e o NRMSE. . . . .	91
6.1	Principais aproximações de forma de seção transversal. . . . .	97
6.2	Localização das estações virtuais que combinam largura e nível da água para estimar a vazão. . . . .	98
6.3	Procedimentos metodológicos do estudo. . . . .	99
6.4	Comportamento temporal das variáveis $W_s$ e $D$ nas estações virtuais. . . . .	104
6.5	Vazões médias diárias observadas e estimadas a partir de dados de $W_s$ e $D$ . . . . .	106
6.6	Comparação das vazões médias diárias obtidas na estação virtual $EV - W_{s5}$ e na estação $EV - W_{z_{s5}}$ . . . . .	107
6.7	Erro de Previsão Percentual das estimativas de vazão obtidas a partir das estações virtuais $EV - W_{s5}$ e $EV - W_{z_{s5}}$ . . . . .	108
6.8	Perfis transversais gerados em seis locais ao longo de $EV - W_{z_{s5}}$ . . . . .	108

# Lista de Tabelas

1.1	Produção científica associada a tese. . . . .	18
2.1	Distribuição de água nos reservatórios naturais . . . . .	20
2.2	Variáveis hidrológicas derivadas de imagens orbitais. . . . .	31
3.1	Principais características hidroclimáticas da bacia do São Francisco. . . . .	41
3.2	Conjunto de imagens utilizadas no estudo. . . . .	44
3.3	Características principais das missões altimétricas utilizadas no estudo. . . . .	49
3.4	Estações fluviométrica presentes na área teste. . . . .	50
4.1	Imagens orbitais utilizadas nos testes. . . . .	60
4.2	Bandas espectrais dos sensores L8-OLI e S2-MSI . . . . .	61
4.3	Parâmetros de entrada utilizados nos algoritmos. . . . .	62
4.4	Maiores acurácias por combinação de bandas espectrais e polarizações. . . . .	63
4.5	Acurácia por algoritmo classificador. . . . .	64
4.6	Comparação dos valores de área obtidos pela referência e pelo dado S2-MSI reamostrado. . . . .	65
4.7	Comparação das áreas de superfície de água obtidas a partir imagem original S2-MSI e da imagem S2-MSI interpolada em relação à imagem de referência. . . . .	65
5.1	Valores dos expoente $b$ , $f$ e $m$ para diferentes tipos de seção transversal. . . . .	71
5.2	Vazão média diária regionalizada. . . . .	81
5.3	Funções de potência com melhor ajuste alcançado por método. . . . .	83
5.4	Estações virtuais baseadas no Método da Largura Média de Setores Especiais $W_s$ . . . . .	85
6.1	Valores de $n$ . . . . .	96
6.2	Nomenclatura das estações virtuais. . . . .	101
6.3	Coefficiente de rugosidade $n$ do trecho em estudo. . . . .	102
6.4	Valores de $D$ e $W_s$ . . . . .	103
6.5	Desempenho dos modelos de estimativa de vazão. . . . .	103

# Sumário

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>13</b>
1.1	Hipótese e objetivos . . . . .	16
1.2	Organização da tese e produção científica associada . . . . .	17
<b>2</b>	<b>HIDROLOGIA FLUVIAL</b>	<b>19</b>
2.1	Escoamento superficial . . . . .	19
2.1.1	Grandezas características . . . . .	23
2.1.2	Métodos tradicionais para determinação da vazão . . . . .	24
2.2	Morfologia fluvial . . . . .	26
2.3	Sensoriamento Remoto orbital dos rios . . . . .	29
2.3.1	Uma breve revisão técnica e conceitual . . . . .	32
<b>3</b>	<b>ÁREA TESTE E DADOS</b>	<b>39</b>
3.1	Aspectos gerais da área teste . . . . .	39
3.2	Dados utilizados . . . . .	42
<b>4</b>	<b>EXTRAÇÃO DE SUPERFÍCIE DE ÁGUA DE IMAGENS ORBITAIS</b>	<b>52</b>
4.1	Sensores ópticos e SAR na detecção de águas continentais superficiais . . . . .	52
4.2	Extração de superfícies de água . . . . .	56
4.3	Procedimentos metodológicos . . . . .	60
4.3.1	Avaliação espectral de bandas ópticas e polarização SAR . . . . .	61
4.3.2	Classificação . . . . .	61
4.3.3	Avaliação da acurácia . . . . .	62
4.4	Resultados e discussão . . . . .	62
4.5	Considerações finais . . . . .	65
<b>5</b>	<b>ESTIMATIVA DE VAZÃO A PARTIR DE LARGURA DERIVADA DE DADOS ORBITAIS</b>	<b>68</b>
5.1	Vazão estimada a partir de séries temporais de imagens orbitais . . . . .	68
5.2	Geometria hidráulica . . . . .	70
5.3	Procedimentos metodológicos . . . . .	71

5.3.1	Extração automatizada da largura de rio . . . . .	72
5.3.2	Regionalização da vazão média diária . . . . .	75
5.3.3	Estimativa dos parâmetros $a$ e $b$ . . . . .	75
5.3.4	Procedimentos para a implantação de estação virtual . . . . .	76
5.3.5	Avaliação do desempenho dos modelos . . . . .	79
5.4	Resultados e discussão . . . . .	80
5.4.1	Vazão média diária regionalizada . . . . .	80
5.4.2	Comparação dos métodos de implantação da estação virtual . . . . .	80
5.4.3	Estimativa da vazão . . . . .	83
5.4.4	Efeitos da morfologia fluvial . . . . .	88
5.5	Considerações finais . . . . .	91
<b>6</b>	<b>ESTIMATIVA DE VAZÃO A PARTIR DA COMBINAÇÃO DE LARGURA E NÍVEL DE ÁGUA DERIVADOS DE DADOS ORBITAIS</b>	<b>93</b>
6.1	Largura e nível do rio aplicados à estimativa da vazão . . . . .	93
6.2	Equação de Manning . . . . .	94
6.3	Procedimentos metodológicos . . . . .	97
6.4	Resultados e discussão . . . . .	101
6.4.1	Coefficiente de rugosidade $n$ . . . . .	101
6.4.2	Estimativas de vazão a partir da combinação das variáveis $W_s + D$	102
6.4.3	Comparação entre as abordagens $W_s$ e $W_s + D$ . . . . .	105
6.5	Considerações finais . . . . .	109
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</b>	<b>111</b>
<b>A</b>	<b>Apêndice</b>	<b>130</b>
<b>B</b>	<b>Apêndice</b>	<b>132</b>
<b>C</b>	<b>Apêndice</b>	<b>134</b>

# Capítulo 1

## INTRODUÇÃO

A DISTRIBUIÇÃO espacial e a variabilidade temporal das águas fluviais ainda são pouco conhecidas no mundo, apesar da ampla influência nos processos ecológicos, biogeoquímicos e geomorfológicos. Ecologicamente, os canais fluviais promovem a manutenção da vida de diversas espécies da fauna e flora e funcionam como um vetor de modificação e conectividade entre as paisagens para a troca de energia e matéria.

Cerca de 0,49% do volume de água doce acessível na superfície terrestre constituem as vazões dos canais fluviais (Shiklomanov, 1999). Apesar da pequena parcela, os rios são a principal fonte de água para as sociedades, seja para o uso doméstico, produção industrial e produção de alimentos (agricultura, pecuária e aquicultura). Também estão atreladas ao ambiente fluvial questões socioeconômicas e culturais, como atividades de subsistência, atividade pesqueira, o uso recreativo, a navegação, a suscetibilidade da vida aos riscos de inundação, entre outras.

Atualmente, a compreensão sobre o regime dos rios baseia-se em medidas obtidas em estações fluviométricas. Contudo, a cobertura espacial dessas estações é insuficiente em muitas regiões do planeta em função de fatores estruturais, políticos e econômicos (Nace, 1964; Vörösmarty *et al.*, 2001; Alsdorf *et al.*, 2007; Pavelsky *et al.*, 2014). Além disso, os esforços de coleta de dados pelos países após a Década Internacional Hidrológica<sup>1</sup> passaram a concentrar-se em projetos individuais e temporários, gerando conjuntos de dados fragmentários (temporal e espacialmente) e que nem sempre são compartilhados em nível internacional (Vörösmarty *et al.*, 2001).

O número de estações registradas no *Global Runoff Data Centre* – GRDC<sup>2</sup> por continente, para o ano de 2016, está ilustrado na Figura 1.1. Apesar da extensão territorial e da alta densidade de drenagem, a América do Sul apresenta um terço do número de estações registradas no GRDC, quando comparada ao continente Europeu, sendo que

---

<sup>1</sup>A *International Hydrological Decade* foi uma iniciativa patrocinada pela UNESCO entre os anos de 1965 e 1974, que contribuiu para estabelecer uma base internacional de análise do uso dos recursos hídricos a sua época (Nace, 1964).

<sup>2</sup>O GRDC é um repositório de dados de vazão de rios do mundo e metadados associados.

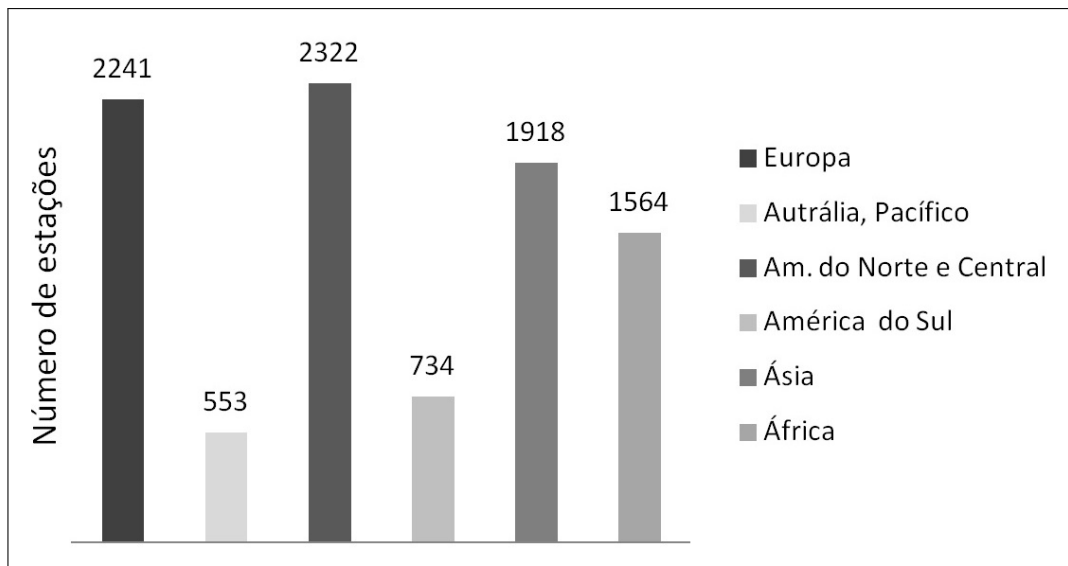


Figura 1.1: Número de estações GRDC por continente em dezembro de 2016. Fonte: GRDC (2016)

aproximadamente 60% dessas estações situam-se no Brasil. A heterogeneidade espacial segue para dentro dos países, bacias e até no contexto de um único canal, quando a restrição espacial deve-se à irregular distribuição das estações ao longo do curso.

No território brasileiro, o processo inicial de distribuição das estações fluviométricas relacionava-se à geração de energia elétrica, ligada à densidade demográfica das regiões. Assim, há uma concentração de estações fluviométricas próxima ao litoral e na região sul-sudeste. A região norte apresenta baixa densidade de estações, apesar de abrigar a maior bacia hidrográfica do mundo. O mesmo ocorre na região do semiárido brasileiro, sensível à questão hídrica. A indisponibilidade de dados fluviométricos dificulta (*i*) a compreensão dos processos hidrológicos, (*ii*) o entendimento dos padrões hidrológicos regionais, (*iii*) a elaboração de projetos de engenharia (ex.: irrigação, geração de energia etc.) e, conseqüentemente, (*iv*) prejudica o desenvolvimento de estratégias para o gerenciamento dos recursos hídricos.

Uma alternativa viável para aquisição de informação em regiões com baixa disponibilidade de dados vem do sensoriamento remoto orbital, que tem sido uma importante fonte de dados para o estudo das variáveis fluviométricas nas últimas três décadas (Wass *et al.*, 1997; Frappart *et al.*, 2005; Chu *et al.*, 2006; Villar *et al.*, 2013; Pekel *et al.*, 2016; Oliveira *et al.*, 2017). A observação da dinâmica fluvial de modo sistemático e sinótico pelos sensores remotos e o esforço técnico-científico para o desenvolvimento de metodologias de análise de dados orbitais podem representar, em um futuro próximo, uma redução substancial dos custos e da logística com as medições *in situ*.

Missões recentes de sensores imageadores, como o Sentinel-1 (S1) e o Sentinel-2 (S2) do *Global Monitoring for Environment and Security* – GMES são promissoras para

aquisição de dados fluviométricos devido à alta frequência temporal de imagens (6 dias), resolução espacial (10 m) e aquisição de informações em regiões espectrais do visível, infravermelho e microondas (ESA, 2018b). A missão S1 possui a bordo sensores SAR na banda C (5,6 cm) e podem adquirir dados no período noturno e durante as estações chuvosas, quando há alta ocorrência de nebulosidade, devido à baixa sensibilidade dessa categoria de sensor às instabilidades atmosféricas<sup>3</sup>. Já o *Multispectral Instrument* - MSI, a bordo do S2, exibe bandas espectrais similares ao sensor *Operational Land Imager* - OLI, a bordo do Landsat-8, e gera dados com o mesmo sistema de coordenadas geográficas, permitindo harmonização e complementação entre as séries (USGS, 2018). A série Landsat está em curso desde a década de 1970. É o programa com a maior série temporal de dados de observação da Terra, o que a torna importante para análises hidrológicas que exigem observações de pelo menos 20 anos.

Há, também, as missões altimétricas por radar, que desde a década de 1990<sup>4</sup> com o lançamento do satélite *Topography Experiment* - TOPEX/Poseidon tem contribuído para os estudos da dinâmica fluvial (Birkett, 1995; Ponchaut e Cazenave, 1998) através dos esforços de conversão do sinal radar em medidas de nível de rio (Calmant e Seyler, 2006; Ricko *et al.*, 2012; Schwatke *et al.*, 2015), considerando que, inicialmente, a aplicação central dos radares altimétricos era para os oceanos. A partir desses esforços, surgiram estudos voltados à inferência da profundidade (Sichangi *et al.*, 2018), da declividade da linha de água e da vazão (Kouraev *et al.*, 2004; Papa *et al.*, 2012).

A observação da vazão dos rios é essencial para a previsão de inundações, gerenciamento de reservatórios e uso geral dos recursos hídricos. Basicamente, há quatro abordagens observadas na literatura para estimar a vazão fluvial usando dados obtidos por sensores remotos:

- (a) estimativa de vazão feita usando a variação da área da superfície de água ou largura do rio derivadas de satélite; a partir disso, criam-se curvas que são ajustadas com base em dados observados *in situ* (Smith e Pavelsky, 2008; Pavelsky *et al.*, 2014; Elmi *et al.*, 2015); há uma variação da abordagem a partir da qual se estima a vazão exclusivamente usando a variação espacial e temporal da largura ao longo de um trecho de rio de vazão constante (Gleason *et al.*, 2014).
- (b) estimativa de vazão baseada na avaliação da variabilidade temporal espectral do rio e da terra em dados ópticos (Tarpanelli *et al.*, 2013).
- (c) abordagem baseada na variação do nível da água estimada por altimetria radar e

---

<sup>3</sup>Ao contrário dos sensores ópticos, as frequências de operação dos sensores SAR, são pouco sensíveis às variações atmosféricas, permitindo acompanhar assiduamente o dinamismo do ambiente fluvial da vazante à cheia, no limite de revisita do sensor.

<sup>4</sup>Há missões altimétricas anteriores (desde o final da década de 1960) com enfoque oceanográfico e glaciológico.

convertida em vazão usando curva ajustada com base em medidas *in situ* (Tarpagnelli *et al.*, 2013).

- (d) estimativa da vazão feita combinando parâmetros hidráulicos geométricos (ex.: velocidade, declividade, nível, largura de rio, superfície de água) derivados de sensores remotos e informações obtidas *in situ* (Bjerklie *et al.*, 2005; Sichangi *et al.*, 2016; 2018).

A qualidade das estimativas de vazão fluvial feitas usando sensoriamento remoto depende da acurácia dos parâmetros estimados, como, por exemplo, a largura e o nível do rio (Sichangi *et al.*, 2016); da combinação coerente dos parâmetros fluviais adquiridos por diferentes técnicas de sensoriamento remoto; e da determinação dos limites da morfologia fluvial para as estimativas dessa natureza.

Os pontos supracitados, somados às possibilidades de aplicação apresentadas nos trabalhos de Smith *et al.* (1995; 1996); Xu *et al.* (2004); Zhang *et al.* (2004); Smith e Pavelsky (2008); Sichangi *et al.* (2018) e à acessibilidade à séries temporais multissensor, motivam explorar a aplicação desses dados para o estabelecimento de uma base de observação acurada da dinâmica fluvial a partir do espaço. Sobretudo em rios de canal único e porte médio<sup>5</sup>, até então pouco explorados em estudos dessa natureza.

## 1.1 Hipótese e objetivos

A hipótese da pesquisa é de que parâmetros hidráulicos geométricos derivados de diferentes técnicas de sensoriamento remoto permitem estimar a vazão em rio de médio porte e canal único.

Considerando a indisponibilidade de dados para muitas regiões, a distribuição desigual de estações ao longo dos rios e as potencialidades do sensoriamento remoto, o objetivo central da pesquisa foi investigar a obtenção e o uso de parâmetros hidráulicos geométricos extraídos de séries temporais de dados multissensor para a inferência da vazão fluvial em um rio de médio porte. Para tanto, buscou-se especificamente:

1. elaborar um esquema metodológico para a extração precisa de superfície de água e da largura de canal a partir imagens ópticas e SAR;
2. propor esquemas metodológicos para estimar a vazão fluvial usando parâmetros geométricos e hidráulicos derivados de dados de satélites (imagens e altimetria radar);
3. investigar a influência da morfologia fluvial na determinação da vazão a partir de sensores orbitais.

---

<sup>5</sup>Genericamente são considerados rios de médio porte aqueles com largura variando entre 200 m e 800 m (Biancamaria *et al.*, 2017).



## 1.2 Organização da tese e produção científica associada

A tese está organizada em seis capítulos, além da introdução e das conclusões, que buscam fundamentar e apresentar o percurso teórico-metodológico da pesquisa, bem como suas contribuições.

Uma revisão teórica de conceitos que perpassam todas as fases da pesquisa é apresentada no Capítulo 2, intitulado *Hidrologia fluvial*. O Capítulo inicia com uma descrição do escoamento fluvial e o situa dentro do contexto do ciclo da água. Com o suporte da literatura, as principais morfologias fluviais são apresentadas na Seção 2.2. A Seção 2.3 discorre sobre as principais aplicações de produtos de sensoriamento remoto em hidrologia fluvial, além de apresentar uma breve revisão técnica e conceitual sobre os sensores imageadores (ópticos e SAR) e sensores de altimetria radar. Os aspectos gerais da área teste e os principais dados utilizados na pesquisa são apresentados no Capítulo 3.

A pesquisa é composta por três fases principais, apresentadas nos Capítulos 4, 5 e 6. Cada Capítulo apresenta o referencial teórico, os procedimentos metodológicos e os resultados específicos de cada fase.

A primeira fase (Capítulo 4) é dedicada à investigação da acurácia alcançada por imagens orbitais (ópticas e SAR) e por técnicas de processamento digital aplicadas à extração acurada de superfícies de água. O Capítulo contempla análises por faixa espectral, polarização e por algoritmo de classificação, tendo como base imagens de dois dos principais programas de observação da Terra a seu tempo.

O Capítulo 5 (*Estimativa de vazão a partir de largura derivada de satélite*) descreve a segunda fase da pesquisa, dedicada a explorar a aplicação de série temporal de largura de rio derivada de satélite para a inferência da vazão fluvial, dentro do contexto da geometria hidráulica.

Na terceira e última fase (Capítulo 6 - *Estimativa de vazão a partir da combinação de largura e nível de água obtidos por sensoriamento remoto*), a pesquisa dedica-se a explorar a combinação de séries temporais de largura e nível de água, derivados de técnicas de imageamento e da altimetria radar, para estimar a vazão de rio de médio porte. O Capítulo comporta também uma síntese comparativa entre as metodologias de estimativa de vazão apresentadas nos Capítulos 5 e 6.

Em relação à produção científica da pesquisa (Tabela 1.1), a divulgação foi feita por meio de dois artigos científicos direcionados a periódicos da área de geociências e um artigo completo apresentado oralmente no evento *SPIE Remote Sensing*, realizado em Berlim em setembro de 2018. Um quarto artigo está sendo elaborado para a divulgação dos resultados obtidos no Capítulo 6.

Tabela 1.1: Produção científica associada à tese e os capítulos que serviram como base aos trabalhos.

Origem	Título	Modalidade	Referência
Cap. 4	Precise Delineation of Small Water Bodies from Sentinel-1 Data using Support Vector Machine Classification	Periódico - <i>Canadian Journal of Remote Sensing</i>	Pôssa e Maillard (2018)
Cap. 4	On water surface delineation in rivers using Landsat-8, Sentinel-1 and Sentinel-2 data	Evento internacional - <i>SPIE Remote Sensing</i>	Pôssa <i>et al.</i> (2018)
Cap. 5	Discharge estimation for medium-sized river using multi-temporal remote sensing data, a case study in Brazil	Periódico - <i>Hydrological Sciences Journal</i>	Pôssa <i>et al.</i> (2020)
Cap. 6	Satellite-derived hydraulic geometry parameters applied to discharge estimation of medium-sized river	Periódico	Em elaboração

# Capítulo 2

## HIDROLOGIA FLUVIAL

### 2.1 Escoamento superficial

O ciclo hidrológico é um modelo conceitual que descreve o fenômeno de intercâmbio constante da água entre a atmosfera, litosfera, biosfera e hidrosfera, alimentado pela radiação solar, gravidade e rotação terrestre. Trata-se de um sistema fechado em escala global, que inclui processos de armazenamento temporário da água, mudança de estado físico e deslocamento.

Nesse sistema, a água move-se entre uma série de reservatórios, como a atmosfera, oceanos, lagos, rios, solos, geleiras, águas subterrâneas etc. (Karmann, 2000; Silveira, 2002). Os reservatórios de água doce armazenam cerca de 3% da água do sistema (Tabela 2.1) e 0,0001% do volume total correspondem às vazões de todos os canais fluviais do planeta. A taxa de substituição da água varia entre os reservatórios. Nos canais fluviais, a renovação ocorre, em média, uma vez a cada 16 dias (Fryirs e Brierley, 2012).

A operação do ciclo hidrológico ocorre basicamente por meio de processos como condensação, sublimação, precipitação, evapotranspiração, infiltração, percolação e escoamento (superficial, subsuperficial e subterrâneo). O vapor de água contido na atmosfera provém, principalmente, dos processos de evaporação da superfície (terra e oceanos), da transpiração (animal ou vegetal) e do processo de sublimação do gelo e da neve, gerado pela radiação solar e vento.

O pacote de ar úmido e quente ascende e se esfria atingindo o ponto de saturação. Parte do vapor de água passa para o estado líquido ao encontrar núcleos de condensação de nuvens, formado por partículas suspensas como poeira, fumaça e sal (Garcez e Alvaréz, 1988). O aumento do volume das gotículas de água nas nuvens gera as precipitações sob forma de chuva, neve ou granizo. Apenas  $\approx 14\%$  de evaporação e  $\approx 22\%$  de precipitação ocorrem sobre as superfícies emersas. Assim, os continentes recebem uma doação líquida de umidade dos oceanos ( $< 9\%$  do volume evaporado) por meio de ven-

Tabela 2.1: Distribuição de água nos reservatórios naturais. Fonte: Fryirs e Brierley (2012); Karmann (2000)

Reservatório	Volume (%)	Tempo médio de permanência
Oceanos	97,25	4.000 anos
Geleiras e capas de gelo	2,05	10 a 1000 anos
Águas subterrâneas	0,68	2 semanas a 10.000 anos
Lagos, pântanos, reservatório	0,01	2 semanas a 10 anos
Umidade nos solos	0,005	2 semanas a 1 ano
Atmosfera	0,001	≈ 10 dias
Canais Fluviais	0,0001	16 dias
Biosfera	0,00004	1 semana

tos de alta velocidade na atmosfera superior, que movem o vapor de água a distâncias longas em um curto período de tempo (Fryirs e Brierley, 2012).

Parte da água precipitada retorna para a atmosfera por meio de evaporação direta. A água que atinge a superfície pode ter diversos destinos. Uma parcela fica retida temporariamente em campos de neve, geleiras, lagos, lagoas e reservatórios. Em regiões com cobertura vegetal ou estruturas antrópicas (edificações, asfalto etc.), parte da precipitação é interceptada, podendo sofrer evaporação antes mesmo de atingir o solo ou ser liberada posteriormente para o solo (Karmann, 2000).

Ao atingir a superfície, a precipitação pode infiltrar ou escoar superficialmente. A água infiltrada move-se vertical e lateralmente no subsolo (formações rochosas ou solos) entre poros e fraturas, submetida à força gravitacional e às características dos materiais, até o subsolo atingir a saturação. O que não é absorvido pelas raízes dos vegetais, ou permanece na subsuperfície deslocando-se lateralmente para baixo, podendo ressurgir na superfície, ou percolar para o lençol freático e aquíferos (Silveira, 2002). A taxa de infiltração varia em função de diversos fatores como o tipo e as condições dos materiais terrestres, o tipo de uso e cobertura do solo, o ângulo de inclinação da vertente, as características da precipitação (intensidade, distribuição, tipo e duração), a umidade do solo no momento da precipitação etc. (Karmann, 2000).

Quando o subsolo perde a capacidade de infiltração, a água passa a escoar gerando um fluxo superficial. Esse tipo de escoamento também pode ser gerado quando a água encontra superfícies impermeáveis ou por meio do retorno das águas subterrâneas para a superfície. O escoamento superficial é uma das fases mais investigadas e modeladas pela geociência em virtude das temáticas do uso eficiente da água e dos fenômenos erosivos provocados pelo deslocamento das massas de água na superfície. É formado pelas águas que escoam livremente pelas vertentes e pelas águas que correm em canais fluviais, denominado escoamento fluvial (Garcez e Alvarez, 1988; Tucci, 2002).

No decorrer de um evento de precipitação, quando a superfície está saturada ou

é impermeável, formam-se lâminas de água que se deslocam impulsionadas para os planos de maior declividade do terreno, vencendo o atrito com a rugosidade superficial do solo. Sob o efeito da gravidade, as águas convergem para linhas preferenciais de escoamento, cujo efeito erosivo molda uma microrrede de canais temporários ao evento de precipitação, que confluem para redes de canais mais estáveis, formadas por cursos receptores de fluxos da superfície, subsuperfície e subterrâneo (Silveira, 2002). A interligação dos diferentes canais constituem as redes de drenagem (USGS, 2018). Nos vales fluviais e nas planícies de inundação, é comum a troca de água entre a superfície, subsuperfície e subterrâneo.

Basicamente, existem quatro vias a partir das quais a água precipitada na superfície abastece um curso de água (Figure 2.1):

- (a) por precipitação direta sobre a superfície da água;
- (b) pelo fluxo superficial, gerado quando a taxa de precipitação é maior que a capacidade de infiltração do solo;
- (c) pelo fluxo subsuperficial, que percola lateralmente para baixo sob efeito da gravidade, através dos poros intergranulares da matriz do solo e retorna à superfície em situações de mudanças na espessura do solo, concavidades e cavidades na vertente e zonas saturadas em fundo de vale, alimentando os cursos de água (Fryirs e Brierley, 2012);
- (d) pelo fluxo subterrâneo, originado quando o nível do lençol freático atinge a superfície.

A Figura 2.2 ilustra o comportamento de um hidrograma típico do escoamento fluvial que passa por uma seção ao longo de um tempo ( $t$ ) diante de uma sequência de precipitações ( $P$ ). No início da chuva, existem perdas iniciais por interceptação e o deslocamento da água dentro da área contribuinte até a seção, gerando um tempo retardo de resposta até que a vazão comece a elevar-se. Na fase de ascensão da vazão até o pico ( $t_m$ ), predomina o escoamento superficial. Há, a seguir, um ponto de inflexão e uma fase de recessão, que caracteriza o fim da contribuição do escoamento superficial e a predominância do escoamento subterrâneo. O tempo de retardo do escoamento subterrâneo é maior comparado ao escoamento superficial devido ao meio em que se desloca (Tucci, 2002).

A forma do hidrograma da seção fluvial representa as relações entre a distribuição espacial e temporal da precipitação e as características da área contribuinte. O escoamento fluvial varia em função de um grande número de fatores que podem ser reunidos em meteorológicos, fisiográficos e modificações artificiais hidráulicas, a saber:

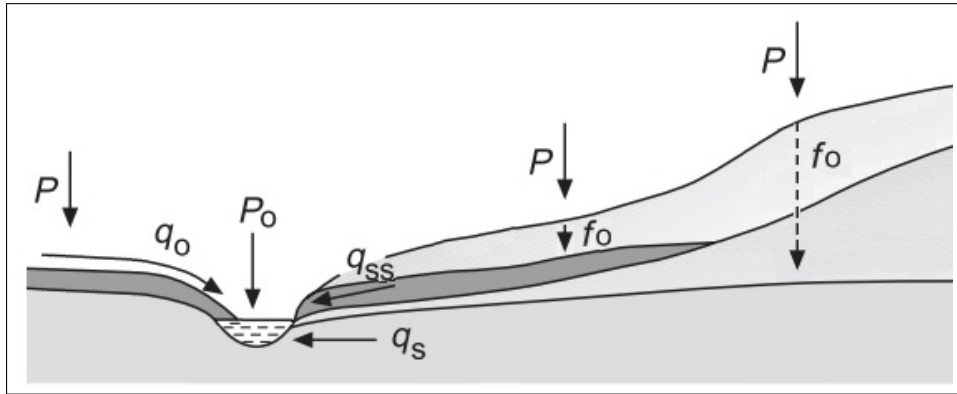


Figura 2.1: As principais vias hidrológicas de abastecimento dos canais fluviais. A partir da precipitação ( $P$ ), parte do volume de água pode infiltrar-se e percolar-se ( $f_o$ ) para a subsuperfície, gerando o fluxo subsuperficial ( $q_{ss}$ ) ou para camadas mais profundas, alimentando o lençol freático e gerando fluxos de abastecimento subterrâneos ( $q_s$ ). O canal também pode ser abastecido por precipitação direta ( $P_o$ ) ou por fluxos superficiais ( $q_o$ ). Fonte: adaptado de Fryirs e Brierley (2012).

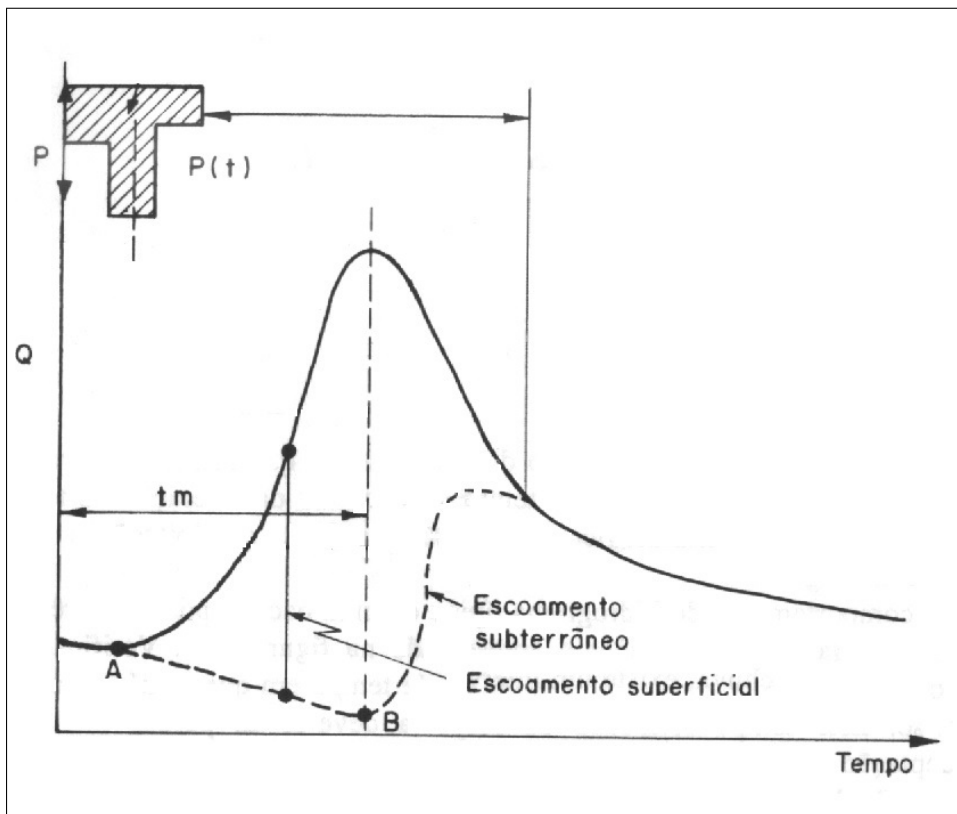


Figura 2.2: Comportamento de um hidrograma típico de uma seção de um canal fluvial diante de uma sequência de precipitações ao longo de um tempo ( $P(t)$ ). O tempo de ascensão da vazão até o pico é representado por  $t_m$ . Fonte: adaptado de Tucci (2002).

- (a) fatores meteorológicos - a duração da precipitação, sua intensidade, distribuição espacial e o tipo (chuva, granizo, neve) são os principais fatores meteorológicos que influenciam o fluxo de um curso de água, além das condições antecedentes de umidade do solo que influenciará a capacidade de infiltração;
- (b) fatores fisiográficos - dentre aspectos físicos, os principais são o tipo de uso e cobertura da terra, as características pedológicas (capacidade de infiltração, disposição das camadas etc.), a forma e a área da bacia, a conformação topográfica e os padrões de drenagem; a presença de lagos, lagoas, sumidouros, represamentos naturais retardam a propagação do fluxo a jusante;
- (c) modificações artificiais hidráulicas - a canalização de um canal tende a acelerar a propagação do fluxo à jusante, enquanto os reservatórios podem retardar sua propagação e regularizar a vazão, redistribuindo o volume ao longo do tempo.

### 2.1.1 Grandezas características

A medição do escoamento fluvial é prática fundamental para diversas atividades como o manejo sustentável dos recursos hídricos, o monitoramento dos fenômenos associados aos canais fluviais (erosão, transporte e deposição de sedimentos etc.) e a elaboração de projetos de irrigação, sistemas de drenagem e geração de energia. As principais grandezas características do escoamento fluvial são (Garcez e Alvarez, 1988): coeficiente de escoamento superficial, nível da água (cm, m), velocidade (m/s), declividade da linha de água (m/m, cm/km) e a vazão ( $m^3/s$ ), detalhadas a seguir:

- (a) coeficiente de escoamento superficial (ou coeficiente *runoff*) - razão entre o volume de água escoado na seção fluvial e o volume total de água precipitado na bacia contribuinte em forma de chuva isolada ou relativo às chuvas ocorridas em um intervalo de tempo;
- (b) nível da água (cm, m) - altura atingida pela água em dada seção em relação a uma referência; constitui a base das observações fluviométricas devido à facilidade de medição deste parâmetro, à possibilidade de correlacioná-lo à vazão e à aplicação direta no monitoramento de cheias e inundações; a medição do nível é feita usando réguas limnimétricas (fluviômetros), limnígrafos (fluviógrafos) e, recentemente, por meio de altimetria por sensores remotos;
- (c) velocidade (m/s) - variação da posição de uma partícula líquida no espaço em relação ao tempo; a distribuição das velocidades em uma seção transversal varia de um ponto a outro no sentido vertical, transversal e longitudinal; geralmente, a velocidade de um canal aberto diminui do centro para as margens e da superfície para o fundo devido ao atrito com o perímetro molhado (Christofolletti, 1986);

- (d) declividade da linha de água (m/m, cm/km) - relação entre a diferença de nível entre dois pontos situados na superfície da água e a correspondente distância;
- (e) vazão ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) - volume de água que passa por uma determinada seção do canal por unidade de tempo; é determinada pelas variáveis profundidade, largura e velocidade do fluxo; os principais métodos a partir dos quais determina-se a vazão serão apresentados na seção seguinte.

### 2.1.2 Métodos tradicionais para determinação da vazão

Diversos métodos são utilizados para a determinação da vazão de um canal, e a escolha dependerá do volume do fluxo de água, das condições locais, da disponibilidade dos equipamentos (custos) e da precisão desejada. Esses métodos podem ser agrupados em cinco categorias principais: por medição de velocidades do fluxo da água (uso de flutuadores, molinetes etc.); por capacidade (uso de recipientes de volume conhecido); por processos químicos (diluição de um traçador); por fórmulas hidráulicas (geometria hidráulica etc.); e por outros métodos ópticos, eletromagnético, acústico etc..

A primeira categoria é a mais utilizada em todo mundo devido à precisão, à facilidade e ao custo-benefício, enquanto as duas últimas são menos usadas (Chevallier, 2002). A relação da velocidade ( $V$ ) e da área da seção ( $S$ ), determina a vazão ( $Q$ ), conforme a Equação 2.1 .

$$Q = V \times S \tag{2.1}$$

A medição da velocidade é feita a partir de diferentes técnicas e equipamentos que variam em precisão e complexidade operacional. Por exemplo, a medição usando flutuadores determina a velocidade superficial do escoamento, é de fácil operação, porém, a precisão é baixa, devido ao fato da velocidade ser uma grandeza variável ao longo da seção e do tempo (Garcez e Alvarez, 1988).

Para determinar a vazão de modo mais preciso, necessita-se conhecer a velocidade do fluxo ao longo da seção. O método mais utilizado pelos setores responsáveis por serviços hidrológicos é medição da velocidade em vários pontos distribuídos em verticais com distâncias conhecidas tomadas a partir da margem, traçadas na seção transversal do canal fluvial. Esse método baseia-se na equação de continuidade ( $Q = \iint_S v ds$ ), integrando duplamente a Equação 2.1 elementar, sobre a área total da seção transversal  $S$ . Sendo  $v$  a velocidade de cada elemento  $dS$  de área (Chevallier, 2002).

Na prática, as vazões são determinadas a partir das velocidades médias das verticais e suas áreas de influência. A área de influência  $A_i$  de um perfil de velocidade  $V_i$  (Figura 2.3) é determinada pela soma de duas áreas trapezoidais, aplicando-se a Equação 2.2.



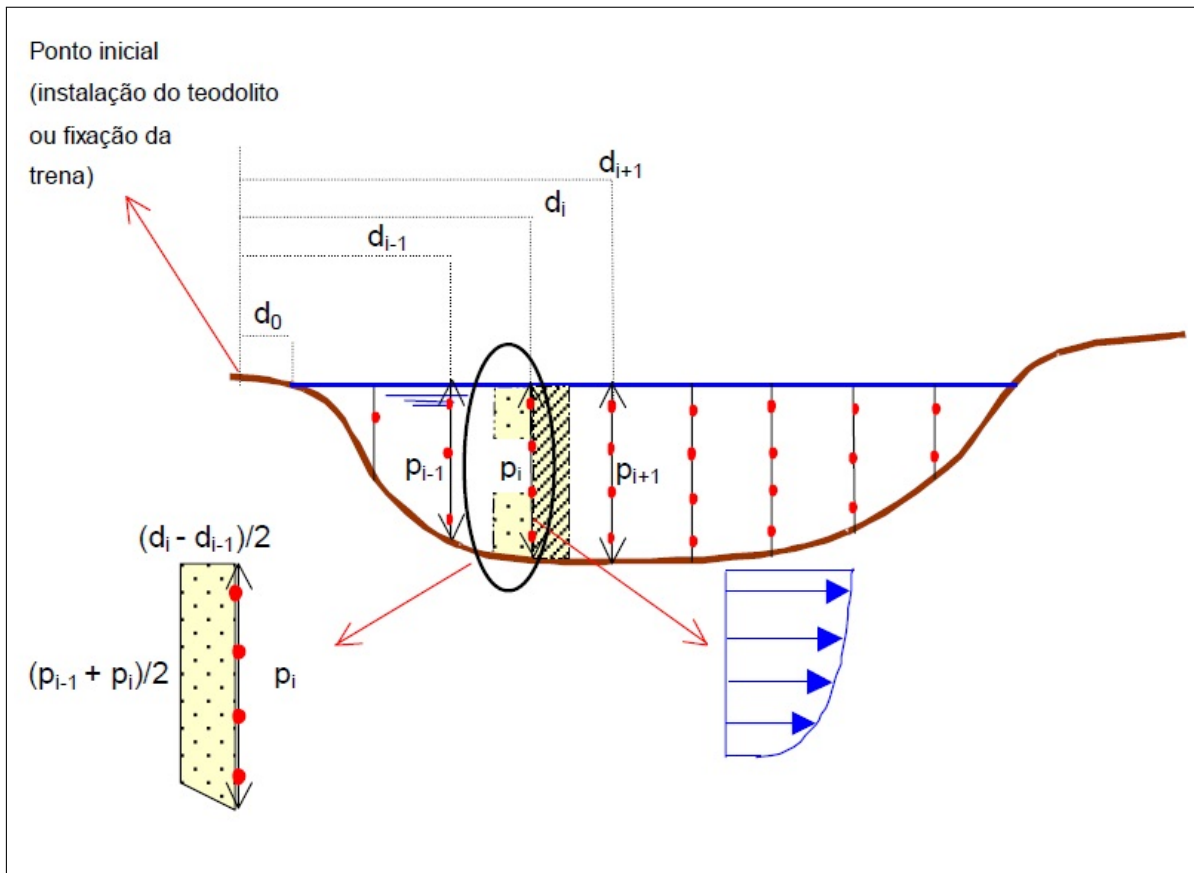


Figura 2.3: Área de influência de um perfil de velocidades. Fonte: Porto *et al.* (2001)

$$A_i = \frac{\left(\frac{P_{i-1}+P_i}{2} + P_i\right)}{2} \times \left(\frac{d_i - d_{i-1}}{2}\right) + \frac{\left(P_i + \frac{P_{i+1}+P_i}{2}\right)}{2} \times \left(\frac{d_{i+1} - d_i}{2}\right) \quad (2.2)$$

Determinado o valor de  $A_i$ , multiplica-o por  $V_i$  e obtém-se a vazão elementar  $q_i$ . A vazão total é dada pelo somatório de  $q_i$  ao longo de toda seção (Porto *et al.*, 2001).

### Relação Nível de Água $\times$ Vazão

A necessidade da observação diária da vazão levou à relação dessa grandeza com os níveis de água, mais fáceis de serem obtidos ( $h \times Q$ ). Basicamente,  $h \times Q$  permite determinar a vazão que corresponde a uma determinada altura, podendo ser unívoca quando um valor de vazão é representado apenas por uma cota ou não-unívoca na situação contrária. Essa relação nem sempre é bem definida e permanente em canais naturais devido ao dinamismo do ambiente fluvial (Garcez e Alvarez, 1988). O acúmulo das pequenas variações da seção ao longo do tempo faz com que a relação  $h \times Q$  inicialmente determinada seja associada a um período de validade.

A partir de pares de nível-vazão, interpola-se os pontos definindo a relação  $h \times Q$ . Como essa operação não contempla todos os níveis possíveis, utiliza-se a extrapolação

(Porto *et al.*, 2001). O modo mais utilizado para apresentar a relação  $h \times Q$  é a representação gráfica sob a forma  $h = f(Q)$ , determinada por expressões matemáticas, como a exponencial (Equação 2.3), em que  $h$  corresponde ao nível da régua associado a vazão  $Q$ ,  $h_o$  é o nível para o qual a vazão é nula, enquanto  $a$  e  $n$  são parâmetros de ajuste (Chevallier, 2002):

$$Q = a(h - h_o)^n \quad (2.3)$$

Nessa equação, estabelece-se a curva-chave a partir de uma série de medições espaçadas ao longo da oscilação normal do nível, que ocorre quando o leito e os controles são estáveis, assumindo declividades aproximadamente iguais para os mesmos níveis de água nos períodos de enchente e de vazante. Embora teoricamente seja difícil conceber tais condições, na prática, um grande número de estações pode ser classificado nessa categoria devido às mudanças que ocorrem no leito em fortes enchentes ou estiagens serem compensadas nas vazões médias, gerando valores aproximadamente permanentes para as mesmas (Garcez e Alvarez, 1988).

Para determinar os parâmetros  $a$  e  $n$  por regressão, a partir dos pares  $h, Q$ , a Equação 2.3 é linearizada (Equação 2.4).  $H_0$  é determinado por tentativa e erro (Porto *et al.*, 2001).

$$\log Q = \log a + \log b(H - H_0) \quad (2.4)$$

Um dos problemas para a definição da relação  $h \times Q$  é o desconhecimento da forma e da rugosidade do leito do rio, características que intervêm no processo de escoamento do rio. A forma pode ser avaliada longitudinalmente (por meio de perfis que permitem avaliar a declividade topográfica) ou na transversal do canal. A maior causa de mudança da curva-chave é devido à mobilidade do leito, sendo um fenômeno comum (Chevallier, 2002).

## 2.2 Morfologia fluvial

A fisionomia de um canal fluvial representa a resultante de um processo de ajustamento às variáveis que condicionam o sistema fluvial geomorfológico, tais como, clima, geologia, topografia, vazão, material transportado etc.. As formas fluviais em vales confinados são limitadas por formações rochosas, o que afeta a relação entre a largura ( $w$ ) e a profundidade ( $d$ )  $w/d$ , conforme ilustra a Figura 2.4. Já nos vales lateralmente não confinados ou semi-confinados, os ajustes ocorrem livremente nos depósitos aluviais das planícies de inundação, favorecendo a existência de uma grande variedade de tipos de morfologias fluviais (Figura 2.4).

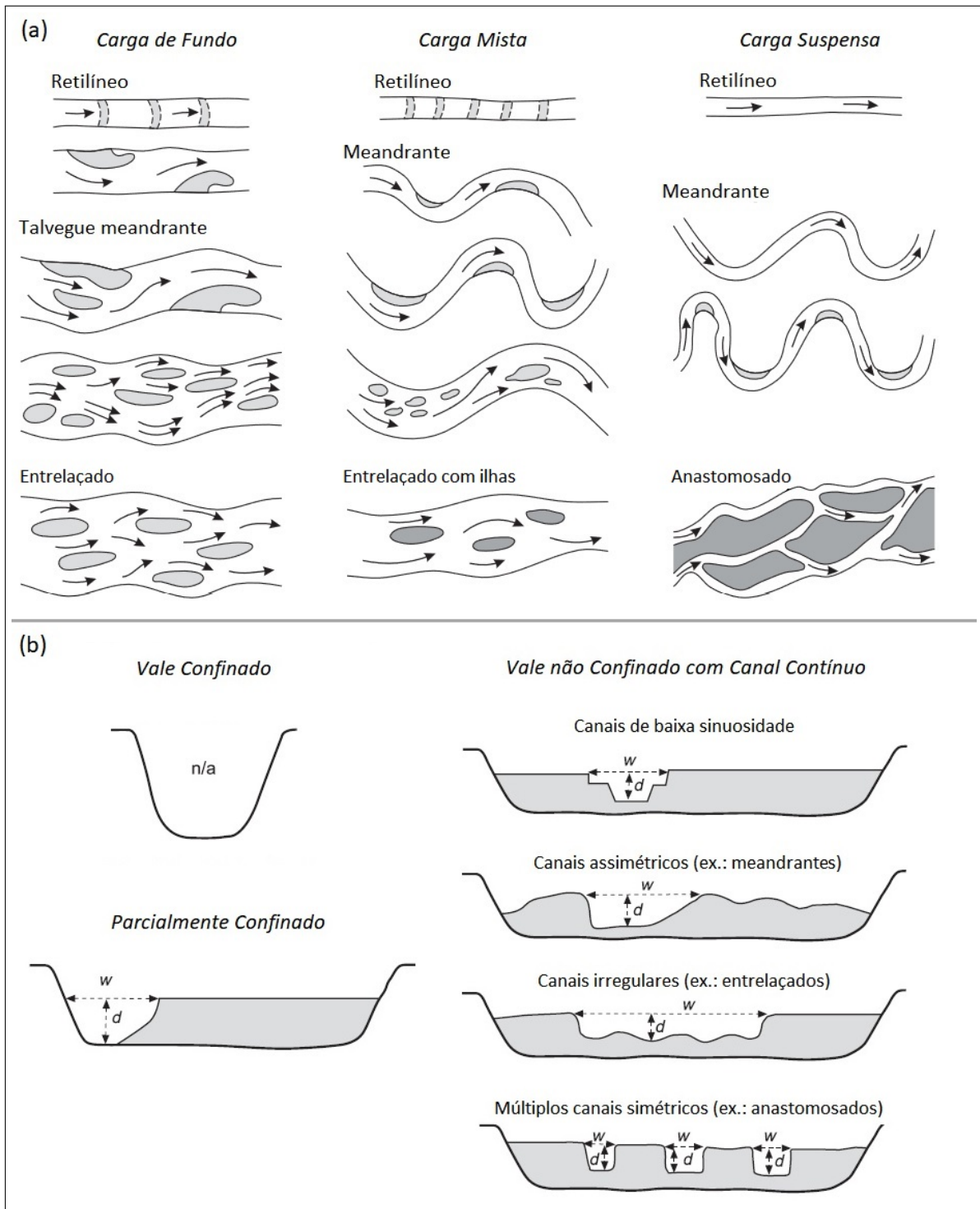


Figura 2.4: Representação esquemática de padrões de canais fluviais. (a) Classificação de acordo com o padrão morfológico do canal (retilíneo, meandrante, entrelaçado e anastomosado) e de acordo com a carga de sedimentos (carga suspensa, carga mista e carga de fundo); (b) Relação *Largura/Profundidade* ( $w/d$ ) para uma variedade de tipos de canais fluviais. Em vales confinados e canais descontínuos, a relação  $w/d$  é muitas vezes limitada pela formação rochosa, enquanto uma variedade de tamanhos de canais e formas podem resultar em canais lateralmente não confinados, onde o leito e os bancos são compostos por sedimentos aluviais deformáveis. Fonte: adaptado de Huggett (2007) e Fryirs e Brierley (2012).

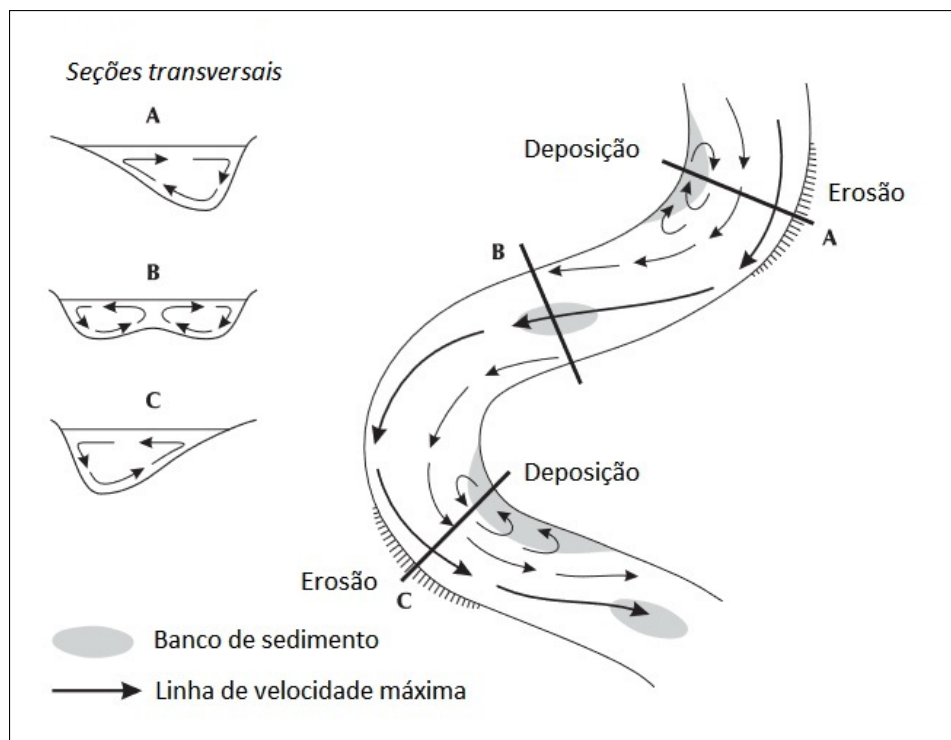


Figura 2.5: Representação dos processos de erosão e deposição em canais meândricos e as principais formas das seções transversais. Fonte: adaptado de Huggett (2007)

Avaliando os arranjos espaciais na dimensão de um plano (Leopold e Wolman, 1957), os canais exibem quatro formas básicas (Huggett, 2007): retilínea, meandrante, entrelaçada e anastomosada (Figura 2.4). Podem também ser categorizados pelo tipo de carga de sedimentos que transportam (carga de fundo, carga suspensa e carga mista, que compreende a combinação da carga de fundo e a suspensa).

Canais retilíneos são pouco comuns na natureza. Geralmente, ficam restritos a pequenas extensões e, em muitos casos, são estruturalmente controlados por linhas tectônicas (falhas ou juntas geológicas). Conforme ilustra a Figura 2.4, esse tipo de canal nem sempre apresenta linha de talvegue retilínea. Suas seções transversais, geralmente, apresentam-se em “V” ou em forma retangular, com baixos valores para a relação  $w/d$ .

Leopold e Wolman (1957) propuseram que canais com sinuosidade  $\geq 1,5$  sejam classificados como meandantes. A sinuosidade é calculada através do quociente do comprimento do canal pelo comprimento do vale. O padrão de fluxo dos canais meândricos condicionam a erosão na parte externa das curvas e deposição e a formação de barras pontuais no interior das curvas, conforme ilustra a Figura 2.5. Por essa razão, os meandros naturais são raramente simétricos e regulares quando avalia-se suas seções transversais.

Canais entrelaçados são essencialmente deposicionais e por essa razão apresentam

valores altos para a relação  $w/d$  (Figura 2.4). Caracterizam-se pela divisão do fluxo em uma série de tranças separadas por barras efêmeras e submersas de sedimentos acumulados e/ou formando ilhas (Ashworth e Lewin, 2012). Ocorrem em terrenos planos, à jusante de relevos grandes fornecedores de sedimentos. Uma grande porção de material grosseiro é transportada como carga de fundo.

Enquanto o canal entrelaçado caracteriza-se por formas geradas pelo desvio do fluxo em torno de obstáculos presentes em um canal unitário, os canais anastomosados são um conjunto de canais interligados, separados por rochas ou por depósitos aluviais estáveis (Figura 2.4). A formação de canais anastomosados é favorecida pela baixa energia do fluxo e suprimento de sedimentos que excede a capacidade de transporte, favorecendo a formação de bancos onde a expansão lateral é restrita, o que força o fluxo para fora do alinhamento do canal principal e produz novos canais (David Knighton e Nanson, 1993; Huggett, 2007).

Nanson e Knighton (1996) avaliaram o termo “anastomose” em diversos trabalhos e identificaram sua restrição a canais fluviais com dado padrão de energia de fluxo, capacidade de erodibilidade dos bancos e quantidade de suprimento de sedimentos. No entanto, nem sempre multicanais naturais encaixavam-se nesse esquema categórico. Assim, criou-se uma categoria de multicanais mais genérica, denominada *anabraching* (Nanson e Knighton, 1996), ilustrada na Figura 2.6. Canais *anabraching* consistem em multicanais, separados por ilhas aluviais semi-permanentes com vegetação, cortadas da planície de inundação ou formadas dentro do canal por acúmulo de sedimentos. Surgem em ambientes de baixa a alta energia e reúnem outros tipos de padrões de canais (meândrico, entrelaçado etc.). Alguns requisitos específicos são comuns à ocorrência dos *anabraches* como inundações frequentes, bancos resistentes à erosão e mecanismos que bloqueiam ou restringem canais e desencadeiam avulsões (Nanson e Knighton, 1996).

## 2.3 Sensoriamento Remoto orbital dos rios

O satélite *Earth Resources Technology Satellite 1* - ERTS-1, lançado em 1972, cujo nome foi posteriormente alterado para Landsat-1, marca um dos principais acontecimentos da observação de rios por sensoriamento remoto. O programa Landsat completará em breve 50 anos de observação da terra, e seu satélite mais recente será lançado em 2021 (Landsat-9). Em um período mais recente, outra importante fonte de dados para estudos em hidrologia fluvial surgiu, o programa *Copernicus* da Agência Espacial Europeia (ESA), cujas missões incluem sensores radar e ópticos para monitoramento terrestre, oceânico e atmosférico. Cada missão é baseada em uma constelação de dois satélites para visitar e atender os requisitos de cobertura de cada missão, fornecendo conjuntos de dados robusto e variado (ESA, 2018b).

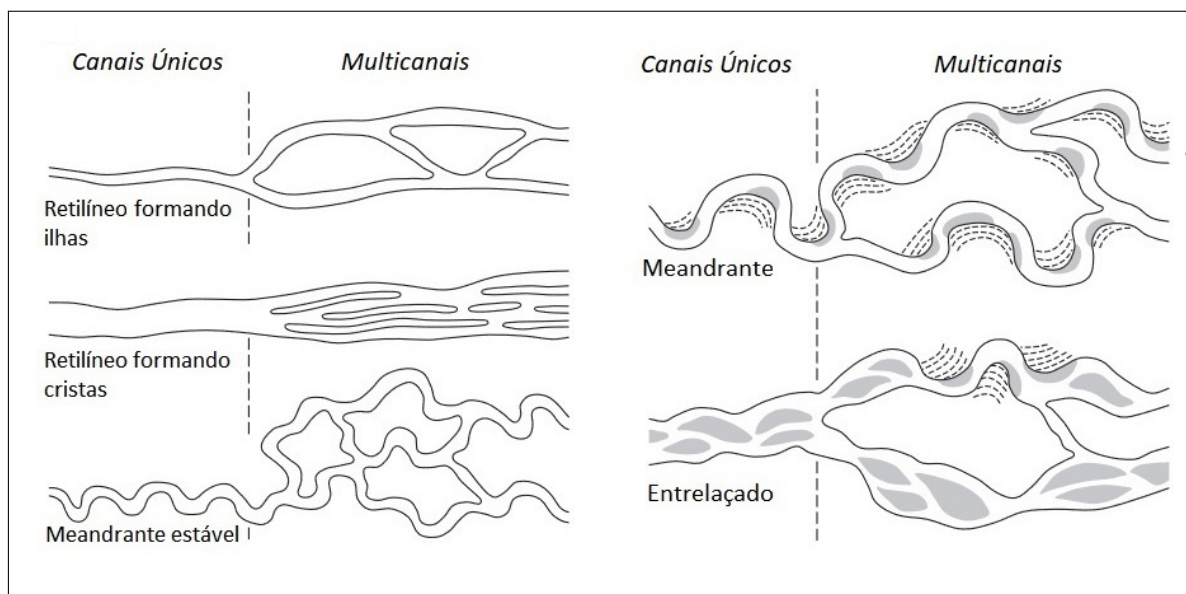


Figura 2.6: Classificação de padrões de canais que inclui formas de canal único e *anabranching* (Nanson e Knighton, 1996). Fonte: adaptado de Huggett (2007)

Além dessas, outras missões menores surgiram, e, com o aumento do número missões, as variáveis hidrológicas são agora observáveis a partir de diferentes técnicas (pontual ou matricial), regiões espectrais, resoluções espaciais, radiométricas e temporais (Tang *et al.*, 2009; Jensen, 2009), por sensores ativos e passivos. Sensores ativos emitem energia para escanear alvos da superfície e medem o sinal de retorno (ex.: sensor radar imageador e sensor radar altimétrico). Os sensores passivos medem a radiação solar refletida por um objeto ou a energia emitida por ele em direção ao sensor (ex.: sensor óptico).

Basicamente, as investigações que envolvem produtos do sensoriamento remoto e variáveis hidro-fluviais podem ser divididas em três categorias: estudos feitos a partir de sensores imageadores, cujas principais aplicações encontram-se exemplificadas na Tabela 2.2; estudos baseados em radares altimétricos (Tourian *et al.*, 2016; Kim *et al.*, 2019), a partir dos quais pode-se estimar a declividade, o nível e a vazão de rios; e estudos que mesclam as duas categorias (Sichangi *et al.*, 2018).

Imagens da superfície terrestre obtidas por sensoriamento remoto são restritas às características superficiais dos rios, permitindo observar diretamente variáveis como largura ( $w$ ), comprimento e área da superfície de água (área inundada). A extração das variáveis é feita aplicando técnicas de processamento digital de imagens, como limiarização, segmentação e classificação. Variáveis como profundidade ( $d$ ), velocidade ( $v$ ), vazão ( $Q$ ) e velocidade de propagação não são diretamente observadas por esse tipo de dado, porém, alguns estudos buscaram estimá-las usando variáveis explicativas passíveis de serem observadas via imageamento orbital. Estudos envolvendo o uso de



Tabela 2.2: Variáveis hidrológicas derivadas de imagens orbitais. ACC - acurácia; RMSE - raiz do erro quadrático médio, RRMSE - raiz do erro quadrático médio relativo (resíduos relativos);  $r^2$  - coeficiente de determinação;  $y_i$  - valor predito;  $x_i$  - valor observado.

Variável estimada	Missão	Resultado	Referência
Superfície de água	SPOT Vegetation	ACC = 95,4%	Haas <i>et al.</i> (2009)
	Landsat	ACC = 97%	Mueller <i>et al.</i> (2016)
	Landsat	ACC = 99,2%	Pekel <i>et al.</i> (2016)
Vazão	ERS 1	$r^2 = 0,83$	Smith <i>et al.</i> (1996)
	Quickbird-2	ACC = 97%	Xu <i>et al.</i> (2004)
	Quickbird-2	ACC = 80%	Zhang <i>et al.</i> (2004)
	MODIS	$r^2 = 0,81$	Smith e Pavelsky (2008)
	Landsat	RRMSE 26% a 41%	Gleason e Smith (2014)
	MODIS	RMSE = 10 %	Elmi <i>et al.</i> (2015)
Velocidade de propagação	MODIS	$y_i = 1,01 \text{ ms}^{-1}$ $x_i = 0,97 \text{ ms}^{-1}$	Smith e Pavelsky (2008)
	MODIS	-	Sichangi <i>et al.</i> (2018)
Coeficiente de rugosidade de Maning	Landsat 8	-	Sichangi <i>et al.</i> (2018)

imagens para estimar a vazão fluvial têm início a partir da década de 1990 (Smith e Pavelsky, 2008) (Figura 2.7).

Embora as missões altimétricas não tenham sido projetadas para aplicações em corpos de água continentais, ao longo de três décadas essas missões forneceram dados que, com esforços técnico-científicos, mostraram-se viáveis para a criação de produtos hidro-fluviais, como séries temporais de níveis, estimativas de vazão, profundidade e perfis longitudinais de linha de água (Calmant *et al.*, 2008). Segundo os autores, os esforços técnicos concentram-se em identificar e corrigir as incertezas (decimétricas) contidas nos dados brutos, o que requer reprocessamento específico de formas de onda ou edição de correção geofísica. O reprocessamento faz-se necessário porque as formas de onda de retorno sobre os rios são mais variáveis que formas de onda de retorno provenientes de superfícies oceânicas (Calmant *et al.*, 2008). Por essa dificuldade e também por razões de notoriedade geográfica, no cenário de aplicação da altimetria radar, os esforços concentram-se em estudos de rios de grande porte, a exemplo, a calha principal da Bacia Amazônica. Rios de médio porte, como o São Francisco, ainda são pouco explorados devido à maior dificuldade de aplicação da altimetria radar nesse contexto, em razão da menor consistência do retorno. Maillard *et al.* (2015) apontam que fatores ambientais como sinuosidade da calha, classes de cobertura da terra das adjacências e a topografia das margens podem influenciar na consistência da medição, em muitos casos, mais do que propriamente a largura do rio.

A diversidade de técnicas de aquisição de dados, que amplia as possibilidades de aplicação, faz do sensoriamento remoto uma importante ferramenta para o monitoramento fluvial. Utilizados de forma combinada, dados provenientes de sensores imageadores e altimétricos amplificam os potenciais de estudo que envolvem a quantificação

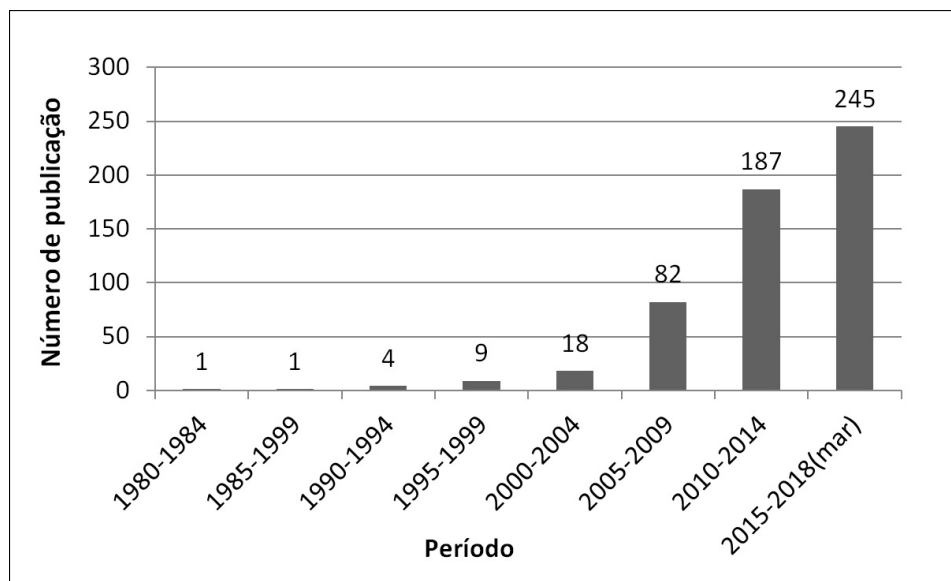


Figura 2.7: Publicações encontradas no *Google Scholar* contendo as palavras-chave “*discharge estimation*”, “*remote sensing*”, “*image*”, “*hydrology*” no período de 1980 a março de 2018. Disponível em <https://scholar.google.com.br/>

dos corpos de água, por permitir relacionar a informação bidimensional das imagens (área do espelho de água) com uma terceira dimensão obtida pelos radares altimétricos, correspondente ao nível da água (Duan e Bastiaanssen, 2013; Abreu e Maillard, 2014; Henrique Costa *et al.*, 2016; Sichangi *et al.*, 2018).

### 2.3.1 Uma breve revisão técnica e conceitual

#### Sensores imageadores

Os sensores imageadores são equipamentos capazes de detectar a energia eletromagnética proveniente de um objeto e convertê-la em sinal passível de registro digital. Os dados digitais são armazenados em matrizes, em que cada valor digital estará localizado em uma linha ( $i$ ) e uma coluna ( $j$ ). Uma dimensão  $k$  refere-se às bandas<sup>1</sup>. Assim, é possível identificar o valor de brilho de uma determinada região em imagens de sensores remotos por meio das coordenadas  $i$ ,  $j$  e  $k$  (Jensen, 2009).

A energia eletromagnética registrada pelos sensores imageadores pode provir da iluminação solar. Essa radiação, ao atingir a superfície, pode sofrer processos de absorção, transmissão e reflexão, podendo parte ser refletida em direção ao sensor. Este tipo de imageador é denominado óptico, por operar na faixa do espectro eletromagnético do final do ultravioleta até o infravermelho termal, coletando dados em uma escala nanométrica (Figura 2.8).

<sup>1</sup>A dimensão  $k$  refere-se às regiões do espectro eletromagnético a partir dos quais os dados foram adquiridos, em caso de dados ópticos, e à polarização em caso de dados radar.



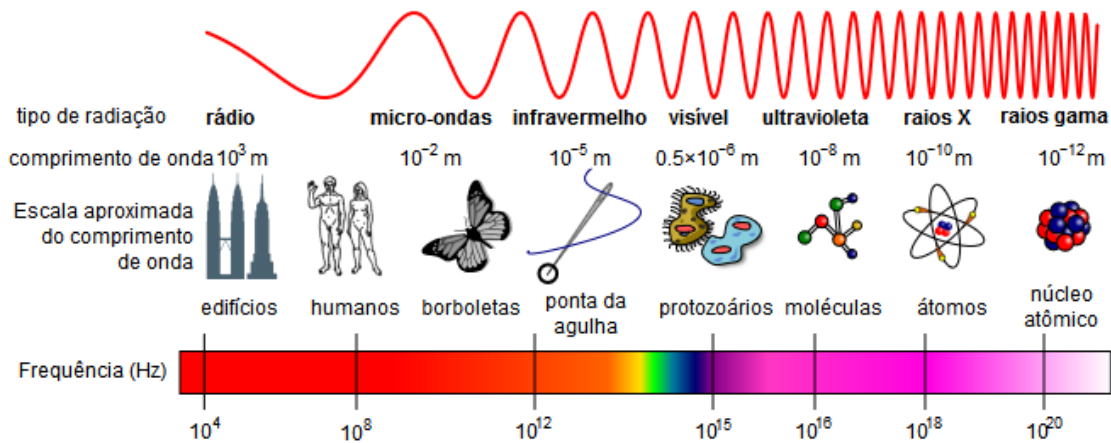


Figura 2.8: Espectro eletromagnético. Fonte: Khemis / CC BY-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0>)

Os sensores ópticos registram a radiância, que pode ser definida como: potência radiante emitida ou refletida por unidade de ângulo sólido e por unidade de área da superfície refletora ou emissora na direção do ângulo sólido ( $Wm^{-2}sr^{-1}$ ). Os valores de radiância podem ser convertidos em valores de refletância ( $\rho$ ), definida como a razão entre o fluxo radiante refletido por uma superfície ( $\phi_{r\lambda}$ ) e o fluxo radiante incidente nela ( $\phi_{i\lambda}$ , Equação 2.5). A refletância é adimensional e pode ser expressa em valores percentuais, o que permite a comparação entre estudos.

$$\rho_{\lambda} = \frac{\phi_{r\lambda}}{\phi_{i\lambda}} \quad (2.5)$$

Outra categoria de sensores imageadores são os sensores SAR. Esses sensores imageiam a Terra de forma ativa produzindo a própria energia eletromagnética na região das microondas (1mm - 1m, Figura 2.8), que: (1) é transmitida para superfície, (2) interage com os elementos terrestres, sendo retroespalhada<sup>2</sup>, (3) e parte é registrada pela antena receptora, que fará a gravação da intensidade (detecção) e da defasagem (indicação da distância) do sinal de retorno (Henderson e Lewis, 1998).

As características do sinal de retorno dependem de fatores como o comprimento de onda utilizado, o ângulo de visada ( $\theta$ ), a polarização do sensor, a topografia da superfície iluminada, o ângulo de incidência local ( $\theta_{loc}$ ), a geometria e a propriedade dielétrica dos espalhadores (Ulaby e Elachi, 1990; Lee e Pottier, 2009).

Os comprimentos de onda mais comuns empregados nos sistemas SAR orbitais são:  $\approx 3$  cm (banda X), adotado na missão TerraSAR-X /TanDEM-X desenvolvida pelo Centro Aeroespacial Alemão e pela EADS Astrium;  $\approx 5,6$  cm (banda C), utilizado

<sup>2</sup>O retroespalhamento é a parte do sinal radar que o alvo redireciona diretamente de volta para a antena.

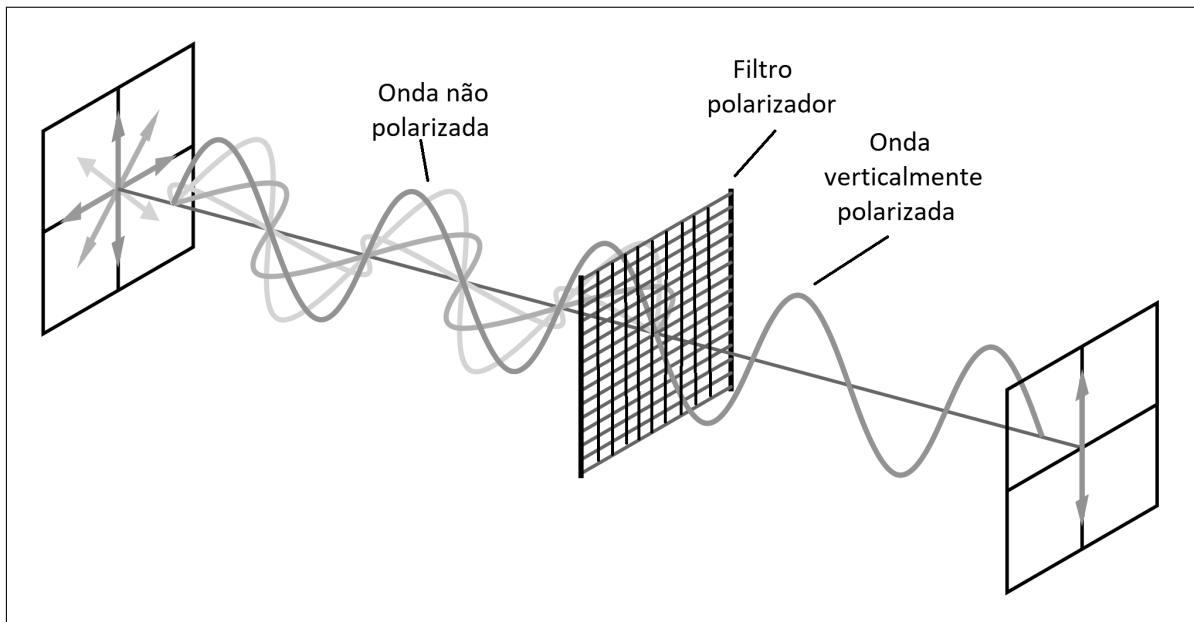


Figura 2.9: Onda eletromagnética verticalmente polarizada. Fonte: Disponível em <http://physicsopenlab.org>

pelos sensores S1A, -B (Agência Espacial Europeia) e RADARSAT-2 (Agência Espacial Canadense); e  $\approx 23$  cm (banda L), empregado pelo sensor PALSAR-2 a bordo do ALOS, desenvolvido pela Agência Espacial Japonesa. O comprimento de onda é um parâmetro importante, pois a interação microondas  $\times$  superfície ocorre com alvos com tamanho proporcional ao comprimento de onda (Le Toan *et al.*, 2002).

Sensores SAR operam por meio de energia polarizada que se refere às ondas cujo campo elétrico vibra somente em um plano, perpendicular à direção de propagação (Figura 2.9). As direções de oscilação registradas por sistemas SAR, considerando o plano da superfície terrestre, podem ser horizontais (H) e verticais (V). Tanto na emissão quanto na recepção, o pulso é filtrado, compondo as seguintes configurações de canais: HH, HV, VH e VV (Woodhouse, 2006). A primeira letra refere-se à polarização de emissão e a segunda de recepção.

As imagens SAR são obtidas sob uma visada lateral, com a direção de iluminação perpendicular à linha de voo. A direção de voo é referida como azimute e o eixo ortogonal ao azimute é denominado direção *range* (alcance, Figura 2.10). Essa geometria de aquisição, apesar de necessária já que o radar baseia-se em medidas de distância, gera problemas como obliteração de feições por sombreamento, inversão de relevo (*layover*) e encurtamento de rampa (*foreshortening*) (Richards *et al.*, 2009). No decorrer da fase de pré-processamento dos dados, os efeitos de sombreamento são corrigidos por interpolação, a ortorretificação minimiza o efeito de encurtamento de rampa e a inversão de relevo não pode ser corrigida. Além desses efeitos, devido à natureza coerente das ondas utilizadas no processo de aquisição (ondas com uma diferença de fase constante,

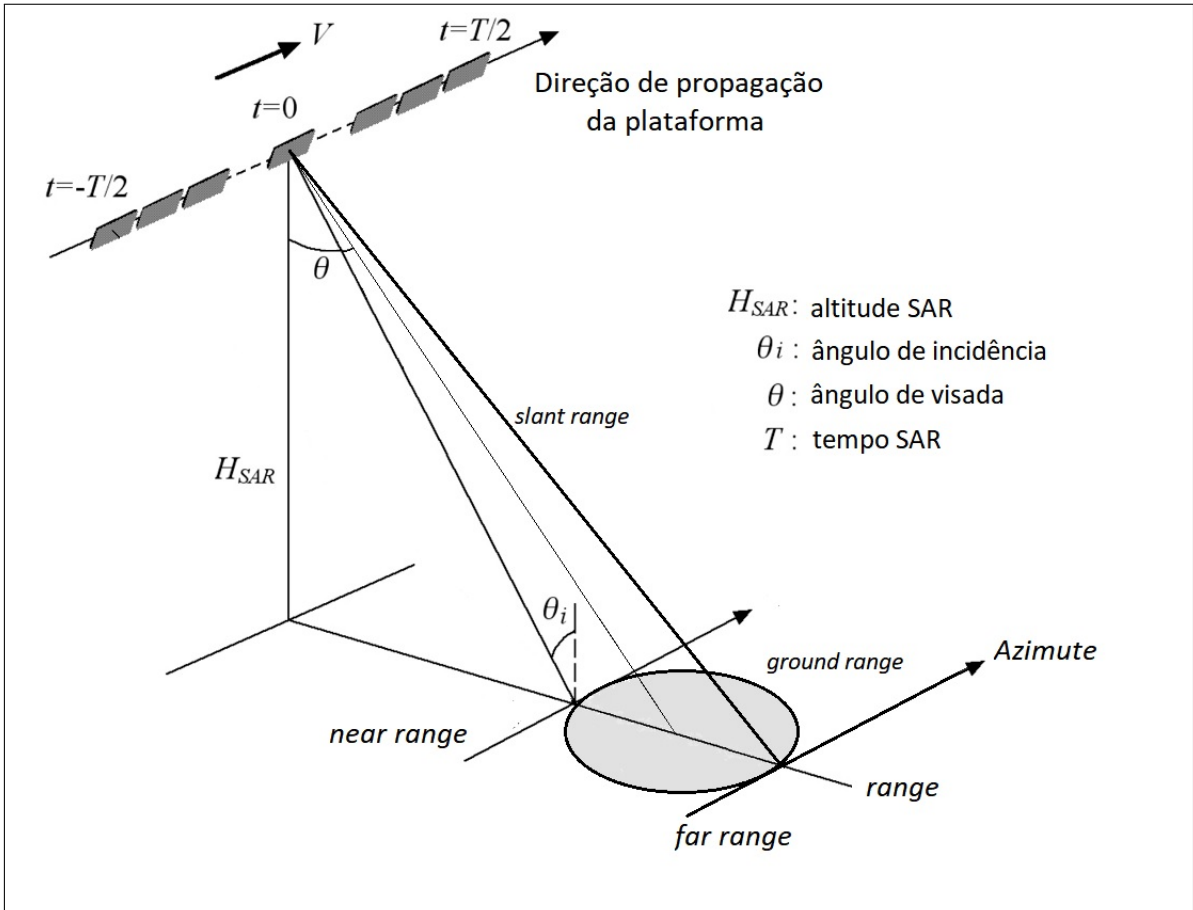


Figura 2.10: Geometria lateral de aquisição SAR.

mesma frequência e direção), as imagens SAR apresentam um aspecto granuloso que prejudica sua interpretação, necessitando passar por processos de filtragem e/ou pela técnica *Multilook* (Lee e Pottier, 2009).

O sinal recebido é quantizado como número complexo em que a parte real é representada pela componente em fase (*In Phase* - I), e a parte imaginária é representada pela componente em quadratura de fase (*Quadrature* - Q) (Raney, 1998). Essa é a forma menos processada dos dados SAR, denominada *Single Look Complex* - SLC. A imagem SLC pode ser convertida de amplitude complexa para imagem de potência (intensidade, Equação 2.6) ou amplitude (Equação 2.7).

$$A^2 = I^2 + Q^2 \quad (2.6)$$

$$A = \sqrt{I^2 + Q^2} \quad (2.7)$$

A partir disso, os dados podem ser convertidos em uma grandeza física adimensional, chamada coeficiente de retroespalhamento ou sigma zero ( $\sigma_0$ ), que é usada para avaliar a porção de energia retornada ao sensor, por unidade de área, corrigida para o

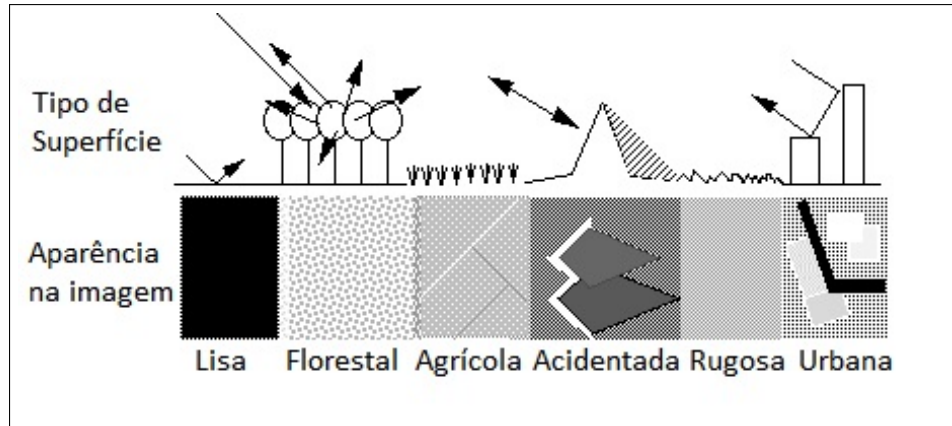


Figura 2.11: Retroespalhamento em diferentes tipos de superfície e a aparência nos dados SAR. Fonte: HSU (2018).

ângulo de incidência local ( $\theta_{loc}$ ). Para a conversão dos números digitais (*Digital Number* - DN) ou valores de beta zero ( $\beta_0$ ) em  $\sigma_0$ , um modelo digital de elevação é necessário. A conversão mais comum baseia-se em valores de  $\beta_0$ , aplicando a Equação 2.8.  $\beta_0$  é uma medida de retroespalhamento na geometria do alcance inclinado (*slant range*). Na geometria inclinada, píxeis cobrem áreas diferentes em função do  $\theta_{loc}$  e por essa razão o  $\beta_0$  contém o impacto da geometria.

$$\sigma_0 = \beta_0 \times \cos\theta_{loc} \quad (2.8)$$

A Equação 2.9 passa  $\sigma_0$  da escala linear para a logarítmica (decibel - dB), em que os valores podem variar de 5 dB para objetos muito brilhantes (ex.: solo úmido) a -40 dB para objetos mais escuros (ex.: corpo de água). As imagens em  $\sigma_0$  são frequentemente usadas em investigações científicas, pois os valores de  $\sigma_0$  são passíveis de comparação.

$$\sigma_0 \text{ (dB)} = 10 \log_{10}(\sigma_0) \quad (2.9)$$

A interpretação de imagens SAR depende do conhecimento dos mecanismos básicos de espalhamento sofridos pelas microondas na interação com os alvos da superfície terrestre, a fim de que se torne possível correlacioná-los as suas fontes produtoras. Os mecanismos mais comuns são: o espalhamento superficial (ex.: superfícies de água, solo exposto, afloramentos rochosos etc.); o espalhamento volumétrico (ex.: dossel florestal, solo arenoso seco etc.); e o espalhamento do tipo *double-bounce* (ex.: áreas edificadas com planos perpendiculares voltados para frente de onda radar). A Figura 2.11 ilustra alguns tipos de superfície, suas interações com as microondas e aparência gerada no dado SAR.

A intensidade do espalhamento superficial depende da rugosidade do alvo (altura média das variações da superfície -  $h$ ), do comprimento de onda ( $\lambda$ ) e do ângulo de

visada do sistema sensor ( $\phi$ ). A rugosidade pode ser analisada em microescala, mesoescala e macroescala. A microescala refere-se a uma escala centimétrica relacionada ao espalhamento por pequenos alvos como, seixos, folhas, ondulações etc. que se situam dentro de uma célula de resolução. A mesoescala aborda a rugosidade a partir de um conjunto de muitas células de resolução. E a macroescala refere-se a um conjunto maior, já sob influência topográfica e do aspecto geral da superfície (Henderson e Lewis, 1998; Jensen, 2009).

### Sensores altimétricos

O sensor radar emite um pulso na faixa das micro-ondas na direção nadir, e mede o tempo decorrido entre a emissão e a recepção do pulso de retorno. O tempo é dividido por dois e multiplicado pela velocidade de  $c \approx 299.792.458 \text{ m/s}$  (Chelton *et al.*, 2001) para estimar a distância entre o satélite e a superfície abaixo dele, distância denominada *range* (Figura 2.12). A diferença entre a altitude precisa do sensor, em relação ao elipsoide (conhecida pelas efemérides orbitais) e o *range* produz a estimativa da elevação absoluta da superfície (Vignudelli *et al.*, 2011). As bandas mais utilizadas em sensores altimétricos são as bandas Ka ( $\lambda$  na faixa de 0,75 - 1,2 cm) e Ku ( $\lambda$  na faixa de 1,7 - 2,5 cm).

Após adquiridos, os dados de altimetria por radar passam por uma série de processamentos e correções. O processo é finalizado com correções que envolvem a topografia e fenômenos que retardam a propagação do pulso, como: variações da ionosfera (*iono*), correção da pressão atmosférica (*dry*), da umidade atmosférica (*wet*), da maré polar (*pt*), da maré terrestre (*set*) e a correção da ondulação geoidal (*GC*, Equação 2.10).

$$H_a = H_s - (\rho + \textit{iono} + \textit{dry} + \textit{wet} + \textit{pt} + \textit{set}) + \textit{GC} \quad (2.10)$$

em que  $H_a$  é a altitude ortométrica,  $H_s$  é a altitude do satélite,  $\rho$  é o *range*.

A maioria dos sensores altimétricos radar são do tipo *Low Resolution Mode* - LRM, que operam por meio de pulsos de curta duração (nanosegundos) e com largura de banda relativamente ampla (Chelton *et al.*, 1989). O sinal de retorno é processado e sintetizado para reduzir os ruídos causados por respostas múltiplas (Fenoglio-Marc *et al.*, 2015). Já os radares SAR altimétricos, registram o sinal de retorno considerando o efeito *doppler*, que permite a gravação apenas dos sinais de retorno mais próximos ao nadir. Tal técnica resulta na redução do *footprint*, ao nadir na direção de vôo (*along track*), comparado à técnica LRM (Egido e Smith, 2016).



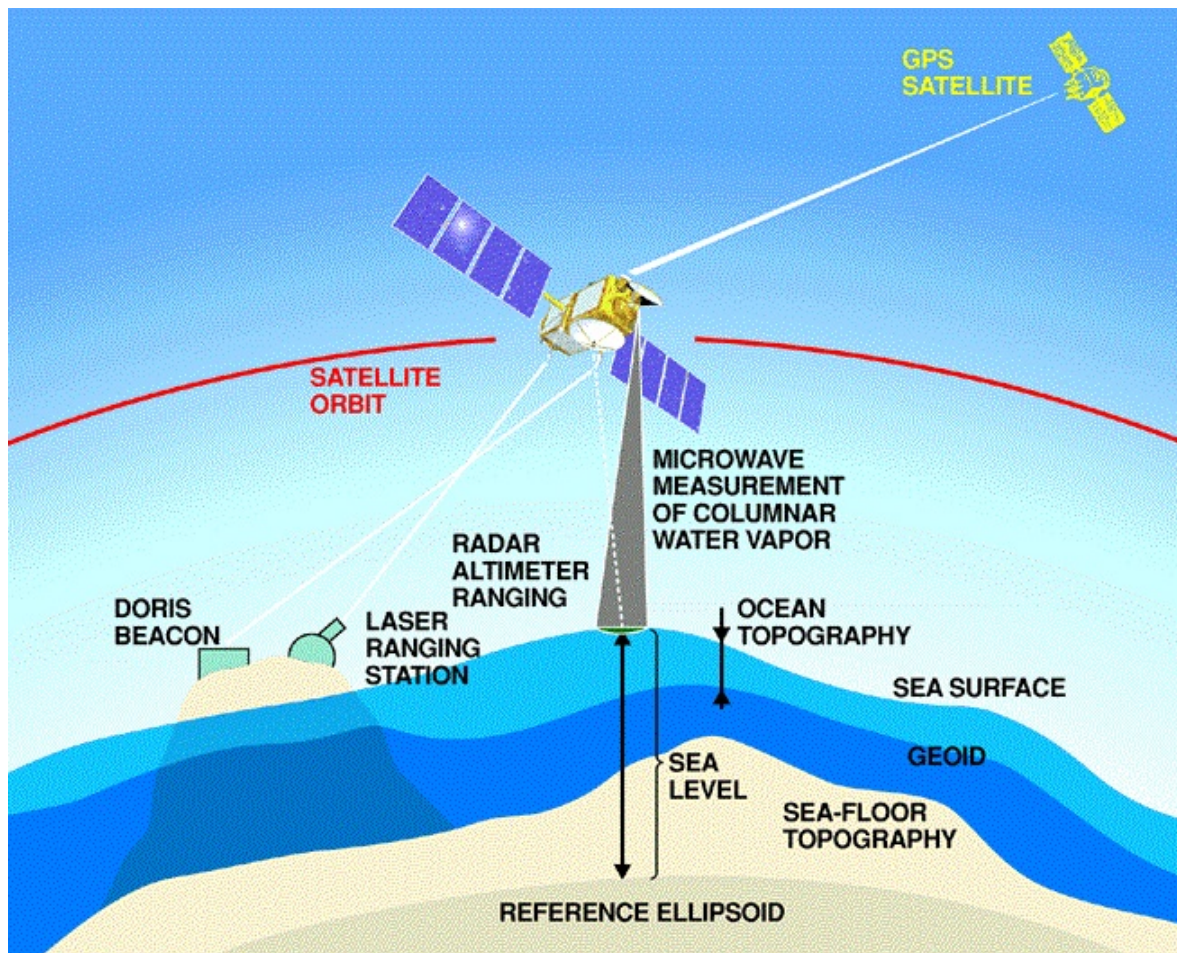


Figura 2.12: Altimetria por radar orbital. Tanto o *Orbit Determination Radiopositioning Integrated on Satellite - DORIS* quanto o *Laser ranging station* são aplicados para mensurar órbitas de modo preciso. Fonte: [NASA/JPL \(2020\)](#).

# Capítulo 3

## ÁREA TESTE E DADOS

### 3.1 Aspectos gerais da área teste

A área teste situa-se no curso principal do rio São Francisco, entre o norte de Minas Gerais e sul da Bahia. Compreende um trecho de  $\approx 470$  km entre as regiões fisiográficas do Alto e Médio São Francisco (CBHSF, 2004). Além dessas duas regiões, a bacia é subdividida em Submédio e Baixo São Francisco (Figura 3.1).

Localizada entre as coordenadas  $7^{\circ}17'$  a  $20^{\circ}50'$  de latitude sul e  $36^{\circ}15'$  a  $47^{\circ}39'$  de longitude oeste, a bacia do rio São Francisco concentra cerca de 10% da população do país e atende a 9,8% da demanda nacional por água, dividida entre os setores industrial, agropecuário, de geração de energia, mineração, aquicultura e uso doméstico (CBHSF, 2016).

A bacia do rio integra as regiões Sudeste e Nordeste do país e abrange os estados de Minas Gerais, Goiás, Bahia, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, além do Distrito Federal. Cerca de 57% da bacia está inserida no polígono das secas, um território submetido a períodos prolongados de estiagem, com zonas geográficas apresentando diferentes índices de aridez. Essa característica hidroclimática é uma das condicionantes que impõe à bacia índices de desenvolvimento humano discrepantes, variando de 0,340 a 0,802 (CBHSF, 2004). A região do semi-árido na bacia abarca 218 municípios, majoritariamente nordestinos e alguns do norte do estado de Minas Gerais.

Nas últimas décadas, a bacia assistiu a processos de desmatamento, ocupação das áreas de preservação permanente, utilização indiscriminada de agrotóxicos, captação intensiva de água, derramamento de efluentes nos rios, dentre outros processos degradantes que afetam a disponibilidade e qualidade da água na bacia (da Costa Houry e Rocha, 2018).

Em relação aos aspectos topográficos, no Alto São Francisco a calha principal encontra as maiores declividades em função do relevo mais acidentado. Nas regiões do Médio e Submédio as declividades são menores, apesar da presença de chapadas (20%

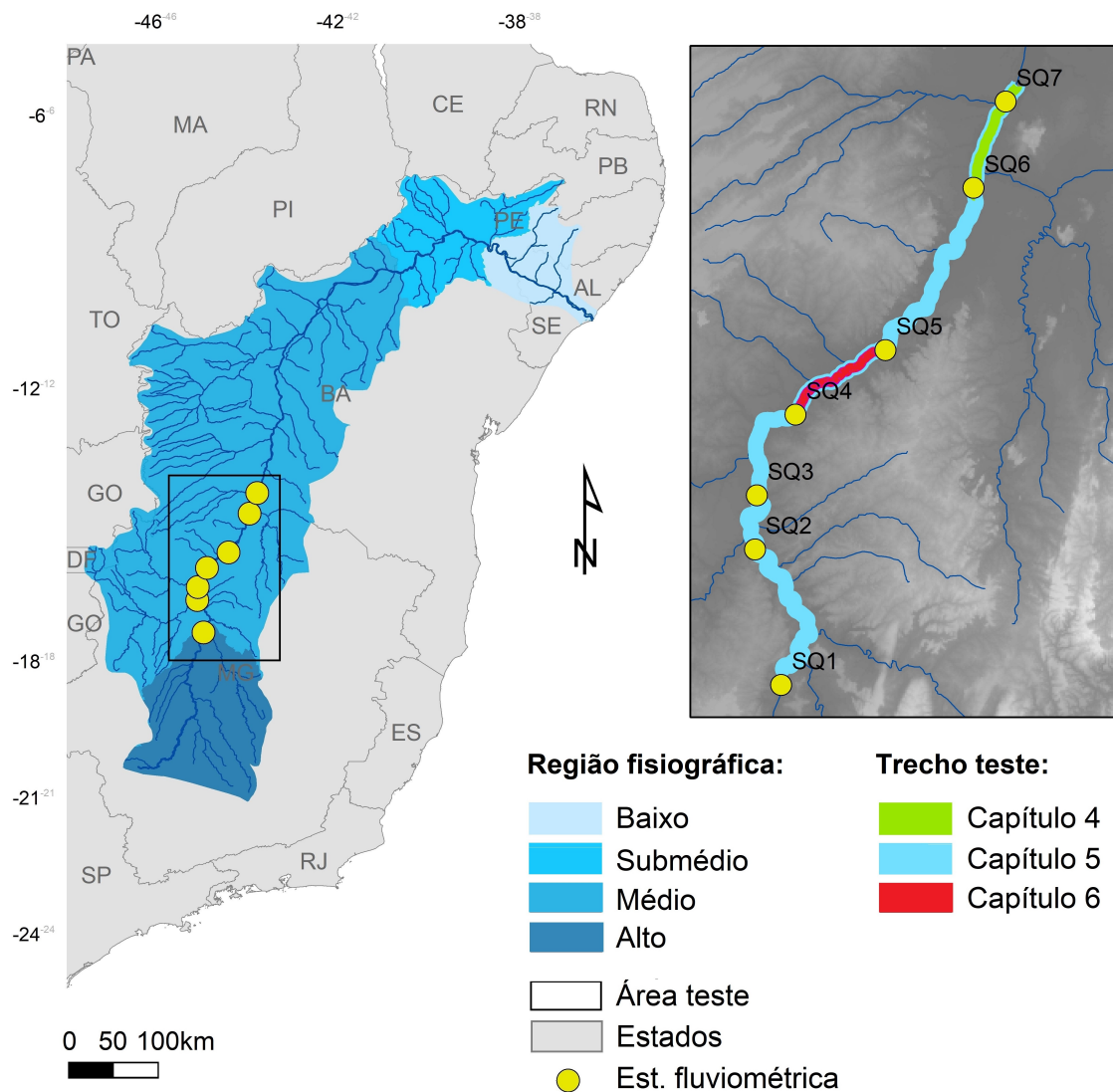


Figura 3.1: Localização da área teste no contexto das regiões fisiográficas da bacia do rio São Francisco. Estações fluviométricas utilizadas no estudo:  $S_{Q1}$  - Pirapora (cód.: 41135000),  $S_{Q2}$  - Cachoeira da Manteiga (cód.: 42210000),  $S_{Q3}$  - São Romão (cód.: 43200000),  $S_{Q4}$  - São Francisco (cód.: 44200000),  $S_{Q5}$  - Pedras de Maria da Cruz (cód.: 44290002),  $S_{Q6}$  - Manga (cód.: 44500000),  $S_{Q7}$  - Carinhanha (cód.: 45298000).



Tabela 3.1: Principais características hidroclimáticas da bacia do São Francisco. Fonte: CBHSF (2004). (\*) Esse valor atinge o extremo 2700 mm/ano na região do semi-árido brasileiro.

Aspectos	Alto	Médio	Submédio	Baixo
Temperatura média °C	23	24	27	25
Clima	Tropical úmido e Temperado de altitude	Tropical semi-árido e Sub-úmido seco	Semi-árido e Árido	Sub-úmido
Precipitação média anual (mm)	1372	1052	693	957
Evapotranspiração média anual (mm)	1000	1230	1550*	1500
Declividade da calha principal (m/km)	0,70 a 0,20	0,10	0,10 a 3,10	0,10

da região hidrográfica) e serras (10% da região hidrográfica) nas cabeceiras laterais. A calha principal nessas regiões fisiográficas apresenta-se pouco meandrante, em terrenos aplainados e vales não confinados. No Submédio e Baixo São Francisco, com cotas altimétricas menores, há a predominância de planícies e, em muitos trechos, a calha principal subdivide-se em multicanais. Cerca de 75% da área da bacia apresenta cotas altimétricas variando de 350 a 800 m e em 80% do terreno há predomínio de relevo aplainado, com declives inferiores a 8% (CBHSF, 2016).

As características hidroclimáticas da bacia estão sumarizadas na Tabela 3.1. A região de inserção da área teste apresenta os climas Tropical Úmido e Temperado de Altitude (Alto São Francisco) e Tropical Semi-árido e Sub-úmido Seco (Médio São Francisco), com uma precipitação média anual variando de 600 a 2000 mm CBHSF (2004). O período chuvoso no Alto e Médio São Francisco ocorre de outubro a março. Os aspectos climáticos das regiões fisiográficas a montante garantem a perenidade dos fluxos da calha principal da bacia. O *Plano decenal de recursos hídricos da bacia do rio São Francisco: 2016 - 2020* (CBHSF, 2016) aponta em seu diagnóstico que não há risco de desertificação no Alto e Médio São Francisco, ao contrário das regiões fisiográficas do Submédio e Baixo São Francisco, segundo o índice de aridez calculado nos estudos que apoiam o Plano.

O cenário geológico do Alto e Médio São Francisco é composto por rochas do Pré-cambriano Indiviso, rochas calcárias do Grupo Bambuí e arenitos Cretácicos da Formação Urucuia. Latossolos, argissolo vermelho, alissolo crômico, cambissolo háplico, areias quartzosas e litossolos compõem a pedologia da região (Brasil, 2006).

Em relação à situação de uso e cobertura da área teste, há classes associadas a remanescentes de savanas, de florestas decíduas e semi-decíduas, fragmentos de caatinga, vegetação em regeneração, áreas urbanizadas e usos relativos às atividades

agropecuárias, e atividades de subsistência.

## 3.2 Dados utilizados

Para o desenvolvimento da pesquisa foram utilizados basicamente três tipos de dados: (a) série temporal de imagens orbitais, (b) série temporal de elevação absoluta obtida por altimetria radar, (c) dados observados *in situ*.

A construção da série temporal de largura foi feita a partir de imagens do sensor SAR da missão S1, do sensor MSI da missão S2 e do sensor OLI, a bordo do satélite L8. A série é formada por 74 dados (imagens e mosaicos) adquiridos no período de 01/03/2016 a 31/08/2018, sendo 36 dados do S1-SAR, 32 do S2-MSI e seis dados do L8-OLI (Tabela 3.2). A Figura 3.2 ilustra a série temporal das imagens e a situação de nível de água em que os dados foram obtidos, tendo como referência as observações da estação fluviométrica situada na região central do trecho teste (estação fluviométrica São Francisco - cód: 44200000). As imagens Sentinel-1 e -2 foram adquiridas a partir da plataforma *Sentinel Data Hub* (<https://scihub.copernicus.eu/>) e a imagem L8-OLI estão disponíveis na plataforma da EarthExplorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Os produtos apresentam um nível de processamento que inclui correções radiométricas e geométricas. Os dados ópticos com resolução maior que 10 m foram reamostrados para 10 metros. Todos os dados foram reprojetoados para UTM, zona 23S, datum WGS. A Figura 3.3 ilustra as aparências de uma mesma superfície de água fluvial nas perspectivas dados obtidos pelos sensores S1-SAR, S2-MSI e L8-OLI.

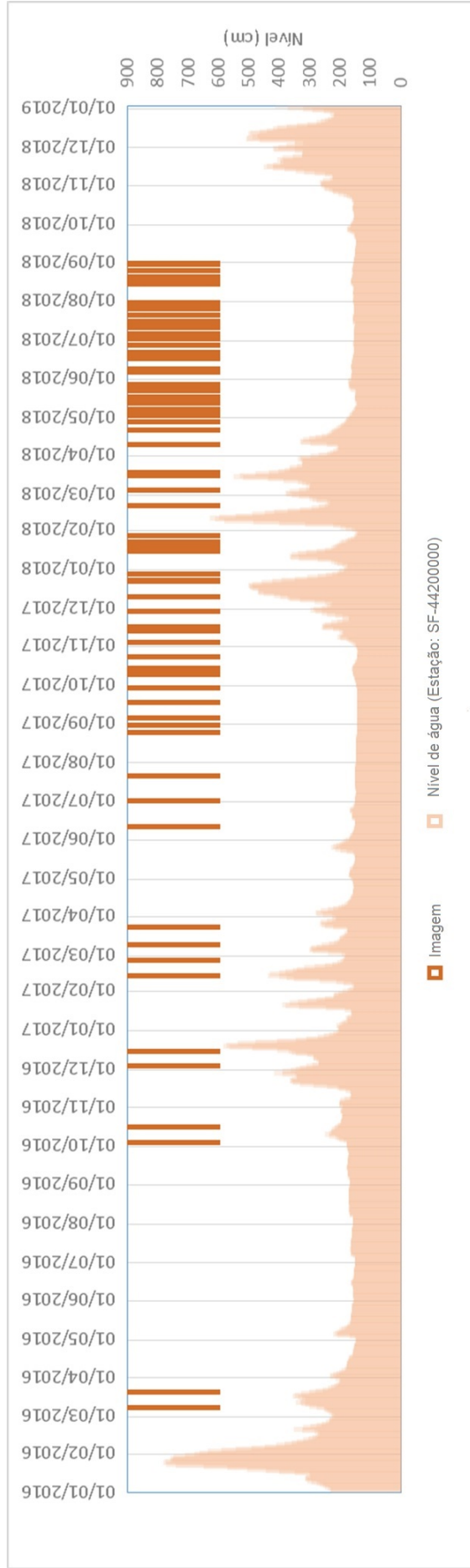


Figura 3.2: Série temporal das imagens utilizadas na pesquisa e a situação de nível de água em que os dados foram obtidos, considerando a estação fluviométrica situada na região central do trecho teste (estação fluviométrica São Francisco - cód: 44200000).

As imagens da missão S1 foram adquiridas (banda C,  $\lambda \approx 5,6$  cm, polarizações VV e VH) no modo *Interferometric Wide Swath* - IW, com um nível 1 de processamento, produto *Ground Range Detected*. Este produto apresenta número de *looks* de 5x1 (*range* - rg x *azimuth* - az), a resolução espacial é de 20x22 m (rg x az), o espaçamento entre os píxeis é de 10x10 m (rg x az) e o número equivalente de *looks* é de 4,4, que corresponde a uma média de todas as sub-faixas (*sub-swath*).

Os produtos S1-SAR IW GRD passaram por um processo de remoção do ruído termal e redução do efeito *speckle*, usando o filtro *Refined Lee*, implementado no ambiente *Sentinel Application Platform Toolbox* - SNAP (<http://step.esa.int/main/toolboxes/snap/>). A escolha por essa técnica de filtragem tem como base o estudo de Pôssa e Maillard (2018), que avaliou o desempenho de abordagens reconhecidas na literatura para tratamento do efeito *speckle*, considerando a aplicação do dado SAR para delineamento de superfícies de água. Os filtros analisados no estudo são: *Mediana* (Mansourpour *et al.*, 2006), *Frost* (Frost *et al.*, 1982), *Gamma Map* (Lopes *et al.*, 1990), *Lee* (Lee, 1981b), *Refined Lee* (Lee, 1981a) e *Lee Sigma* (Lee, 1983). Os filtros foram avaliados de acordo com sua capacidade de reduzir o efeito *speckle*, a partir da análise da variabilidade do brilho do pixel em regiões homogêneas da imagem. Essa análise foi feita por meio do coeficiente de variação (Equação 3.1, razão entre o desvio padrão ( $\sigma$ ) e a média ( $\mu$ )). Também foi avaliada a capacidade dos filtros de preservarem as bordas da imagem (determinantes na boa acurácia do delineamento), usando para isso o *Edge Save Index* - ESI tanto na direção horizontal quanto na vertical (Equação 3.2 e 3.3, Iqbal *et al.* (2013)).

$$CV = \frac{\sigma}{\mu} \quad (3.1)$$

$$ESI^h = \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^{n-1} |\hat{x}(i, j+1) - \hat{x}(i, j)|}{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^{n-1} |\hat{x}(i, j+1) - \hat{x}(i, j)|} \quad (3.2)$$

$$ESI^v = \frac{\sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^{m-1} |\hat{x}(i+1, j) - \hat{x}(i, j)|}{\sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^{m-1} |\hat{x}(i+1, j) - \hat{x}(i, j)|} \quad (3.3)$$

Tabela 3.2: Imagens utilizadas no estudo por sensor e a situação de nível de água médio diário e vazão média diária observados na estação fluviométrica 44200000 (São Francisco) na data da aquisição.

Satélite/Sensor	Data	Nível médio (cm)	Q ( $m^3/s$ )
S1-SAR	01/03/2016	217	650,8886
S1-SAR	08/03/2016	294	1045,936
S1-SAR	20/03/2016	274	935,6974
continua			

Tabela 3.2 – Continuação

Satélite/Sensor	Data	Nível (cm)	Q ( $m^3/s$ )
S1-SAR	04/10/2016	180	490,1305
S1-SAR	16/10/2016	201	578,9834
S2-MSI	03/12/2016	284	990,1601
S1-SAR	15/12/2016	400	1715,439
S1-SAR	13/02/2017	425	1893,548
S1-SAR	25/02/2017	180	490,1305
S1-SAR	09/03/2017	229	707,1644
S2-MSI	23/03/2017	243	775,3266
S2-MSI	11/06/2017	142	345,7611
S2-MSI	01/07/2017	142	345,7611
S2-MSI	21/07/2017	144	352,8194
S1-SAR	24/08/2017	137	328,3831
S2-MSI	30/08/2017	137	328,3831
S1-SAR	05/09/2017	136	324,9536
S1-SAR	17/09/2017	137	328,3831
S1-SAR	29/09/2017	139	335,2883
S2-MSI	09/10/2017	150	374,3594
S1-SAR	11/10/2017	152	381,6605
S2-MSI	14/10/2017	151	378,0024
S1-SAR	23/10/2017	136	324,9536
S1-SAR	04/11/2017	163	422,8892
S2-MSI	13/11/2017	216	646,2893
S1-SAR	16/11/2017	248	800,3182
S1-SAR	28/11/2017	289	1017,885
S1-SAR	10/12/2017	411	1792,879
S1-SAR	22/12/2017	385	1612,206
S2-MSI	23/12/2017	342	1331,624
S2-MSI	28/12/2017	202	583,3717
S1-SAR	15/01/2018	242	770,3691
L8-OLI	18/01/2018	208	609,9987
S2-MSI	22/01/2018	174	465,9142
S1-SAR	27/01/2018	139	335,2883
S1-SAR	20/02/2018	232	721,5444
S1-SAR	04/03/2018	304	1103,015
S1-SAR	16/03/2018	472	2248,55
S2-MSI	18/03/2018	395	1680,723

continua

Tabela 3.2 – Continuação

Satélite/Sensor	Data	Nível (cm)	Q ( $m^3/s$ )
S1-SAR	09/04/2018	292	1034,676
S1-SAR	21/04/2018	205	596,6217
S2-MSI	27/04/2018	175	469,9137
S2-MSI	02/05/2018	159	407,6877
S1-SAR	03/05/2018	155	392,725
S2-MSI	07/05/2018	144	352,8194
S2-MSI	12/05/2018	140	338,7639
S1-SAR	15/05/2018	144	352,8194
S2-MSI	17/05/2018	142	345,7611
S2-MSI	22/05/2018	156	396,4432
L8-OLI	26/05/2018	161	415,2587
S2-MSI	27/05/2018	163	422,8892
S2-MSI	06/06/2018	154	389,0218
S1-SAR	08/06/2018	157	400,1764
S2-MSI	16/06/2018	151	378,0024
S1-SAR	20/06/2018	148	367,1187
S2-MSI	21/06/2018	146	359,9387
L8-OLI	27/06/2018	149	370,7315
S1-SAR	02/07/2018	148	367,1187
S2-MSI	06/07/2018	148	367,1187
S2-MSI	11/07/2018	145	356,3714
L8-OLI	13/07/2018	144	352,8194
S1-SAR	14/07/2018	149	370,7315
S2-MSI	16/07/2018	150	374,3594
S2-MSI	21/07/2018	148	367,1187
S1-SAR	26/07/2018	148	367,1187
L8-OLI	29/07/2018	147	363,5211
S2-MSI	31/07/2018	151	378,0024
L8-OLI	14/08/2018	156	396,4432
S2-MSI	15/08/2018	156	396,4432
S1-SAR	19/08/2018	154	389,0218
S2-MSI	20/08/2018	154	389,0218
S2-MSI	25/08/2018	153	385,3336
S2-MSI	30/08/2018	148	367,1187
S1-SAR	31/08/2018	146	359,9387

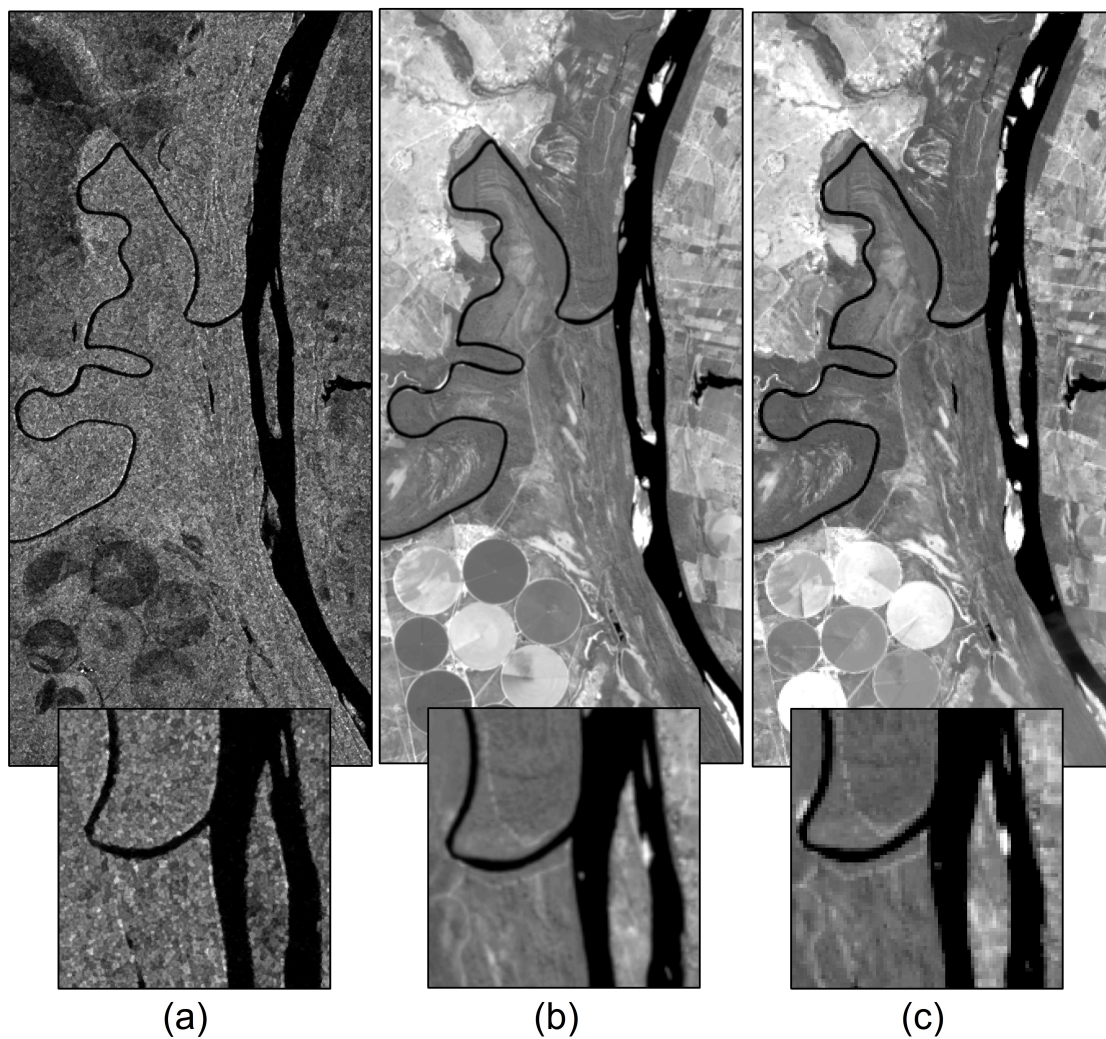


Figura 3.3: Aparência de superfície de água de vale fluvial em imagens obtidas por sensores orbitais SAR e ópticos. (a) Imagem SAR da missão Sentinel-1, polarização VV, resolução espacial de 10 m. (b) Imagem óptica da missão Sentinel-2, resolução espacial de 20 m, banda 11 (Infravermelho de ondas curtas). (c) Imagem óptica da missão Landsat-8, resolução espacial de 30 m, banda 6, (Infravermelho de ondas curtas).





Figura 3.4: Satélites que carregam a bordo os sensores altimétricos SIRAL, AltiKa e SRAL, respectivamente. Imagens disponíveis respectivamente em: <https://www.esa.int/>, <https://cnes.fr/en>, <https://sentinel.esa.int/>, Acesso em: 09 mar. 2020.

A série de dados altimétricos de elevação absoluta ( $H$ ) utilizada no estudo é um compilado de dados multimissão, disponibilizado pelo *Laboratório de Sensoriamento Remoto - LABSere* do *Departamento de Geografia* da UFMG. O conjunto de dados é composto pelas missões CryoSat-2, Saral e Sentinel-3 (Figura 3.3), cujas principais características encontram-se reunidas na Tabela 3.3. Os dados obtidos por altimetria radar apresentam nível de correção 3, que corresponde a elevação absoluta consistida  $H$  da superfície de água.

A missão CryoSat-2 da ESA foi lançada em 2008 tendo a bordo o altímetro Siral, em banda Ku (13,575 GHz), com período de revisita ao mesmo ponto de 369 dias. Tem como objetivo principal determinar as variações na espessura das camadas de gelo continentais e marinho diante do contexto de mudanças climáticas. Porém, os dados também têm sido aplicados a outros tipos de estudos (ESA, 2015). A missão Saral, lançada em 2013, é uma cooperação entre *Indian Space Research Organisation - ISRO* e *Centre National d'Etudes Spatiales - CNES*, carrega a bordo o altímetro AltiKa, em banda Ka, com revisita de 35 dias. O Saral utiliza a mesma órbita do Envisat, porém opera na banda Ka, superior em precisão à banda Ku utilizada pelo Envisat. O compartilhamento de órbita permite o uso combinado dessas missões e, portanto, a produção de séries temporais mais longas. Lançado em 2016, a missão Sentinel-3 operada pela ESA e pela *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*, traz a bordo o *Synthetic Aperture Radar Altimeter - SRAL*. Opera nos modos LRM e SAR.

Há sete estações fluviométricas ativas na área teste (Tabela 3.4), cujos dados foram utilizados para as etapas de calibração de modelos e análises de desempenho, descritas nos Capítulos 5 e 6. Os dados foram adquiridos na base online da Agência Nacional das Águas do Brasil – ANA<sup>1</sup>. O setor fluvial utilizado para teste apresenta baixa declividade (média de  $2,68 \times 10^{-5}$  m/m) e padrões morfológicos longitudinais que variam de retilíneo a meandrante. Na perspectiva da morfologia transversal, há predominância de

<sup>1</sup><https://www.snirh.gov.br>



Tabela 3.3: Características principais das missões altimétricas utilizadas no estudo. Ka = 0,75 a 1,2 cm, Ku = 1,70 a 2,50 cm.

Operação	CryoSat-2	Saral	Sentinel-3
Período	06/2008 - presente	02/2013 - presente	04/2014 - presente
Sensor altimétrico	SIRAL	AltiKa	SRAL
Revisita	369 dias	35 dias	27 dias
Banda	Ku	Ka	Ku
Altitude	717 km	786-814 km	814 km
Precisão (no oceano)	$\approx 1,5$ cm	$\approx 4$ cm	$\approx 4$ cm

seções retangulares, e, em menor ocorrência, seções trapezoidais, com níveis variados de assimetria. A Figura 3.5 ilustra os perfis transversais obtidos nas seções de medição das sete estações fluviométricas presentes na área.

Tabela 3.4: Estações fluviométrica presentes na área teste. (\*) Fonte das informações de uso e cobertura: Pereira (2018). AG - Agropecuária, PA - Pastagem, RG - Vegetação em regeneração, RV - Remanescentes de vegetação, UR - Área urbana.

Estação	Código ANA	Código adotado	S Latitude/ O Longitude	Vazão média (m <sup>3</sup> /s)	Área de drenagem	Altitude (m)	Uso e cobertura*
Pirapora	41135000	S <sub>Q1</sub>	17° 22' 9,12" /44° 56' 35,2"	841	62200	480	AG, PA, RG
Cachoeira da Manteiga	42210000	S <sub>Q2</sub>	16° 39' 25,92" /45° 4' 50,9"	1169	107000	467	AG, PA, RV
São Romão	43200000	S <sub>Q3</sub>	16°22' 21,00" /45° 4' 12,0"	1569	154000	464	AG, PA, UR
São Francisco	44200000	S <sub>Q4</sub>	15° 56' 57,84" /44° 52' 4,1"	1808	184000	457	AG, PA, UR
Pedras de Maria da Cruz	44290002	S <sub>Q5</sub>	15°36'3,96" /44°23'48,1"	2017	194000	451	AG, PA
Manga	44500000	S <sub>Q6</sub>	14° 45'25,92" /43° 55' 55,9"	1953	202000	440	AG, PA, RG
Carinhanha	45298000	S <sub>Q7</sub>	14° 18'15,84" /43° 45'47,9"	2192	254000	427	AG, PA, RG

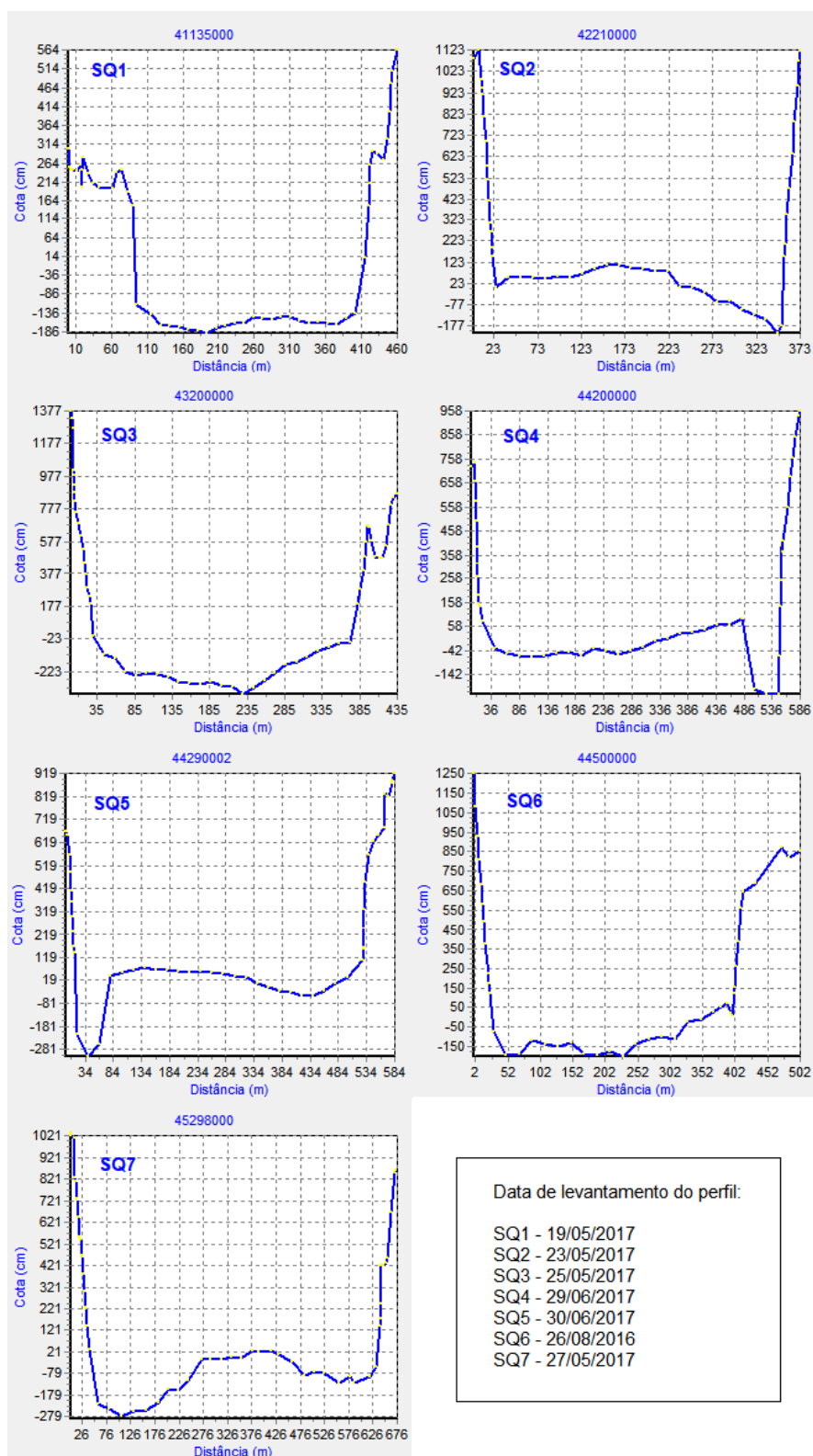


Figura 3.5: Perfis transversais das estações fluviométricas presentes na área teste, extraídos de dados *in situ*, disponibilizados pela ANA.

## Capítulo 4

# EXTRAÇÃO DE SUPERFÍCIE DE ÁGUA DE IMAGENS ORBITAIS

### 4.1 Sensores ópticos e SAR na detecção de águas continentais superficiais

Ainda nos anos 1970, imagens da missão Landsat começaram a ser empregadas no mapeamento de inundações, demonstrando potencialidade para subsidiar atividades de monitoramento, de previsão e de mitigação de danos causados por inundações (Smith, 1997). Em um período mais recente, programas globais de mapeamento de corpos de água usaram imagens ópticas como fonte de dados. Um exemplo é a máscara para identificação de corpos hídricos na resolução espacial de 250 m (*250 m water mask Carroll et al. (2009)*), gerada principalmente a partir de dados do MODIS e do *SRTM Water Body Data - SWBD*, um subproduto do SRTM (Slater et al., 2006). Outro exemplo é o projeto *Global Surface Water – GSW* da *European Commission’s Joint Research Centre* e do *Google Earth Engine*, que usaram uma série de dados, de 1984 a 2015, para criar um mapeamento que informa a ocorrência e a permanência temporal de superfícies de água em todo o mundo (Pekel et al., 2016).

As interações entre a radiação solar e a água, registradas pelos sensores remotos ópticos, fundamentam as aplicações desse tipo de dado em estudos hidrológicos. A radiância total ( $L_t$ ), proveniente de um corpo de água e registrada por um sensor óptico, é uma função de quatro componentes, conforme descreve a Equação 4.1.  $L_p$  é o ruído atmosférico,  $L_s$  é a radiância da radiação solar e atmosférica que atinge a superfície de água e é refletida,  $L_v$  é a radiância da radiação solar e atmosférica que penetra na coluna de água, interagindo com seus constituintes orgânicos e inorgânicos (fornece informações sobre a composição da água), e  $L_b$  é a porção da radiância da radiação solar e atmosférica que penetra a coluna de água, atinge o fundo do rio e é refletida de volta para o sensor (Jensen, 2009).

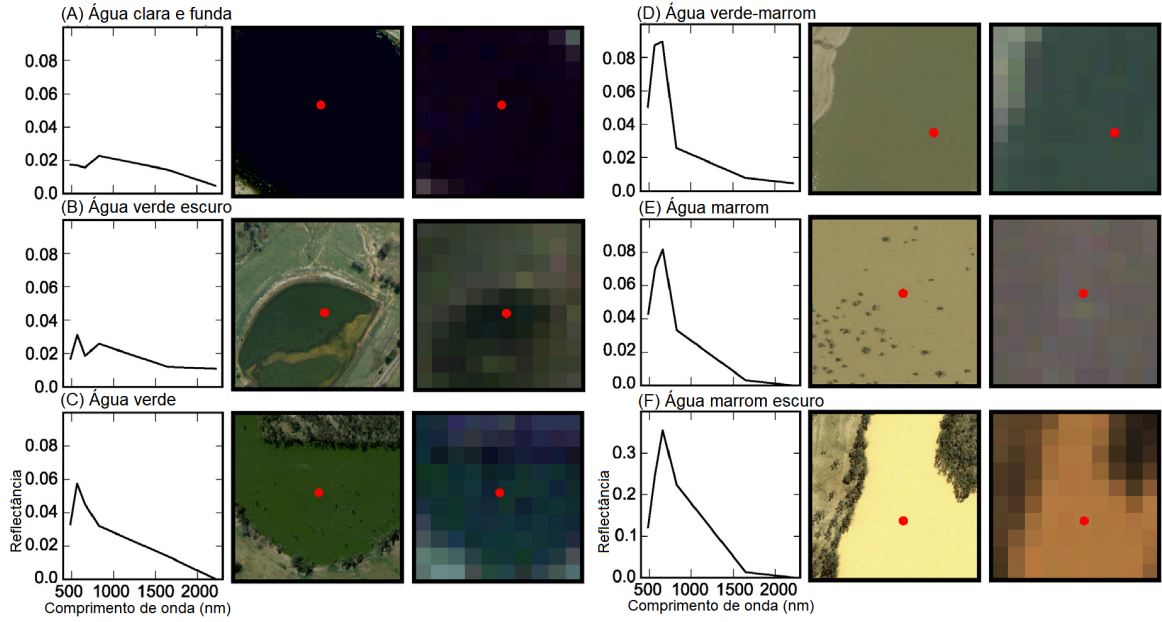


Figura 4.1: Diferentes aspectos de superfícies de água do nordeste da Austrália, fornecidas pelo estudo de Fisher *et al.* (2016). As imagens de alta resolução são imagens aéreas ou Google Earth e as de resolução mais baixa correspondem às imagens do Landsat (bandas 3, 2 e 1 em vermelho, verde e azul, respectivamente). Os espectros de refletância são obtidos no pixel Landsat marcado em vermelho e são plotados contra o comprimento do eixo de cada banda. As imagens têm  $300 \times 300$  m. Fonte: adaptado de Fisher *et al.* (2016)

$$L_t = L_p + L_s + L_v + L_b \quad (4.1)$$

Uma dificuldade para a detecção das superfícies de água em imagens ópticas é em relação à variabilidade dos espectros de refletância, que variam em função das propriedades do corpo de água. O estudo de Fisher *et al.* (2016) apresenta exemplos de refletância dos pixels da água, nas imagens Landsat TM/ETM+ (faixa espectral de 500 a 2000 nm), para corpos de água de diferentes aspectos (Figura 4.1). Na Figura 4.1, corpos de águas relativamente claras e profundas tendem a apresentar refletância decrescente e baixa (A), bem como águas com grande quantidade de matéria orgânica dissolvida (ex.: rio Negro, bacia amazônica). Corpos de água com altas concentrações de fitoplâncton têm picos de refletância na faixa verde (Figura 4.1, B e C), enquanto corpos de água com altas concentrações de fitoplâncton e de sedimentos têm picos de refletância na faixa do vermelho (Figura 4.1, E e F). Águas com mistura de fitoplâncton e sedimento têm aparência verde-marrom nas bandas 3, 2 e 1 (RGB, respectivamente) do Landsat TM/ETM+, e, apresentam refletância semelhante nas faixas do verde e vermelho (Figura 4.1, D).

Em todos os espectros ilustrados na Figura 4.1, a refletância tende a declinar, dras-

ticamente, com o aumento do comprimento de onda. Em aplicações para a detecção de superfícies de água, os métodos, normalmente, exploram essas regiões espectrais de absorção, como, a região do infravermelho próximo (0,76  $\mu\text{m}$  a 1,2  $\mu\text{m}$ ) e a região do infravermelho de ondas curtas (1,2  $\mu\text{m}$  a 3,0  $\mu\text{m}$ ) (Ji *et al.*, 2009; McCoy, 2005). Nessas faixas espectrais, a aparência dos corpos de água é escura e contrastante com grande parte das superfícies terrestres, assim, podem ser adotadas como indicadoras espectrais de água (Ji *et al.*, 2009; McCoy, 2005).

Os métodos para detectar águas superficiais a partir de imagens ópticas orbitais estão bem estabelecidos e se mostraram efetivamente operacionais nas escalas local, regional e global (Smith, 1997; Carroll *et al.*, 2009; Pekel *et al.*, 2016; Pôssa *et al.*, 2018). Apesar da potencialidade, os sensores ópticos são limitados em relação à presença de nebulosidade (Brisco *et al.*, 2009). Essa limitação pode prejudicar o monitoramento de regiões em épocas chuvosas, quando há uma maior persistência de nuvens, o que prejudicaria a observação da variabilidade das superfícies de água em seu período mais dinâmico. Como alternativa, sensores SAR são pouco sensíveis às instabilidades atmosféricas e demonstram potencial para a observação sistemática e contínua de rios, lagos, reservatórios, áreas úmidas e extensões inundadas (Lewis, 1998; Slater *et al.*, 2006; Brisco *et al.*, 2009).

Outras limitações dos sensores ópticos são a dependência da iluminação solar e a resposta espectral ambígua (dependente de vários fatores). Sensores SAR por serem ativos, produzindo a própria energia eletromagnética empregada no imageamento, são independentes das condições de iluminação. Além disso, a resposta espectral na região das microondas é menos ambígua e menos complexa no momento da interpretação, devido ao fato de estar associada apenas às propriedades geométricas (ex.: forma e rugosidade) e elétricas do alvo (ex.: conteúdo de umidade - em um meio - que alteraria a constante dielétrica).

Nos comprimentos de onda empregados nos sistemas SAR, as superfícies de água geralmente comportam-se como lisas na microescala (Equação 4.2), e produzem baixo retroespalhamento, devido à reflexão especular<sup>1</sup>, associado a píxeis escuros. Em contraste, grande parte das superfícies terrestres produzem maior retroespalhamento em função da rugosidade (Equação 4.3), gerando regiões mais claras na imagem (Henderson e Lewis, 1998).

$$h > \frac{\lambda}{8 \cos\phi} \quad (4.2)$$

$$h < \frac{\lambda}{8 \cos\phi} \quad (4.3)$$

sendo  $h$  altura das variações da superfície,  $\lambda$  o comprimento de onda e  $\phi$  o ângulo de

---

<sup>1</sup>Ângulo de incidência é igual ao ângulo de reflexão.



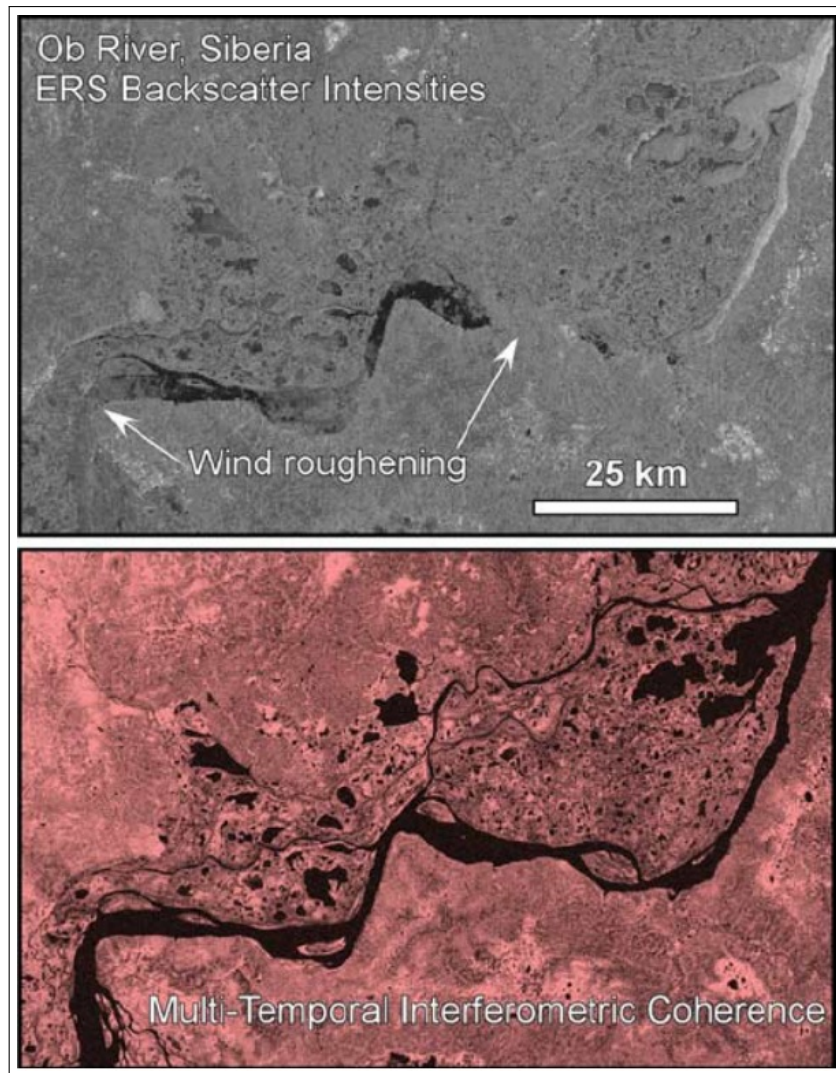


Figura 4.2: Efeito do vento na superfície de água de um rio na Sibéria, registrado por uma imagem ERS, banda C (5,6 cm). Fonte: [Smith e Alsdorf \(1998\)](#).

observação a partir do plano da superfície.

É importante salientar que os ventos podem aumentar a rugosidade do espelho de água, e conseqüentemente o retroespalhamento, conforme ilustra a Figura 4.2. Trechos de rio de alto gradiente ou fundo pedregoso também podem causar a perturbação do espelho de água. Esses efeitos dificultam a separação dos corpos de água de outros tipos de cobertura em imagens SAR.

Delinear e quantificar os corpos de água continentais compõem as etapas básicas para o entendimento da dinâmica hidrológica das águas superficiais ([Pekel et al., 2016](#)). Por essa razão, determinar a acurácia alcançada no processo de extração de superfícies de água, a partir de imagens, torna-se indispensável. Características espectrais, polarização, resolução espacial, resolução radiométrica, geometria de aquisição, condições de iluminação, propriedades da água e os métodos de processamento digital de imagens

são fatores que influenciam na acurácia do delineamento (Pôssa e Maillard, 2018).

Considerando a multiplicidade de dados disponíveis e de técnicas de extração de superfície de água, o estudo deste capítulo tem como objetivo: (1) determinar a acurácia alcançada pelos dados Landsat-8, Sentinel-1 e Sentinel-2 no delineamento da superfície de água, para um trecho do rio São Francisco, (2) avaliar a acurácia alcançada por diferentes algoritmos classificadores; e assim (3) definir os procedimentos para a tarefa de delineamento de superfície, considerando o custo/benefício.

A avaliação foi feita por banda espectral, por combinação de bandas e por polarização (VH e VV). Avaliou-se ainda o impacto da reamostragem dos píxeis no delineamento da superfície de água. Sete classificadores foram testados, divididos em não-supervisionado (k-means e Expectation Maximization (EM) Cluster Analysis) e supervisionado (Random Forest - RF, k-nearest neighbors - KNN, Maximum Likelihood Classification - ML, Support Vector Machine - SVM, Mahalanobis - MH). A escolha por esses classificadores deve-se ao fato de estarem disponíveis na maioria dos *softwares* de processamento digital de imagens gratuitos e, alguns desses, são abordagens recentes na área do reconhecimento de padrões. A seguir, apresenta-se uma revisão geral sobre técnicas empregadas para extração de superfícies de água.

## 4.2 Extração de superfícies de água

Na perspectiva do processamento digital de imagens, as abordagens para extração de superfície de água, relatadas na literatura, apresentam níveis variados de complexidade.

Alguns métodos aproveitam os índices espectrais que exploram a diferença da refletância entre as partes do visível e infravermelho do espectro, como o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* - NDVI) e o Índice de Água por Diferença Normalizada (*Normalized difference Water Index* - NDWI, Mueller *et al.* (2016)).

O estudo de Fisher *et al.* (2016) apresenta uma análise comparativa da precisão de sete índices de água aplicados às imagens Landsat TM/ETM+/OLI, com resoluções de 30 m, para corpos de água de diferentes características, no leste da Austrália. Nesse estudo, os índices  $WI_{2015}$ ,  $WI_{2006}$  e  $AWEI_{shadow}$  apresentaram os melhores resultados: precisão geral de 95 a 99% para pixels puros e 73 a 75% para píxeis com mistura espectral. O  $WI_{2006}$  é um índice de água que usa análise de variáveis canônicas de dados do topo da atmosfera e  $WI_{2015}$  é um índice de água criado com base em análise discriminante linear, a partir de dados processados para a refletância da superfície. O  $AWEI_{shadow}$  é um Índice Automatizado de Extração de Água para imagens com sombras (Fisher *et al.*, 2016).

Outros métodos aplicam técnicas limiarização. De maneira geral, a limiarização pode ser definida como um processo de extração de objetos de um fundo, a partir da



seleção de um valor  $T$ . De modo que, cada ponto  $(x, y)$  tal que  $f(x, y) > T$  é um ponto do objeto. Caso contrário ( $f(x, y) < T$ ), é um ponto do fundo (Gonzalez e Woods, 2009). Esse é o princípio da limiarização global, porém,  $T$  pode depender tanto de  $f(x, y)$ , quanto de  $p(x, y)$ , denominado limiar local. A desvantagem da limiarização está na dificuldade de definir um limiar  $T$ , pois, os valores podem variar de cena para cena (em imagens ópticas e SAR), em função da variação da iluminação solar, da geometria de aquisição e do efeito da velocidade do vento sobre as superfícies de água.

Para contornar essa dificuldade, Liu e Jezek (2004) automatizaram a identificação dos valores de limiar e os combinaram ao detector de borda de *Canny* para a delimitação da linha costeira, a partir de dados ópticos e SAR. O detector de *Canny* uniformiza a imagem usando um filtro gaussiano convolutivo e localiza as bordas aplicando a primeira derivada (Canny, 1986). Os limiares foram determinados a partir da análise automatizada do histograma, adaptando-se às mudanças das características geofísicas ao longo da costa. O resultado dessa combinação gerou um aumento da confiabilidade entre os limites locais terra/água.

Uma das principais aplicações de imagens obtidas por sensoriamento remoto é o reconhecimento de padrões, a partir da classificação. Denomina-se padrão, um vetor de atributos que descreve um objeto. Os atributos podem ser tratados como eixos de um espaço de  $k$  dimensões, chamado espaço de atributos (Mather e Tso, 2016). A classificação consiste na análise quantitativa do espaço de atributos da imagem, com o objetivo de reconhecer padrões e estabelecer uma relação entre um objeto e um rótulo associado a uma classe (Crósta, 1999). O objeto pode ser um único pixel, em classificações pixel a pixel, ou um conjunto de píxeis, formando uma entidade geográfica, em classificações por região (Mather e Tso, 2016).

Parte deste Capítulo, investiga a acurácia de sete classificadores, divididos em não-supervisionados e supervisionados, empregados no processo de extração de superfície de água, de um trecho da calha principal da bacia do São Francisco. Classificadores não-supervisionados são aqueles em que próprio algoritmo determina as classes presentes na imagem. Já os supervisionados, são classificadores que demandam indicação prévia de amostras de classes, que servirão como referência ao processo de classificação. Os classificadores não-supervisionados analisados foram o k-means e o Expectation Maximization – EM. Os classificadores supervisionados avaliados foram: o Random Forest - RF, k-nearest neighbors - KNN, Maximum Likelihood Classification – ML, Support Vector Machine – SVM, Mahalanobis - MH).

Tanto o algoritmo k-means quando o EM baseiam-se em análise de cluster, que se trata de uma partição de um conjunto de dados em subconjuntos (clusters ou classes), considerando algum traço comum (comumente emprega-se como parâmetro alguma medida de distância). O k-means parte de um número  $k$  de clusters e escolhe aleatoriamente  $k$  píxeis que definem a posição central dos clusters iniciais. A partir

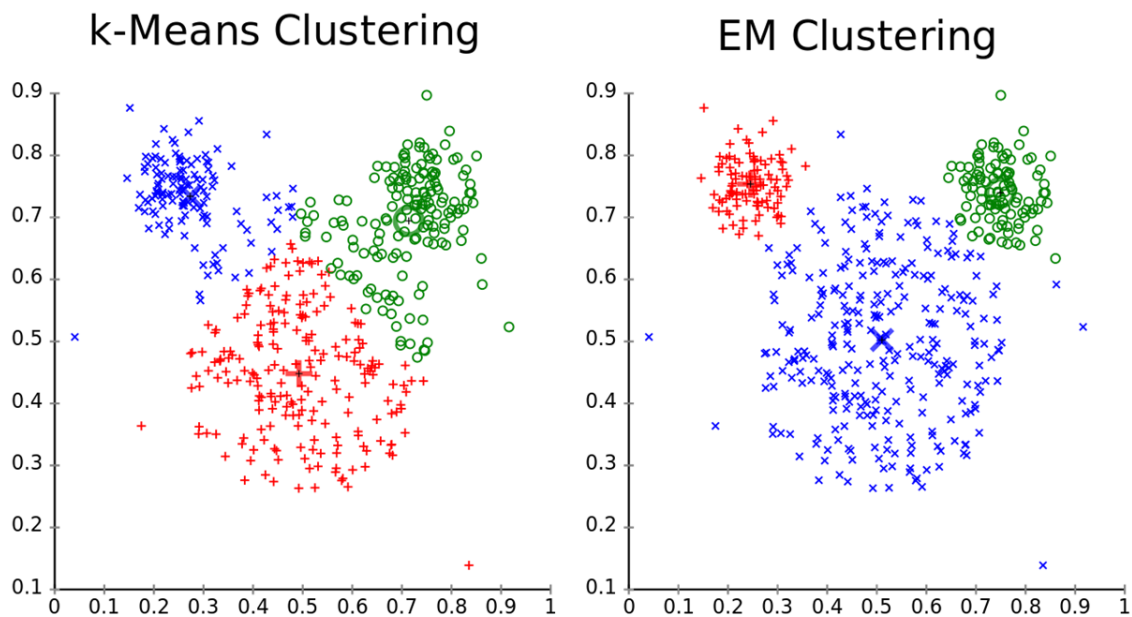


Figura 4.3: Um exemplo dos resultados obtidos pelo algoritmo k-means e pelo algoritmo EM. O centro do cluster é indicado pelo símbolo maior e mais claro. Fonte: Chire, 2010, imagem sob domínio público via Wikimedia Commons. Disponível em: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:ClusterAnalysis\\_Mouse.svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:ClusterAnalysis_Mouse.svg). Acesso em: 15 mai. 2020.

disso, atribui-se a classe de cada pixel, considerando o centro do cluster mais próximo, usando uma medida de distância. Em seguida, os centros são recalculados considerando a média aritmética dos píxeis que compõem cada cluster. Os passos são repetidos até que o parâmetro de convergência seja cumprido (Canty, 2014). Wang *et al.* (2018) propuseram um novo índice de água que, classificado usando k-means, mostrou-se capaz de mitigar as influências sazonais e diárias resultantes das variações das condições de iluminação.

O algoritmo EM é uma generalização do k-means, porém a associação de cada pixel a um cluster é definida por uma probabilidade (*a posteriori*). Os clusters são definidos por uma probabilidade *a priori* e por uma matriz de covariância de cluster. Para cada cluster, uma função de verossimilhança é definida pela distância de Mahalanobis entre o centro do cluster e os píxeis. As probabilidades *a posteriori*, bem como centros dos clusters e matrizes de covariância são recalculados iterativamente até que a probabilidade *a posteriori* seja máxima. (ESA, 2018a). A Figura 4.3 apresenta um exemplo de repartição pelos métodos k-means e EM.

Nos últimos anos, os métodos não paramétricos (algoritmos baseados em aprendizado de máquina) ganharam grande atenção em aplicações de reconhecimento de padrões, a partir de imagens obtidas por sensoriamento remoto (Thanh Noi e Kappas, 2018). O KNN é um dos algoritmos de aprendizado de máquinas mais simples (Fi-

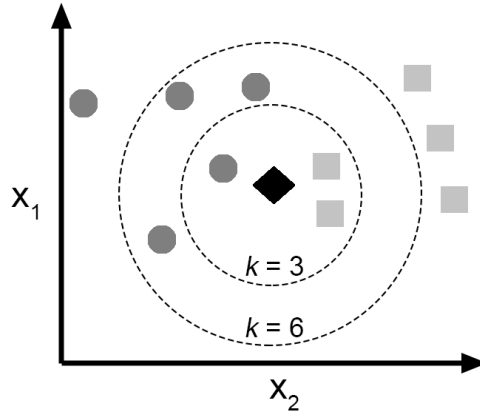


Figura 4.4: Exemplo de classificação feita usando o KNN. A amostra de teste (em preto) deve ser classificada em quadrados ou círculos. Se  $k = 3$ , a classe atribuída será quadrado, porque é a classe mais frequente. Com o  $k = 6$ , a classe mais frequente é o círculo, portanto, essa será a classe atribuída.

gura 4.4). O algoritmo classifica um pixel atribuindo-lhe o rótulo mais frequente entre as amostras de treinamento  $k$  mais próximas ao pixel (Blanzieri e Melgani, 2008).

O SVM é um classificador não paramétrico que usa uma função kernel para mapear o espaço original das variáveis independentes, para um espaço de alta dimensão, onde os limites de decisão não-lineares entre as classes tornam-se lineares. (Pal e Mather, 2005). Geralmente, o SVM considera um conjunto  $N$  de amostras de treinamento  $\{x_i, y_i\}$ ,  $i = 1, \dots, N$ , onde  $x_i \in \mathcal{R}^d$  é o padrão de entrada,  $d$  é a dimensão do espaço de atributos (número de variáveis),  $y_i$  representa o rótulo binário ( $y_i \in \{1, -1\}$ , por exemplo, água e não-água). O método de classificação SVM é conhecido por ser robusto diante de dados ruidosos e altamente efetivo na generalização de problemas não linearmente separáveis (Cortes e Vapnik, 1995; Haykin *et al.*, 2009), tornando-o ideal para classificação de imagens SAR (Fukuda e Hirose, 2001). Lv *et al.* (2010) alcançaram uma acurácia de 99,7% separando água de alvos terrestres, combinando imagens de textura da Matriz de Co-ocorrência de Nível de Cinza (GLCM) e classificação de SVM. Klemenjak *et al.* (2012) desenvolveram uma abordagem automatizada para extrair rede de drenagem de dados SAR, usando um classificador SVM.

A distância de Mahalanobis - MH é um classificador paramétrico, baseado em uma medida de distância estatística, ponderada pelo desvio padrão, a partir da qual a probabilidade *a posteriori* do pixel de pertencer à dada classe pode ser obtida usando o Teorema de Bayes, pressupondo a normalidade dos dados. (Richards, 1999).

A abordagem paramétrica ML calcula a distribuição de probabilidade para cada classe, a partir dos parâmetros estatísticos, pressupondo uma distribuição normal. O processo de classificação examina a probabilidade de cada pixel pertencer às classes e atribui àquela de maior probabilidade. (Strahler, 1980). O estudo de Souza-Filho *et al.* (2011) aplicou o classificador de máxima verossimilhança (ML) à imagens mul-

tipolarizadas SAR em banda L, para delimitar ambientes costeiros na região da costa amazônica. Os resultados reportaram acurácias de 83% para a composição multipolarizada (HH, HV, VV), 80% para as polarizações HH e VV e 78% para HV. No estudo de Frazier *et al.* (2000), o algoritmo ML também retornou resultados precisos quando aplicado às imagens Landsat para mapeamento de superfície de água.

Por fim, o algoritmo RF inicia o processo classificatório criando uma grande coleção de árvores de decisão simples e descorrelacionadas, cada uma capaz de associar um conjunto de valores preditores independentes a uma das classes presentes na variável dependente. Os dados são classificados pela votação majoritária. A saída de classificação de RF representa o modo estatístico de muitas árvores de decisão que produzem um modelo mais robusto do que uma única árvore de classificação (Breiman, 2001).

### 4.3 Procedimentos metodológicos

Um trecho do rio São Francisco de aproximadamente 65 km, entre os municípios de Pedras de Maria da Cruz e Manga, foi utilizado como área para a realização dos testes (Figura 3.1). A Tabela 4.1 apresenta os dados de sensoriamento remoto utilizados nesta etapa. Apesar de haver uma variação de, no máximo, dois dias entre as datas de aquisição dos dados, não houve mudança significativa do nível de água neste período. Os produtos foram adquiridos em um nível de processamento que inclui correções radiométricas e geométricas (Seção 3.2 - descreve os demais processamentos aplicados).

A superfície de água utilizada como referência para a validação dos resultados foi extraída por fotointerpretação, a partir de uma imagem de alta resolução espacial ( $\approx 3$  m), adquirida pela constelação Dove. A constelação é composta por 88 nano satélites, com uma capacidade de imageamento de 2 milhões de  $\text{km}^2$ /dia da superfície terrestre, missão operada pelo *Planet Labs Inc.*

Os dados foram reprojetoados para *World Geodetic System 1984 datum* - WGS-84, projeção *Universal Transverse Mercator* - UTM, zona 23S. Para avaliação do impacto da reamostragem dos píxeis, os dados foram reamostrados para 3 m usando o interpolador bilinear, que consiste na interpolação linear na direção  $x$  e na direção  $y$ .

Tabela 4.1: Imagens orbitais utilizadas nos testes.

Satélite-Sensor	Aquisição	R. espacial (m)	Nível de água (cm)	Nível do produto
S1-SAR	15/01/18	10	223,5	Level-1 GRD
S2-MSI	17/01/18	10	217	1C
Dove	17/01/18	3	217	3A
L8-OLI	18/01/18	30	213	L1TP

Tabela 4.2: Bandas espectrais dos sensores L8-OLI e S2-MSI <sup>a</sup>Aerossol Costeiro; <sup>b</sup>Infravermelho Próximo; <sup>c</sup>Infravermelho de ondas curtas; <sup>d</sup>Infravermelho Termal; <sup>e</sup>Red Edge; <sup>f</sup>Vapor de água.

Banda L8-OLI	Região	$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	R. espacial (m)	Banda S2-MSI	Região	$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	R. espacial (m)
1	C/A <sup>a</sup>	0,443	30	1	C/A	0,443	60
2	Blue	0,482	30	2	Blue	0,494	10
3	Green	0,561	30	3	Green	0,560	10
4	Red	0,655	30	4	Red	0,665	10
5	NIR <sup>b</sup>	0,865	30	5	VRE <sup>e</sup>	0,704	20
6	SWIR <sup>c</sup>	1,609	30	6	VRE	0,740	20
7	SWIR	2,201	30	7	VRE	0,781	20
8	Pan	0,590	15	8	NIR	0,834	10
9	Cirrus	1,373	30	8a	NIR	0,864	20
10	TIRS <sup>d</sup>	10,895	100	9	WV <sup>f</sup>	0,944	60
11	TIRS	12,005	100	10	Cirrus	1,375	60
-	-	-	-	11	SWIR	1,612	20
-	-	-	-	12	SWIR	2,194	20

### 4.3.1 Avaliação espectral de bandas ópticas e polarização SAR

A avaliação da acurácia por banda espectral e polarização (Tabela 4.2) foi feita aplicando o algoritmo k-means: as bandas espectrais foram classificadas individualmente e combinadas umas as outras usando análise combinatória por permutação simples, em que o número de bandas por agrupamento variou de dois a “n”, e “n” corresponde ao número total de bandas contidas nos dados S2-MSI e L8-OLI. As polarizações VV e VH também foram avaliadas do mesmo modo. O método para determinação da acurácia está descrito na Subseção 4.3.3.

As bandas 1, 8, 9, 10 e 11 do dado L8-OLI não foram avaliadas. Também não foram avaliadas as bandas com resoluções espaciais de 60 metros do dado S2-MSI (bandas 1, 9, 10). As bandas de 20 metros (bandas 6, 11, 12) foram reamostradas para 10 metros usando o interpolador bilinear, para haver compatibilidade espacial em relação as outras bandas.

### 4.3.2 Classificação

Para a separação das classes “água” e “não água”, sete algoritmos de classificação de imagens foram testados, divididos em supervisionados e não supervisionados. Para as classificações supervisionadas, foram coletadas amostras de cinco classes: água, solo desnudo, agricultura, pastagem, vegetação arbórea-arbustiva. As classes foram identificadas por fotointerpretação, a partir da imagem de alta resolução espacial Dove. Os parâmetros de entrada utilizados nos algoritmos estão apresentados na Tabela 4.3. Esses são parâmetros de inicialização dos algoritmos e o estudo não contemplou uma análise pormenorizada desses parâmetros.

Os testes foram feitos usando a banda 6 (L8-OLI), a banda 11 (S2-MSI) e a po-

Tabela 4.3: Parâmetros de entrada utilizados nos algoritmos.

Classificador	Parâmetros de entrada
k-means	Número de clusters: 14, Iterações: 30
EM	Número de clusters: 14, Iterações: 30
KNN	Número de vizinhos: 5
SVM	Kernel: Gaussiano, Valor C: 100, $\gamma$ : $1/n^\circ$ de bandas
MH	Peso das classes: igual
ML	-
RF	Número de árvores: 10

larização VV (S1-SAR). A escolha destas bandas considerou os melhores resultados obtidos na etapa anterior para apenas uma banda (Subseção 4.3.1). Os resultados das classificações foram reamostrados para 3 metros, que corresponde ao tamanho do pixel do dado de referência. A etapa tem como objetivo avaliar o efeito da reamostragem na precisão do delineamento da superfície de água.

### 4.3.3 Avaliação da acurácia

Para avaliar o nível de acurácia do delineamento das superfícies de água por banda espectral, polarização e algoritmo classificador, empregou-se uma abordagem que considera os erros de área e da geometria (forma) entre os resultados e a superfície de água referência, extraída da imagem Dove. Nesta abordagem (Maillard *et al.*, 2011), a área de intersecção entre os contornos observados e reais do corpo de água é dividida pela união entre os dois e transformada em valor percentual (Equação 4.4).

$$A_{geometria} = \left( \frac{C_{real} \cap C_{observada}}{C_{real} \cup C_{observada}} \right) \times 100 \quad (4.4)$$

## 4.4 Resultados e discussão

A Tabela 4.4 apresenta as vinte maiores acurácias obtidas pelas bandas espectrais dos dados L8-OLI e S2-MSI. Com ligeira diferença, a maior acurácia foi alcançada pela combinação das bandas NIR (band 8) e SWIR (band 12) do S2-MSI. A acurácia máxima alcançada pelo dado L8-OLI (86,43%) foi a partir da superfície de água extraída da banda 6 (SWIR 1,57 - 1,65 nm).

A banda 11 do S2-MSI, com um intervalo espectral ligeiramente deslocado (1,53 - 1,68 nm) em relação ao SWIR-1 do L8-OLI, produziu a maior acurácia considerando apenas uma banda, estando na 58ª posição do ranking (acurácia= 93,31%).

A diferença entre as acurácias obtidas por S1-SAR e S2-MSI foram maiores quando comparadas aos resultados de L8-OLI, devido à superioridade da resolução espacial dos

Tabela 4.4: Maiores acurácias por combinação de bandas espectrais e polarizações.

<i>Ranking</i>	Bandas L8-OLI	Acurácia L8-OLI	Bandas S2-MSI	Acurácia S2-MSI	Polarização S1-SAR	Acurácia S1-SAR
1	6	86,43	8,12	94,70	VV	93,79
2	3,6	86,22	3,8	94,48	VH	84,97
3	3,7	86,09	8A,11	94,41	VV+VH	82,00
4	6,7	85,92	8,11	94,32		
5	3,6,7	85,88	6,8A,11	94,28		
6	3,4,6	85,73	8,11,12	94,25		
7	7	85,59	11,12	94,24		
8	3,4,6,7	85,53	8A,11,12	94,21		
9	3,4,7	85,46	6,8A,11,12	94,16		
10	4,6,7	85,28	6,11,12	94,13		
11	4,7	85,20	8A,12	94,03		
12	4,6	85,08	6,8,11,12	94,01		
13	2,3,7	85,06	6,11	93,92		
14	2,7	84,93	3,6	93,90		
15	2,4,6	84,89	6,8A,12	93,85		
16	2,3,4,6,7	84,86	4,6,8A,11,12	93,81		
17	2,3,4,7	84,85	3,6,8A,11,12	93,81		
18	2,4,6,7	84,84	3,8,11,12	93,75		
19	3,5,6	84,81	3,8A,11,12	93,74		
20	2,4,7	84,81	6,8,8A,11	93,71		

sensores Sentinel (aproximadamente 10 m e 20 m) comparada à resolução de 30 metros do L8-OLI. A diferença percentual entre as maiores acurácias alcançadas por L8-OLI e S2-MSI é de 8,4%. Já a mesma diferença percentual entre S1-SAR e S2-MSI é de 1,6%.

As bandas correspondentes ao NIR e SWIR, quando combinadas, produziram acurácias próximas de 95%. Este resultado era esperado devido a grande parte do fluxo radiante na região do NIR e SWIR (740 – 2500 nm) ser absorvido pela coluna de água, o que torna essas regiões espectrais ideais para inventariar e monitorar a extensão espacial de corpos de água (Feyisa *et al.*, 2014; Du *et al.*, 2016). A acurácia diminui para essas regiões espectrais quando há uma concentração de constituintes orgânicos e inorgânicos na coluna de água próximo à superfície, provocando a reflexão da energia eletromagnética e, conseqüentemente, diminuindo o contraste entre água e não água na imagem (Ryu *et al.*, 2002; Jensen, 2009). As sombras produzidas por relevo, edificações, nuvens e outros também comprometem a acurácia na determinação do espelho de água (Verpoorter *et al.*, 2012; Feyisa *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2016).

Na região do visível, sobretudo na região do azul, superfícies de baixo albedo, como estradas de asfalto, podem comprometer a acurácia na delimitação da superfície de água em função da similaridade entre as respostas espectrais.

Como observado na Tabela 4.4, a polarização VV apresentou desempenho superior na delimitação da superfície de água, quando comparada às polarizações VH e VV+VH, com uma acurácia de 93,79%. Henry *et al.* (2006) analisaram estatisticamente os histogramas de dados multipolarizados ASAR e observaram dois picos de DN bem definidos para as polarizações HH e VV, fato que explicaria a maior capacidade de dados co-polarizados para detecção e delineamento de corpos de água, quando comparados



Tabela 4.5: Acurácia por algoritmo classificador.

Algoritmo	L8-OLI	S2-MSI	S1-SAR	Média	Dev. padrão
RF	93,30	93,49	91,36	92,75	0,92
k-means	86,43	92,85	92,86	90,71	3,02
KNN	86,42	94,59	92,41	91,14	3,45
ML class	86,39	94,47	90,09	90,31	3,30
SVM	86,36	93,99	92,99	91,11	3,26
Mahalanobis	86,36	94,91	87,52	89,59	3,78
EM	85,56	91,66	91,33	89,53	2,80

aos dados de polarização cruzada, o que corrobora os resultados obtidos no presente estudo. [Henry et al. \(2006\)](#) apontaram ainda que dados co-polarizados VV são mais sensíveis às condições de rugosidade da superfície quando comparado à polarização HH.

A Tabela 4.5 apresenta os resultados obtidos na fase de avaliação dos algoritmos classificadores. Os algoritmos RF e KNN apresentaram boa capacidade para delinear superfícies de água, tanto a partir dos dados ópticos (L8-OLI e S2-MSI), quanto do dado S1-SAR.

No geral, as acurácias alcançadas a partir dos diferentes classificadores foram similares, exceto o RF que elevou em 7% a acurácia média do dado L8-OLI, passando de 86,26% para 93,30%. Uma acurácia similar foi obtida a partir do estudo de [Feng et al. \(2015\)](#) (94%), envolvendo uma abordagem híbrida baseada em *Multiple Endmember Spectral Analysis* - MESMA e no classificador RF, para a extração de áreas inundadas na cidade de Yuyao, na China, a partir de imagens ópticas de média resolução. Esses resultados indicam a capacidade do algoritmo de rotular de forma estável píxeis apresentando mistura espectral, problema comum a dados de baixa à média resolução espacial ([Markham e Townshend, 1981](#)).

Destaca-se os bons resultados alcançados pelo classificador não supervisionado k-means, quando comparado aos classificadores supervisionados. A vantagem da utilização de algoritmos não-supervisionados é a facilidade para lidar com grandes conjuntos de dados multitemporais e em aplicações regionais, como foi o caso do estudo realizado por [Gao et al. \(2012\)](#), que aplicaram o algoritmo k-means para determinar a área de superfície de água de 34 reservatórios ao redor do mundo, a partir de imagens de NDVI do MODIS, no período de 2000 a 2010.

As Tabelas 4.6 e 4.7 apresentam uma comparação das áreas de superfície de água obtidas a partir da imagem original S2-MSI (resolução espacial: 10 m) e da imagem S2-MSI interpolada (resolução espacial de 3 m), em relação à imagem de referência *Dove*. A reamostragem, usando o interpolador bilinear, produziu uma ligeira melhora na acurácia, além da melhor conformação da linha de fronteira em relação à forma natural da superfície de água, gerando um refinamento entre o limite “água” e “não



Tabela 4.6: Comparação dos valores de área obtidos pela referência (imagem Dove) e pelo dado S2-MSI original (res. espacial: 10 m) e reamostrado (res. espacial: 3 m). A diferença de área é com relação à referência.

	Dove (3 m)	S2-MSI (original 10 m)	S2-MSI (interpolado 3 m)
Área (m <sup>2</sup> )	53.944.799,7	55.217.481,1	55.123.965,7
Diferença de área (m <sup>2</sup> )		1.272.681,4	1.179.166,0

Tabela 4.7: Comparação das áreas de superfície de água obtidas a partir imagem original S2-MSI (resolução espacial: 10 m) e da imagem S2-MSI interpolada (resolução espacial de 3 m) em relação à imagem de referência *Dove*. As áreas erroneamente incluídas no processo de delimitação da superfície de água são representadas pelos valores em *interno* e as áreas omitidas pelos valores *externo*.

Diferença simétrica	Dove vs S2-MSI (10 m)			Dove vs S2-MSI (3 m)		
	Total	<i>Externo</i>	<i>Interno</i>	Total	<i>Externo</i>	<i>Interno</i>
Área A (m <sup>2</sup> )	2.034.746	1.758.906	275.839	1.810.919	1.634.439	176.480
Área (%)	3,77	3,26	0,51	3,36	3,03	0,33

água”, conforme apresenta a Figura 4.5. Os valores da diferença simétrica apresentados na Tabela 4.7 foram obtidos a partir da união das duas geometrias (dado sob análise + dado referência) e remoção da parte em comum entre elas. A partir disso, foi possível analisar as áreas erroneamente incluídas (*interno*) e as áreas omitidas (*externo*) no processo de extração da superfície de água.

## 4.5 Considerações finais

Neste Capítulo, avaliou-se a acurácia alcançada no delineamento da superfície de água, em um trecho do rio São Francisco, pelos dados Landsat-8, Sentinel-1 e Sentinel-2, por banda espectral, por combinação de bandas e por polarização. Avaliou-se, também, uma série de classificadores e o efeito da reamostragem do tamanho do pixel na acurácia. A partir dos procedimentos metodológicos adotados, concluiu-se que:

1. A maior acurácia foi alcançada pelo dado S2-MSI, seguindo por S1-SAR e L8-OLI. O resultado pior para o L8-OLI está associado a menor resolução desse dado (30 m), comparado às imagens S2-MSI e S1-SAR.
2. As bandas do SWIR do S2-MSI (banda 11) e L8-OLI (banda 6) - região do infravermelho de ondas curtas - demonstraram alta capacidade para delinear superfícies de água comparadas as outras bandas. O resultado é encorajador, considerando os custos computacionais para o processamento de uma única banda, sobretudo, para análises multitemporais e de grandes extensões territoriais;



(a) Imagem referência (Dove) em falsa cor.



(b) Superfície de água referência (Dove)



(c) Superfície de água S2-MSI original 10 m



(d) Superfície de água S2-MSI interpolado para 3 m

Figura 4.5: Detalhe de superfícies de água em uma seção do rio São Francisco, próximo a Carinhanha, extraídas da imagem Dove (referência), do dado S2-MSI original (res. espacial: 10 m) e reamostrado (res. espacial: 3 m).

3. Avaliando o dado S1-SAR, a co-polarização VV apresentou o maior desempenho na delimitação da superfície de água;
4. Em relação ao classificador, o algoritmo RF demonstrou boa capacidade para tratar dados ópticos e SAR, apresentando a maior acurácia média para o conjunto dos três dados avaliados e o menor desvio padrão. Para o dado SAR individualmente, o classificador SVM mostrou-se o mais adequado;
5. O algoritmo não-supervisionado k-means apresentou resultados similares aos algoritmos supervisionados;
6. O processo de reamostragem bilinear elevou ligeiramente a acurácia, mas o ganho principal foi no refinamento da forma da linha de fronteira entre “água” e “não água”, tornando o limite mais suave e coerente com o limite natural.

## Capítulo 5

# ESTIMATIVA DE VAZÃO A PARTIR DE LARGURA DERIVADA DE DADOS ORBITAIS

### 5.1 Vazão estimada a partir de séries temporais de imagens orbitais

A relação  $w = aQ^b$ , proposta com base em princípios hidráulicos (melhor descritos na seção seguinte), foi o ponto inicial que permitiu inferir a vazão usando uma variável observada do espaço (largura -  $W^1$ ) em estudos iniciado a partir da década de 1990 (Smith e Pavelsky, 2008).

Os trabalhos de Smith *et al.* (1995) e Smith *et al.* (1996) investigaram a relação entre a largura efetiva do canal ( $W_e$  = área de superfície de água dividida pelo alcance observado) e vazão de canais entrelaçado e meândrico, nas regiões do Alasca e a oeste do Canadá. Séries temporais do SAR ERS-1 e medições simultâneas *in situ* foram usadas nos estudos. Os resultados reportaram fortes correlações entre  $W_e$  e a vazão ( $R^2=0,89$  e  $R^2=0,83$ , respectivamente).

Nesta mesma linha, Ashmore e Sauks (2006) empregaram  $W$  extraída de imagens ortorretificadas para inferir a vazão do rio entrelaçado Sunwapta, no Canadá, com erro médio absoluto de 11%.

Elmi *et al.* (2015) propuseram o emprego da variável  $W$  extraída de imagens do MODIS, para inferir a vazão de um trecho do Rio Niger, usando a função potencial  $w = aQ^b$  e funções quantílicas para trechos onde as estações *in situ* foram descontinuadas,

---

<sup>1</sup>A pesquisa adotou a letra  $W$  maiúscula e em itálico para referir-se à largura da seção transversal do rio extraída de dado obtido por sensoriamento remoto.

baseando-se no comportamento monótono das variáveis.

Em uma abordagem mais recente, Gleason e Smith (2014); Gleason *et al.* (2014); Gleason e Wang (2015) propuseram a aplicação da geometria hidráulica *at-many-stations* - AMHG ao longo de um trecho do canal de vazão constante ( $Q_{in}=Q_{out}$ ), para estimar a vazão usando exclusivamente imagens multitemporais de satélites. A abordagem AMHG baseia-a em um conjunto de relações geomórficas que revelam a relação entre os parâmetros empíricos da geometria hidráulica tradicional (*at-a-station*) ao longo de um canal. A abordagem foi testada em 34 canais fluviais do mundo com diferentes configurações geomorfológicas e climáticas. Shen *et al.* (2016) faz um contraponto à abordagem AMHG e pontuam que ela seria apenas uma consequência matemática e não uma explicação geomorfológica como colocado nos trabalhos de Gleason *et al.* (2014); Gleason e Smith (2014) e Gleason e Wang (2015).

Outras abordagens foram adotadas para estimar a vazão a partir de  $W$  extraída de satélite, como os estudos de Xu *et al.* (2004) e Zhang *et al.* (2004), que relacionaram a largura de seções do rio Yangtze, na China, extraídas de imagens de alta resolução do satélite Quickbird-2 (resolução espacial de 60 cm), às medidas de nível de estações fluviométricas. Posteriormente, os níveis foram convertidos para vazão usando uma curva-chave. Enquanto Xu *et al.* (2004) analisaram seções transversais trapezoidais, alcançando uma acurácia de 95,02%, Zhang *et al.* (2004) avaliaram seções não-trapezoidais, cuja acurácia foi de 80% comparada às vazões estimadas inteiramente a partir de dados *in situ*. Essa diferença entre as acurácias reportadas nos estudos evidenciam o efeito da geometria da seção transversal na relação  $W - Q$ , conforme discutido anteriormente.

Os principais problemas que afetam as metodologias de inferência de vazão a partir de imagens de satélites associam-se à resolução espacial, ao ângulo de incidência das imagens (Smith *et al.*, 1996), à morfologia dos canais e ao efeito do vento sobre a superfície da água, que aumenta a rugosidade superficial afetando dados ópticos (efeito *glitter*) e dados SAR. Baixas resoluções espaciais aumentam a incerteza na determinação da largura ou superfície de água e são pouco sensíveis às pequenas variações. Já a morfologia do canal influencia na relação  $w/d$  da seção transversal, por exemplo, canais mais encaixados apresentam baixa variação da largura com a mudança da vazão.

Diante do exposto, o Capítulo tem como objetivo propor um esquema metodológico completo para aplicação e validação de séries temporais de imagens multissensor (ópticas e SAR) e multimissão para estimar a vazão de trechos de rio sem monitoramento *in situ*.



## 5.2 Geometria hidráulica

Os princípios da geometria hidráulica proposta por [Leopold e Maddock \(1953\)](#), pressupõem que os canais se esforçam para alcançar uma forma de equilíbrio, ajustando a seção transversal e a inclinação para transferir a vazão e o sedimento, fornecidos pela área contribuinte ([Fryirs e Brierley, 2012](#)). Nessas relações, a vazão ( $Q$ ) é a variável independente dominante, e as variáveis dependentes largura do canal  $w$ , profundidade média  $d$  e velocidade média do fluxo  $v$  estão relacionadas a ela na forma de simples funções de potência (Equações 5.1, 5.2, 5.3), inter-relacionadas por meio da equação  $Q = wdv$ . Substituindo ficaria  $Q = ackQ^{b+f+w}$ , de modo que  $a \times c \times k = 1$  e  $b + f + m = 1$ .

$$w = aQ^b \quad (5.1)$$

$$d = cQ^f \quad (5.2)$$

$$v = kQ^m \quad (5.3)$$

Na perspectiva da geometria hidráulica de uma seção transversal (*at-a-station*), os coeficientes ( $a, c, k$ ) são os fatores de escala que definem os valores de  $w, d$  e  $v$  quando  $Q = 1$ . Os expoentes  $b, f$  e  $m$  representam a taxa de variação de  $w, d$  e  $v$ . Com relação às taxas de variação dos expoentes, essas estão sujeitas aos controles específicos de cada seção transversal, podendo variar acentuadamente com os atributos materiais das margens e do fundo (Tabela 5.1, [Knighton \(1974\)](#); [Singh e Zhang \(2008\)](#); [Fryirs e Brierley \(2012\)](#)). Porém, interpretações dessa natureza mostram-se complexa e não produzem uma compreensão certa de causa-efeito ([Ferguson, 1986](#); [Singh e Zhang, 2008](#)).

Considerando apenas a coesividade dos materiais da calha, [Fryirs e Brierley \(2012\)](#) apontam que em canais de margens coesas, o aumento da profundidade é a principal resposta ao aumento da vazão, assim, há a redução da resistência à fricção e o aumento da velocidade. Relações diferentes são encontradas em canais com margens não coesas, em que a largura aumenta acentuadamente com o aumento da vazão, ao passo que são baixas as taxas de aumento da profundidade e da velocidade do fluxo. Há outros fatores que podem influenciar essas relações, por exemplo, a presença de cobertura vegetal, seu tipo, densidade e distribuição.

A avaliação da geometria hidráulica também pode ser feita em direção a jusante de um determinado trecho (*downstream*), utilizando dados de largura, profundidade e velocidade para vazões de mesma frequência (análise espacial).

A geometria hidráulica também é aplicada a outros tipos de estudos, como, análise

Tabela 5.1: Valores dos expoente  $b$ ,  $f$  e  $m$  para diferentes tipos de seção transversal encontradas no estudo de Fryirs e Brierley (2012).

Tipo de seção transversal	$b$	$f$	$m$
Margens coesas quase verticais, canal incisivo, fundo de granulometria fina	0,05	0,45	0,50
Margens coesas quase verticais, fundo de areia e cascalho	0,01	0,52	0,47
Margens coesas mas não verticais, fundo de cascalho	0,08	0,50	0,42
Margens não coesas, facilmente erodíveis	0,54	0,26	0,20
Uma margem coesa e outra não coesa, fundo de areia e cascalho	0,40	0,31	0,29

da vazão dominante da seção, estudos relacionados ao transporte de sedimentos, comportamento dos expoentes  $b$ ,  $f$  e  $m$  e modelagem matemática na geometria hidráulica (Grison e Kobiyama, 2011).

### 5.3 Procedimentos metodológicos

Um trecho de  $\approx 470$  km no Alto/Médio curso do rio São Francisco foi selecionado para teste, sudeste do Brasil (Figura 3.1).

Dados de vazão e nível de sete estações *in situ* presentes na área foram utilizados (Tabela 3.4). Como as estações apresentadas na Tabela 3.4 não possuíam dados de vazão média diária para todo o período analisado (01/03/2016 a 31/08/2018), foi necessário o ajuste de curvas-chave para complementação dos dados de vazão. Com relação as curvas-chave já disponibilizadas pela ANA, estas foram avaliadas com relação à sua representatividade para estimativa da vazão (levando em conta os dados do período estudado) e houve necessidade de ajustar novas curvas-chaves. Após o ajuste, as vazões geradas foram avaliadas com relação à sua continuidade no tempo. De acordo com Lemos *et al.* (2013) e Piscoya *et al.* (2013), é necessário avaliar a continuidade entre os fluviogramas de estações localizadas em uma mesma calha fluvial, de tal forma que as perturbações observadas na estação a montante também sejam observadas na estação a jusante. As curvas serviram para a recuperação da vazão média diária, aplicada às etapas de calibração e validação dos modelos de estimativa de vazão.

Uma base de bacias de contribuição do trecho foi utilizada no processo de regionalização da vazão, descrito na Subseção 5.3.2

A construção da série temporal de largura foi feita a partir de imagens dos sensores SAR da missão S1, MSI da missão S2 e do OLI, a bordo do satélite L8. Os dados estão apresentados na Seção 3.2. As máscaras de água foram extraídas aplicando o algoritmo não-supervisionado k-means aos dados ópticos e o algoritmo supervisionado SVM aos dados SAR. A escolha pelo k-means foi baseada na simplicidade computacional do



algoritmo, na objetividade do processo que não necessita de intervenção do usuário (Canty, 2014) e no desempenho verificado no Capítulo 4, enquanto que a opção pelo SVM foi feita pela robustez do método diante da natureza ruidosa dos dados SAR (Cortes e Vapnik, 1995; Haykin *et al.*, 2009), também observada nos testes preliminares da pesquisa (Capítulo 4).

Apenas a polarização VV da missão S1-SAR e as bandas do *Shortwave Infrared* - SWIR da missão S2-MSI (banda 11<sup>2</sup>) e da missão L8-OLI (banda 6<sup>3</sup>) foram usadas no processo de extração do espelho de água. Essas bandas foram selecionadas devido à capacidade de discriminar superfícies de água verificada no Capítulo 4. Essa seleção foi feita para reduzir os custos computacionais do processamento da série temporal de imagens apresentada da Seção 3.2.

### 5.3.1 Extração automatizada da largura de rio

Dois programas *Python 3.5*<sup>4</sup> foram criados e executados para extrair sistematicamente a largura da série temporal de máscara de água, gerada anteriormente, sendo eles:

1. SRW River Centerline - extração da linha central: a partir da máscara de água em formato matricial (*raster*), aplica-se um filtro de distância que transforma os píxeis de água em distância mais curta até a terra firme, destacando os píxeis centrais do rio. A partir disso, é feita a extração automática da linha central, conforme ilustra a Figura 5.1. (*input*: máscara de água em *raster*/ *output*: *shapefile* da linha mediana);
2. SRW River Width - extração das larguras (Figura 5.2): a obtenção automatizada da largura é feita a partir de um arquivo de *linha central* (.shp), um de *margem* (.shp) e da definição de um parâmetro de equidistância em alcance de rio, a cada qual o usuário deseja obter uma medida de largura. A medição é feita a partir do cálculo de funções de reta perpendiculares aos segmentos da linha central, a partir dos pontos equidistantes (em rosa, Figura 5.3). Em seguida, busca-se duas interseções entre a reta perpendicular e as margens do rio (em vermelho, Figura 5.3), define-se o segmento correspondente à largura e calcula-se seu comprimento (em cinza, Figura 5.3). Um exemplo de resultado está ilustrado na Figura 5.4. (*input*: linha central (.shp) e margem (.shp)/ *output*: *shapefile* das larguras e dado tabular das larguras e coordenadas (.csv).

---

<sup>2</sup> $\lambda$ : 1,565–1,665  $\mu\text{m}$

<sup>3</sup> $\lambda$ : 1,560–1,660  $\mu\text{m}$

<sup>4</sup>Os programas foram disponibilizados no site do *Instituto de Geociências* da UFMG, no endereço [http://www.igc.ufmg.br/index.php?option=com\\_content&view=article&id=550:laboratorio-de-sensoriamento-remotoigc&catid=30&Itemid=151#downloads](http://www.igc.ufmg.br/index.php?option=com_content&view=article&id=550:laboratorio-de-sensoriamento-remotoigc&catid=30&Itemid=151#downloads)

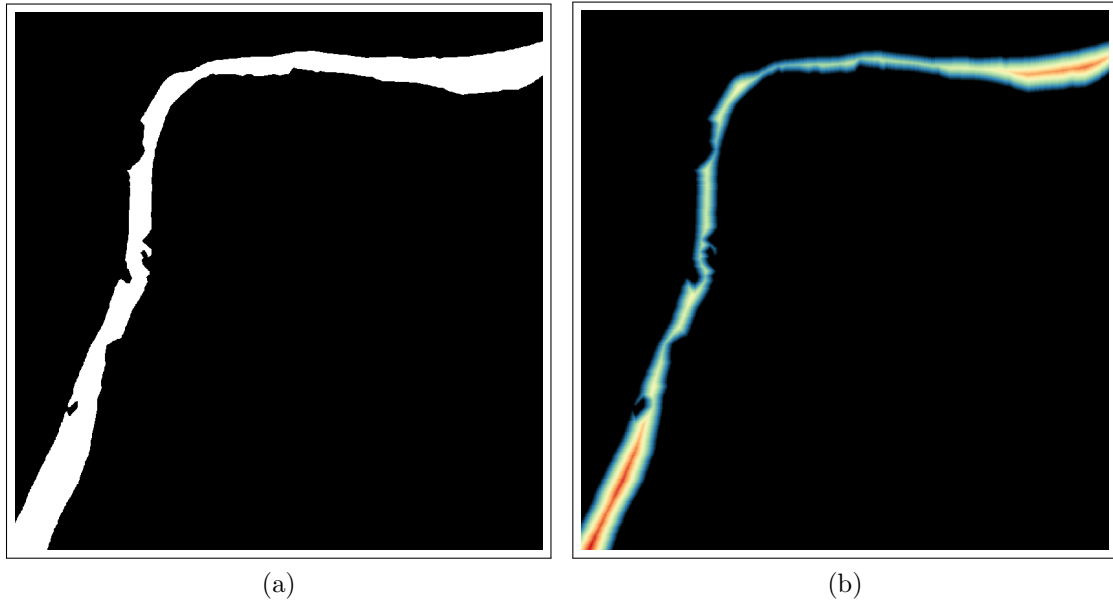


Figura 5.1: Extração da linha central. (a) máscara de água. (b) aplicação do filtro de distância, destaque dos pixels centrais e extração da linha central do rio, representada na cor vermelha.

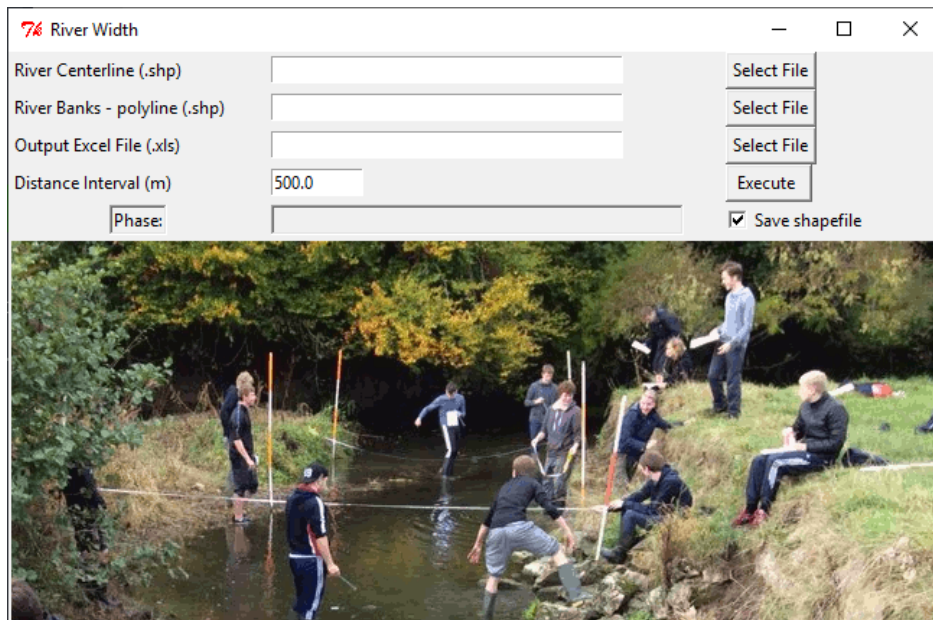


Figura 5.2: Interface do programa para extração automatizada das larguras, a partir de dado de satélite.

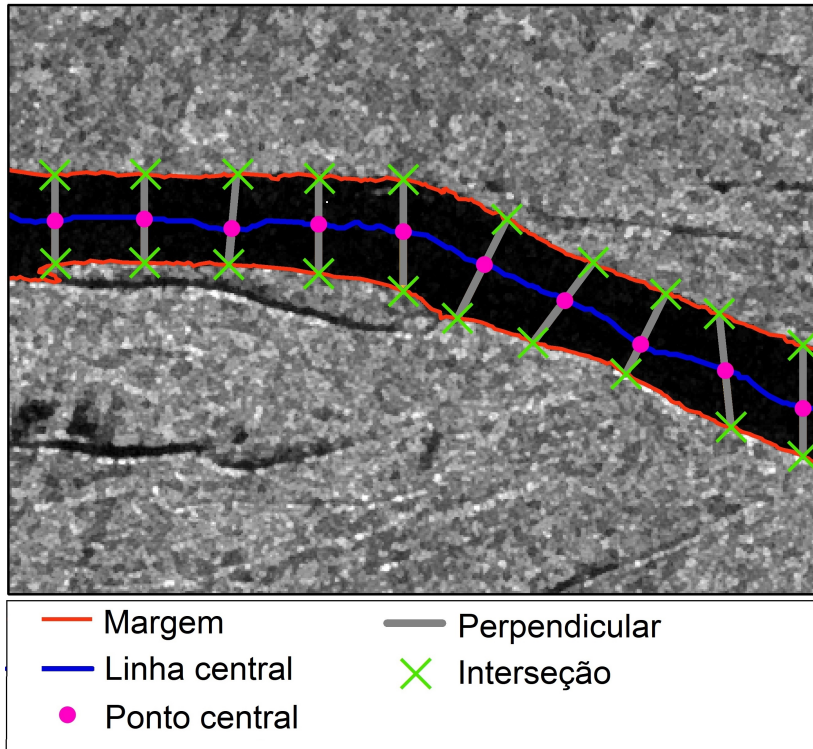


Figura 5.3: Passos para medição de largura. *Background:* Imagem S1-SAR, VV, adquirida em 08 de março de 2016.

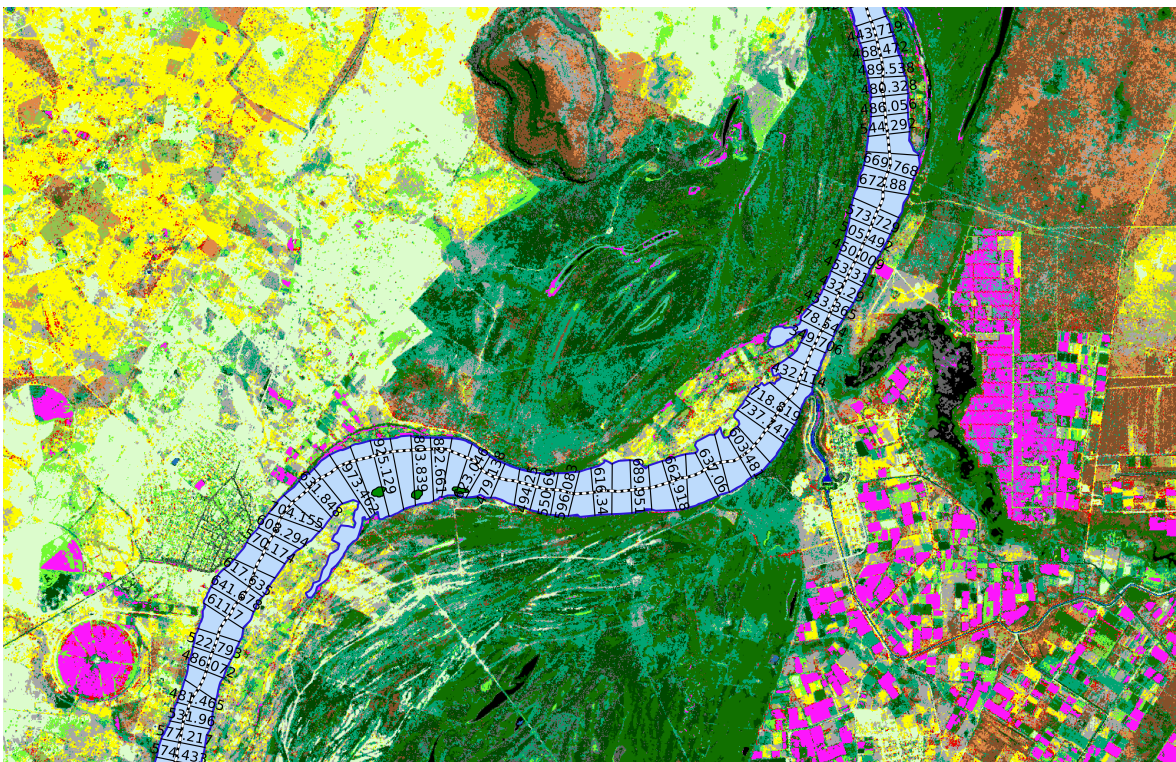


Figura 5.4: Larguras de rio extraídas a partir de uma imagem classificada.



Para o trecho teste, determinou-se uma equidistância de 500 metros, o que resultou em 952 estações virtuais de observação da largura. Setores com ilhas e bancos de areia não conectados às margens foram evitados na implantação das estações virtuais.

### 5.3.2 Regionalização da vazão média diária

Os dados de vazão média diária obtidos nas estações *in situ* ( $S_Q$ ) foram regionalizados para as estações virtuais, a partir do cálculo e aplicação de um fator de compensação baseado na área de contribuição ( $CA_{(WQ/Q)}$ ), Equação 5.4 e Equação 5.5.

$$CA_{(WQ/Q)} = \frac{A_{WQ}}{A_Q} \quad (5.4)$$

$$Q_{WQ} = Q \times CA_{(WQ/Q)} \quad (5.5)$$

em que,  $A_{WQ}$  é o valor de área de contribuição da estação virtual ( $\text{km}^2$ );  $A_Q$  é a área de contribuição da estação  $S_Q$  ( $\text{km}^2$ );  $Q$  é a vazão média diária na estação  $S_Q$  ( $\text{m}^3/\text{s}$ ); e  $Q_{WQ}$  é a vazão regionalizada.

No processo de regionalização de vazões entre as estações *in situ* e as estações virtuais, seguiu-se os seguintes critérios: (a) a diferença (valor absoluto) entre as áreas das bacias de contribuição da estação *in situ* e a do local de interesse, não superou 30% da área de drenagem da estação fluviométrica; e (b) as estações estavam inseridas na mesma calha fluvial (Euclides *et al.*, 2005).

### 5.3.3 Estimativa dos parâmetros $a$ e $b$

Os dados de vazão diária  $Q_{WQ}$  e as respectivas larguras foram usados para calibrar os modelos das estações virtuais, sob a função  $Q = (W/a)^{1/b}$ . Para isso, estimaram-se os parâmetros  $a$  e  $b$  usando o método não linear de mínimos quadrados (*nonlinear least squares*), em conjunto com a técnica de validação cruzada (*k-fold cross-validation*) para ajuste do melhor modelo.

A técnica *k-fold* consiste em particionar o conjunto de dados em  $k$  partes. O modelo é treinado usando  $k-1$  e a parte  $k_i$  é usada como conjunto teste para avaliar o quanto o modelo generaliza novos dados. O procedimento se repete  $k$  iterações e em cada uma delas testa-se o modelo com um *k-fold* diferente, até que todos tenham uma métrica de desempenho do modelo, a partir dos quais se escolhe o melhor (James *et al.*, 2013).

Neste estudo, utilizou-se o valor de 5 *k-folds*, ou seja, cada *k-fold* detém 20% dos dados testados em cinco iterações, conforme mostra a Figura 5.5. O valor de  $k$  foi escolhido considerando que cada parcela de treino e teste tivesse um tamanho estatisticamente representativo do conjunto de dados mais amplo (Kuhn e Johnson, 2013).



Figura 5.5: Técnica *K-fold cross-validation* para um  $k$  de 5. Cinza claro: Dado de treino; Cinza escuro: Dado de teste.

A vantagem da técnica é a possibilidade de obter bons ajustes mesmo quando a quantidade de dados é limitada, além de minimizar o risco de *overfitting*.

Usou-se o Erro Médio Absoluto (*Mean absolute error* - MAE) como métrica de desempenho para escolher o melhor modelo após as cinco iterações. A medida definida pela Equação 5.6 retrata de forma não ambígua a magnitude média dos erros de um conjunto de previsões, desconsiderando as direções (Willmott e Matsuura, 2005)

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |y_i - x_i|}{n} \quad (5.6)$$

em que,  $y_i$  é o valor predito,  $x_i$  é o valor observado e  $n$  é o número de amostras.

### 5.3.4 Procedimentos para a implantação de estação virtual

A variável largura para análise das relações da geometria hidráulica e implementação das estações virtuais foi adquirida usando três métodos, sendo o terceiro uma variação do segundo.

O primeiro método, chamado de Método da Largura Local e representado pela letra  $W$ , corresponde a largura convencional da seção transversal (Figura 5.6, a). O trecho teste apresenta 952 seções-cruzadas de medição de largura detectadas remotamente. As estações virtuais implementadas a partir desse método estão referidas como *EV-W*.

O segundo e terceiro métodos seguem o conceito de *Largura Efetiva* ( $W_e$ ), introduzido por (Smith *et al.*, 1995), que tratam a largura por setor, dividindo a área de superfície de água pelo seu comprimento em alcance do rio. Neste estudo, ao invés da área, considera-se a largura média do setor (*Averaging the Width Over a Short Sector* - ASW). Os valores de *ASW* são então substituídos na formulação  $w = ASW = aQ^b$ . O segundo e terceiro métodos se diferem no procedimento adotado para a definição dos

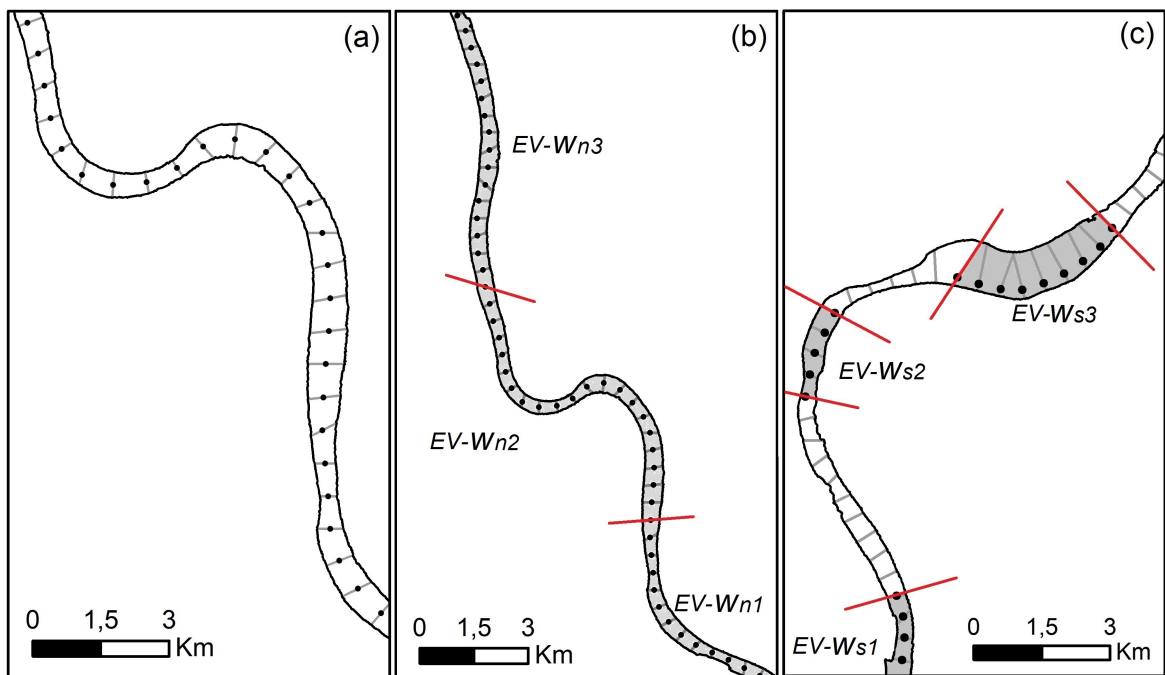


Figura 5.6: Métodos para definição da estação virtual para observação das relações da geometria hidráulica: (a) Largura local ( $W$ ); (b) Largura média do setor ( $W_n$ ), calculada a partir de setores ( $n_i$ ) de 10 km, setorizados sistematicamente ao longo do rio; e (c) Largura média de setores especiais ( $W_s$ ), definida a partir de setores ( $s_i$ ) selecionados por análise estatística e espacial, considerando regiões de maior variação da largura. Em vermelho a delimitação dos setores de rio ( $n_i$ ) e ( $s_i$ ), cujas larguras foram contabilizadas para obtenção da média.

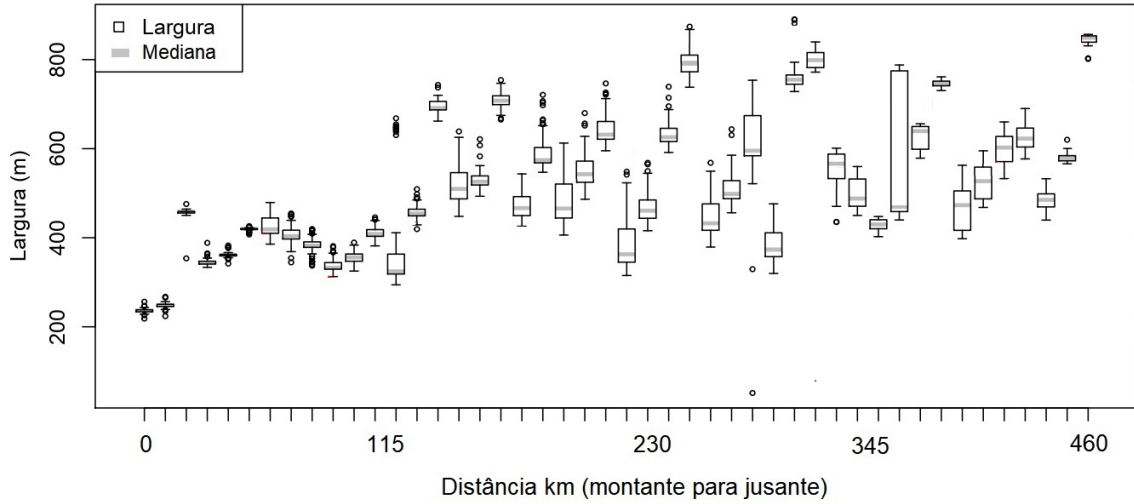


Figura 5.7: Boxplot da série temporal de largura ao longo do trecho teste.

setores ao longo do rio, a partir dos quais serão calculados os valores de ASW.

No segundo método, denominado Método da Largura Média do Setor, a definição dos setores foi feita setorizando sistematicamente o rio de 10 em 10 km (Figura 5.6, b). As letras  $W_n$  representam o método e suas estações virtuais estão referidas como  $EV - W_{ni}$ .

No terceiro método, denominado Método da Largura Média de Setores Especiais -  $W_s$ , aplicou-se a análise estatística e espacial para localizar e delimitar setores potenciais para análise da vazão a partir da largura, considerando que a relação entre  $W$  e  $Q$  é influenciada pela forma da seção transversal (Leopold e Maddock, 1953). Adotou-se como indicador de forma a amplitude da largura ( $W_{i_{max}} - W_{i_{min}}$ ) de cada ponto de medição, ao longo do rio (952 pontos) na série temporal. A Figura 5.7 apresenta a variação da largura ao longo do trecho teste. Selecionaram-se os pontos com amplitudes acima do terceiro quartil, que correspondem a 25% dos dados com variação de largura elevada (Figura 5.8). Os pontos selecionados foram analisados espacialmente: apenas pontos consecutivos, que formavam um setor com comprimento igual ou superior a 2 km, foram agrupados para o cálculo da largura média (Figura 5.6, c). O valor mínimo do comprimento do setor foi definido para minimizar o efeito da variabilidade local. Os pontos de medição de largura não incluídos no último quartil foram tolerados, desde que estivessem isolados por pontos selecionados. As estações virtuais implementadas a partir desse método são referidas ao longo do texto como  $EV - W_{si}$ .



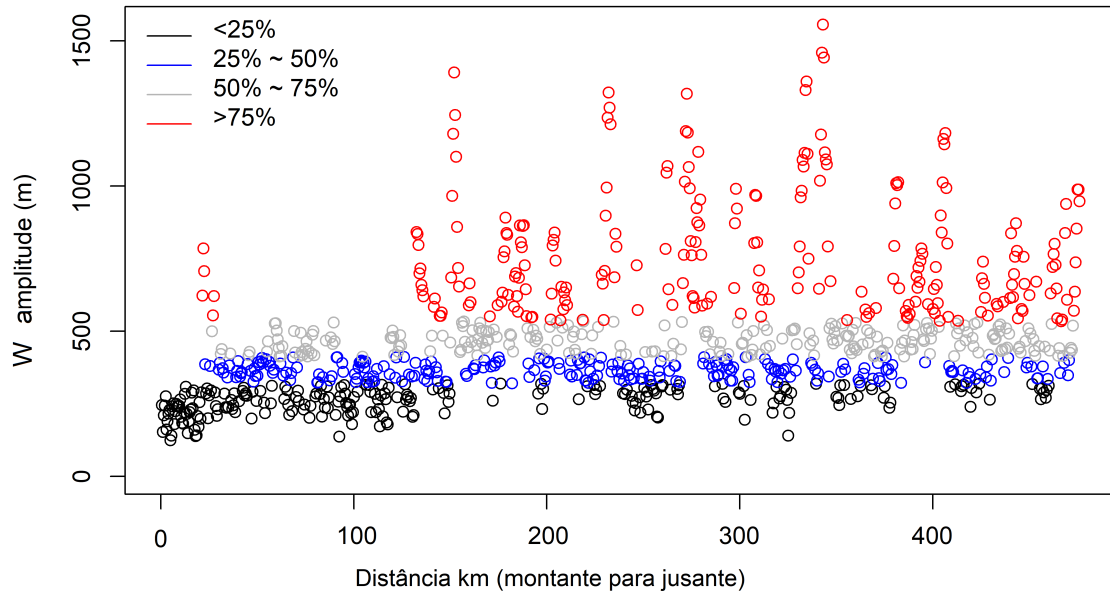


Figura 5.8: Quartis do conjunto de amplitudes dos 952 pontos de detecção remota da largura (25% = 55,5, 50% = 90,62, 75% = 228,86).

### 5.3.5 Avaliação do desempenho dos modelos

A avaliação do desempenho dos modelos de estimativa de vazão foi feita usando uma combinação de métricas composta por: *Nash-Sutcliffe model efficiency coefficient* - NSE (Equação 5.7), Raiz Quadrada do Erro Médio Quadrático Normalizado (*Normalized Root-mean-square Error* - NRMSE, Equação 5.8), o Viés Percentual (*Percent bias* - Pbias, Equação 5.9) e o Erro de Previsão Percentual (*Percentage Forecast Error* - PFE, Equação 5.10).

$$NSE = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (5.7)$$

$$NRMSE = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}}{\bar{x}} \quad (5.8)$$

$$Pbias = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)}{\sum_{i=1}^n (x_i)} \times 100 \quad (5.9)$$

$$PFE = \frac{(x_i - y_i)}{x_i} \times 100 \quad (5.10)$$

em que,  $x_i$  é o valor observado,  $y_i$  é o valor predito,  $\bar{x}$  é média das observações e  $n$  é número de dados das amostras.

A estatística NSE foi usada para determinar de maneira normalizada a magnitude

relativa da variância residual em comparação com a variância dos dados observados (Nash e Sutcliffe, 1970). Essencialmente, quanto mais próximo de 1 o valor de NSE, mais preciso é o modelo. O NRMSE foi usado para auxiliar a interpretação do NSE e também para possibilitar a comparação com outros estudos, já que se trata de medida das diferenças entre os valores previstos e observados frequentemente utilizada na literatura pertinente. Para avaliar a tendência da média dos valores preditos em relação aos observados, calculou-se o Pbias. Valores positivos de Pbias indicam uma superestimação do modelo e valores negativos subestimação (Moriassi *et al.*, 2007). O PFE foi usado para avaliar o erro individual das predições.

## 5.4 Resultados e discussão

### 5.4.1 Vazão média diária regionalizada

Regionalizou-se a vazão média diária observada nas estações *in situ* para as posições das estações virtuais de medição de largura, conforme descreve a Subseção 5.3.2. A Tabela 5.2 e a Figura 5.9 apresentam a vazão transferida ( $Q_{WQ}$ ) da estação  $S_{Q3}$  para um ponto do rio a 64 km de distância a jusante. O ponto a jusante coincide com a estação  $S_{Q4}$ , que permitiu avaliar se a  $Q_{WQ}$  se aproxima da vazão observada no local. Usando os hidrogramas de inundação das duas estações ( $S_{Q3}$  e  $S_{Q4}$ ), o *time lag* foi calculado ( $\Delta t \approx 25$  horas), com base na velocidade média de 0,708 m/s, para o período de dados do estudo (2016-2018). Por essa razão, observou-se a vazão média a jusante um dia depois. O NRMSE médio entre a vazão regionalizada  $Q_{WQ}$  e a vazão observada em  $S_{Q4}$  é de 8,52%.

Considerando os valores de PFE, observa-se que, até 07/05/2018, houve uma oscilação entre positivo e negativo, o que indica uma boa distribuição dos erros. A partir de 17/05/2018, observa-se que os maiores valores de PFE estão associados às baixas vazões do conjunto de dados avaliado, conforme apresentado na Tabela 5.2. O estudo de Ouarda *et al.* (2018) apontam que as incertezas nas estimativas de fluxos regionalizados pelo tamanho da área de contribuição estão associadas a não consideração de outros atributos fisiográficos e meteorológicos da bacia hidrográfica. Assim, a proximidade geográfica e a área de contribuição nem sempre são suficientes para responderem pelo comportamento hidrológico de um ponto no rio (Ouarda *et al.*, 2001).

### 5.4.2 Comparação dos métodos de implantação da estação virtual

Os três métodos testados no estudo para implantação da estação virtual ( $W$ ,  $W_n$  e  $W_s$ ) foram avaliados e comparados por análise estatística e gráfica. A avaliação também

Tabela 5.2: Impacto da regionalização da vazão média diária. Vazões médias diárias regionalizadas ( $Q_{WQ}$ ) da estação  $S_{Q3}$  para um ponto do rio a 64 km a jusante, coincidente com a estação  $S_{Q4}$ . O tempo médio de propagação entre as duas estações é de  $\Delta t \approx 25$  horas. O PFE foi determinado a partir de  $Q_{WQ}$  e  $S_{Q4}$ .

1° e 2° dia	$S_{Q3}$ ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )	$S_{Q4}$ ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )	$Q_{WQ}$ ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )	PFE (%) $Q_{WQ} - S_{Q4}$
01-02/03/2016	596,8974	657,994	713,1761	8,39
08-09/03/2016	909,3696	1061,698	1086,52	2,34
03-04/12/2016	685,2024	832,568	818,6834	-1,67
15-16/12/2016	2169,647	2407,24	2592,306	7,69
13-14/02/2017	1297,038	1661,539	1549,708	-6,73
09-10/03/2017	549,9284	630,669	657,0573	4,18
13-14/11/2017	559,201	815,018	668,1362	-18,02
10-11/12/2017	1751,315	2058,972	2092,481	1,63
28-29/12/2017	426,6235	547,534	509,732	-6,90
15-16/01/2018	545,3149	678,737	651,5451	-4,01
20-21/02/2018	491,1536	698,333	586,8329	-15,97
16-17/03/2018	1715,045	1934,771	2049,145	5,91
21-22/04/2018	439,2431	570,183	524,8099	-7,96
07-08/05/2018	293,9693	335,108	351,236	4,81
17-18/05/2018	312,2524	333,241	373,0808	11,96
06-07/06/2018	357,8783	383,052	427,5948	11,63
21-22/06/2018	338,5708	348,29	404,5262	16,15
16-17/07/2018	357,8783	363,586	427,5948	17,60
14-15/08/2018	385,6103	386,991	460,7292	19,05

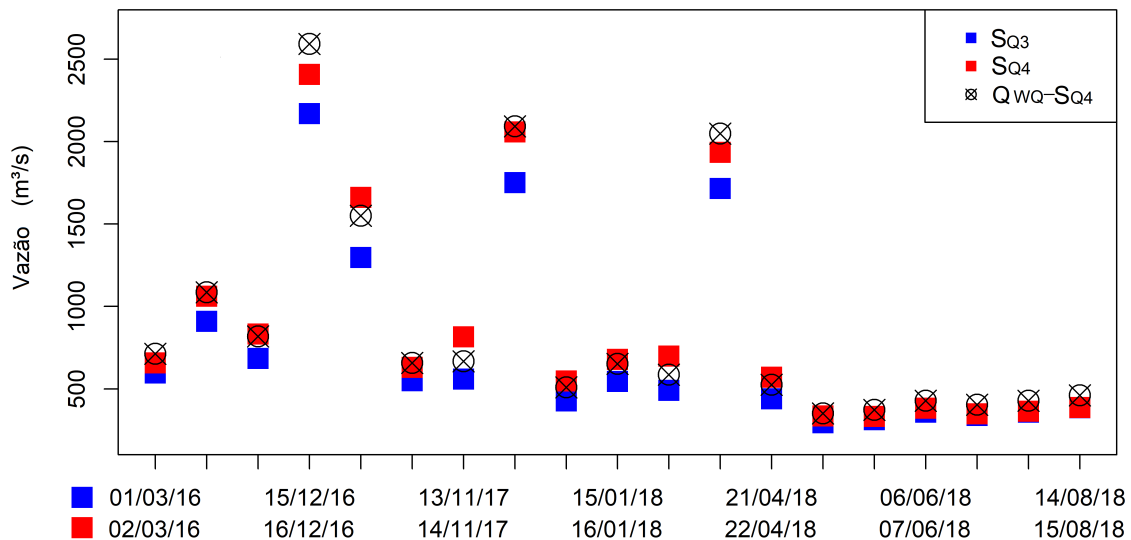


Figura 5.9: Vazões médias diárias regionalizadas ( $Q_{WQ}$ ) da estação  $S_{Q3}$  para um ponto do rio a 64 km a jusante. Idealmente, o símbolo  $\otimes$  deveria ficar em cima do quadrado vermelho.

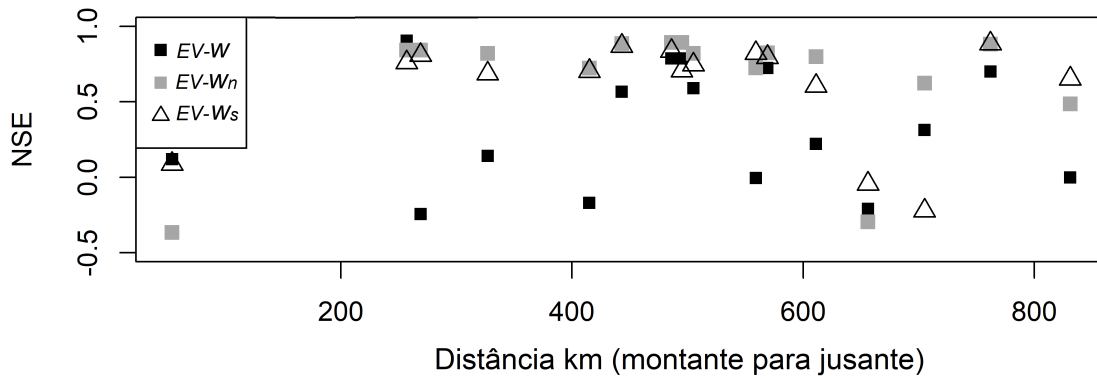


Figura 5.10: Avaliação de desempenho dos três métodos (de implementação de estação virtual) para as mesmas regiões do rio.

envolveu a comparação entre os métodos quando aplicados à mesma região do rio (Figura 5.10). Nesta análise, conforme ilustra a Figura 5.10, apenas em dois casos, as estações  $EV-W$  convencional geraram modelos com ajuste superior às estações virtuais que tem como base a largura média de um setor ( $EV - W_n$  e  $EV - W_s$ ), o que sugere que a largura média por setor favorece a construção de melhores modelos, considerando as métricas de avaliação empregadas no estudo. Smith *et al.* (1996) e Sun *et al.* (2010) apontam que a largura obtida por setor reduz o erro de medição e a variabilidade local, fatores que impactam negativamente o ajuste de modelos de estimativa de vazão baseados na largura.

A Figura 5.11 apresenta a distribuição (representada em *boxplot*) das métricas de desempenho reportadas por todas as estações virtuais de cada um dos três métodos. O grupo de modelos gerados a partir do método  $W_s$  apresentou o melhor desempenho, considerando a métrica NSE (valor da mediana de  $NSE_{med} = 0,725$ ), seguido de  $W_n$  ( $NSE_{med} = 0,554$ ) e  $W$  ( $NSE_{med} = -0,012$ ), Figura 5.11). O mesmo pode ser dito sobre o  $NRMSE_{med}$  ( $W_s = 93,7\%$ ,  $W_n = 56,1\%$  e  $W = 47,7\%$ ). Também é possível observar que a diferença entre os métodos  $W_n$  e  $W_s$  é pequena observando as três métricas. Porém, cabe ressaltar que o método  $W_s$  se destaca de  $W_n$  pelo fato de que a prévia seleção de setores do rio potencialmente bons para observação da relação  $W - Q$ , reduz o número de processamentos e análises.

Os valores de  $Pbias_{med}$  de 13,20%, 7,75% e 3,35% para os métodos  $W$ ,  $W_n$  e  $W_s$  mostram a mesma tendência geral. O fato de todos os três valores serem positivos mostra que os modelos tendem a superestimar a vazão.

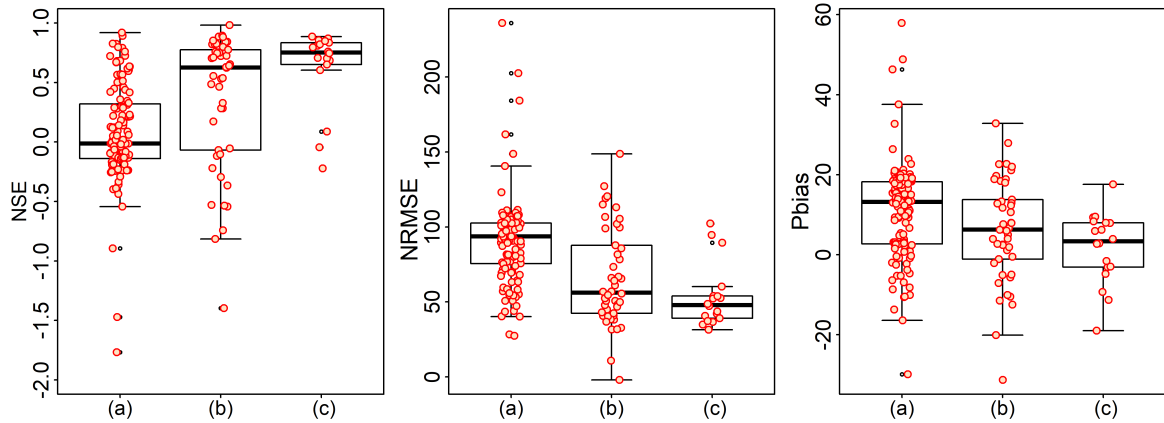


Figura 5.11: Métricas de avaliação de desempenho reportadas pelas estações virtuais dos três métodos: (a)  $W$  - Largura local, (b)  $W_n$  - Largura média do setor, e (c)  $W_s$  - Largura média de setores especiais.

Tabela 5.3: Funções de potência ( $w = aQ^b$ ) com melhor ajuste alcançado por método.

Método	a	b	NSE	NRMSE	Pbias
$W$	34,70	0,39	0,92	27,42	5,1
$W_n$	59,06	0,29	0,89	31,5	6,0
$W_s$	100,41	0,24	0,87	34,82	2,8

### 5.4.3 Estimativa da vazão

As funções de potência com melhor ajuste por abordagem e as respectivas métricas de desempenho estão reunidas na Tabela 5.3 e ilustradas na Figura 5.12. Embora, em termos gerais, o método da largura local ( $W$ ) tenha gerado resultados piores, ele produziu o melhor ajuste em um local específico do rio, com valores de 0,92, 27,42% e 5,1%, para a tríade NSE-NRMSE-Pbias, respectivamente. Os melhores modelos obtidos pelos outros dois métodos apresentaram resultados ligeiramente piores. O método  $W_s$  apresentou o menor NSE, porém obteve o menor Pbias.

Compararam-se os valores de NRMSE obtidos neste estudo com outros trabalhos. [Smith \*et al.\* \(1996\)](#) obtiveram NRMSE entre 15 e 61%, a partir da mesma função potencial, usando imagens SAR de regiões do Alasca e do Canadá. Em um estudo semelhante no oeste do Canadá, [Ashmore e Sauks \(2006\)](#) alcançaram valores de NRMSE entre 14 e 25%, usando fotografias aéreas ortoretificadas. Ambos os estudos de caso foram realizados em rios entrelaçados, nos quais a largura varia amplamente com a variação da vazão.

[Xu \*et al.\* \(2004\)](#) aplicaram uma abordagem que combina curvas-chaves de largura-nível e de vazão-nível. A largura foi medida a partir de imagens de satélite de alta resolução de quatro seções trapezoidais do rio Yangtze. O estudo reportou uma acurácia

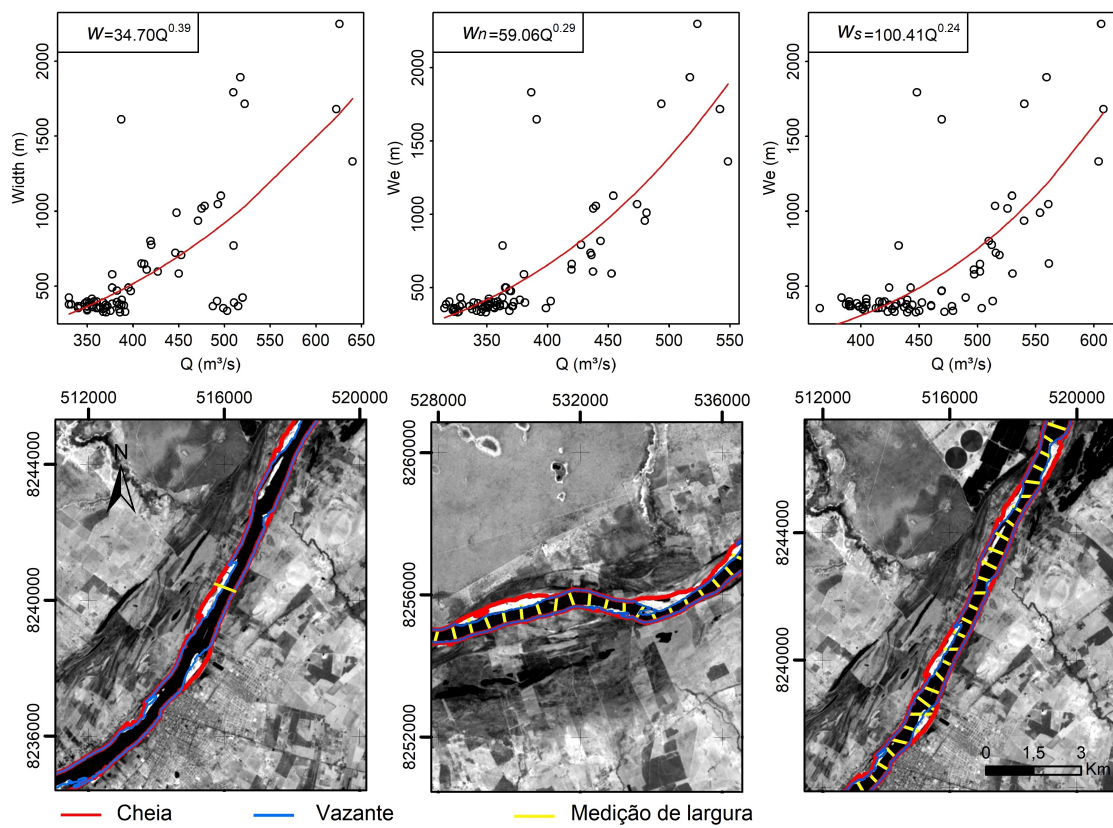


Figura 5.12: Funções de potência com melhor ajuste alcançado por método.

Tabela 5.4: Estações virtuais baseadas no Método da Largura Média de Setores Especiais  $W_s$ .

Estação virtual	a	b	NSE	NRMSE	Pbias
$EV - W_{s1}$	4,968	0,662	0,760	47,2	2,8
$EV - W_{s2}$	8,358	0,635	0,686	54,0	3,9
$EV - W_{s3}$	70,446	0,296	0,856	36,6	-3,1
$EV - W_{s4}$	100,417	0,243	0,869	34,8	-3,0
$EV - W_{s5}$	56,224	0,313	0,835	39,1	9,5
$EV - W_{s6}$	3,839	0,709	0,706	52,2	5,9
$EV - W_{s7}$	87,266	0,237	0,746	48,6	-1,6
$EV - W_{s8}$	129,009	0,236	0,795	43,6	2,7
$EV - W_{s9}$	80,714	0,297	0,605	60,2	-9,3
$EV - W_{s10}$	10,870	0,582	0,849	37,2	-4,8
$EV - W_{s11}$	0,284	1,083	-0,044	94,6	17,6
$EV - W_{s12}$	263,828	0,109	-0,222	102,3	-19,0
$EV - W_{s13}$	40,654	0,376	0,652	53,8	8,0

média percentual de 95,2% ( $Ac = 100 - [(|y_i - x_i|)/x_i] * 100$ , onde  $y_i$  é a vazão estimada e  $x_i$  a vazão medida). Para fins de comparação, as acurácias médias percentuais alcançadas no presente estudo são de 85%, 61% e 70% para os três métodos respectivamente apresentados na Tabela 5.3. Deve-se destacar que Xu *et al.* (2004) utilizaram imagens com resolução espacial de  $\approx 2,4$  m, enquanto, neste estudo, utilizaram-se imagens S1-SAR e S2-MSI de 10 m e imagens L8-OLI de 30 m.

Todas as estações virtuais gerados a partir do método  $W_s$  estão apresentadas na Tabela 5.4, juntamente com as três métricas de avaliação. A Figura 5.13 mostra a localização das treze estações virtuais. Oito das treze estações atingiram valores de NSE superiores a 0,70.

As estações virtuais que alcançaram NSE superiores a 0,8 estão ilustradas na Figura 5.14. O melhor ajuste foi obtido pela  $EV - W_{s4}$  (NSE = 0,869). Vazões com permanência inferior a 24% ( $> 962 m^3 s^{-1}$ ) foram subestimadas, provavelmente devido à escassez de dados para vazões com essa faixa de permanência no tempo. Porém, os maiores valores de PFE, estão associados às vazões mais baixas, com permanência superior a 64% ( $< 423 m^3 s^{-1}$ ). Ao contrário do estudo de Ashmore e Sauks (2006), cujos maiores resíduos relacionavam-se às altas vazões (em torno de  $14 m^3 s^{-1}$  para o trecho do rio e o período estudado).

Os resultados indicam que a metodologia pode retornar estimativas satisfatórias para rio de médio porte e canal único, desde que haja setores cuja morfologia condicione a variação de largura com a mudança da vazão. É necessário que variação ocorra dentro dos limites de detecção e delineamento dos sensores imageadores, considerando a resolução espacial. A metodologia também demanda a presença de uma estação



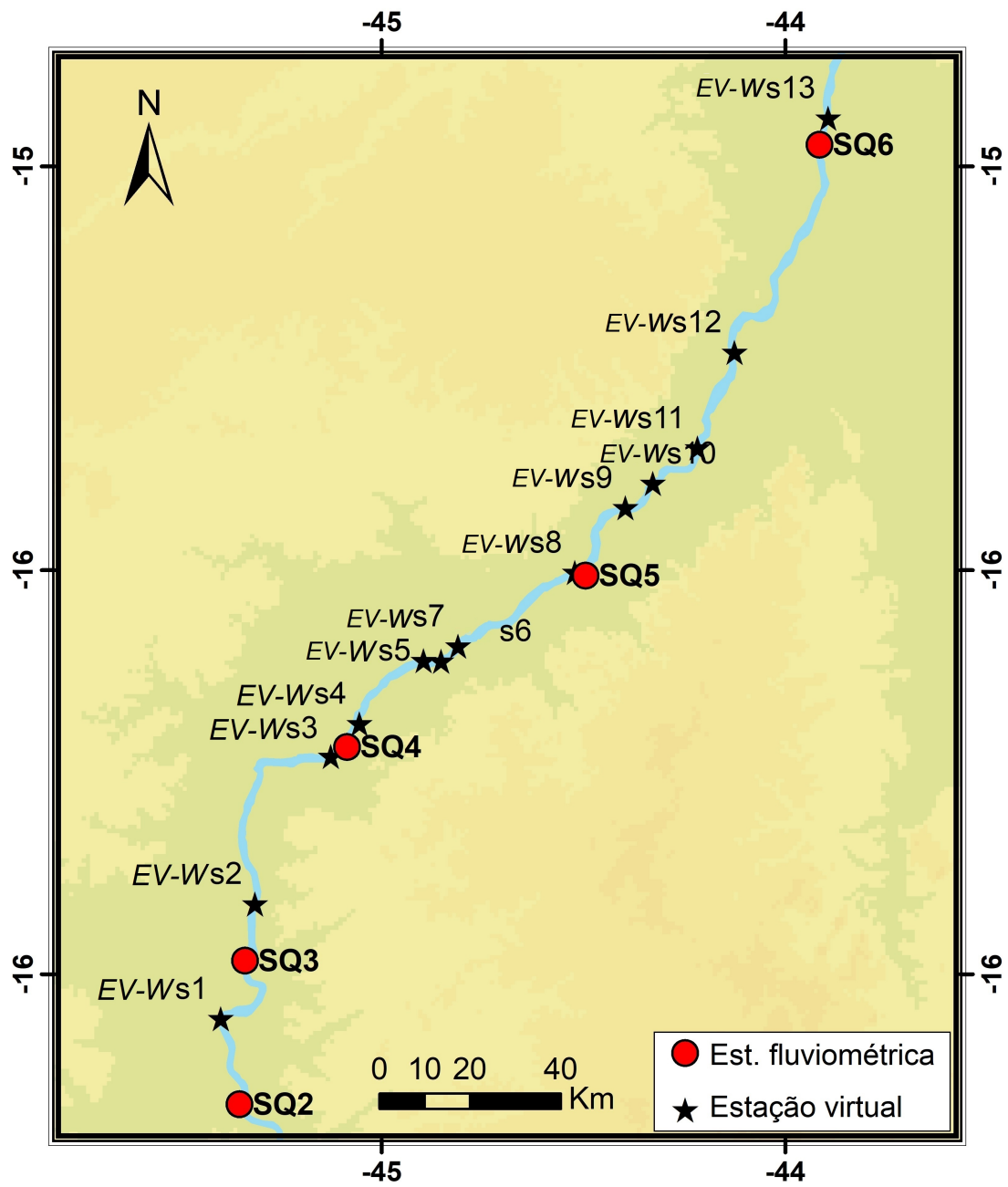


Figura 5.13: Localização das estações virtuais baseadas no método  $W_s$ .

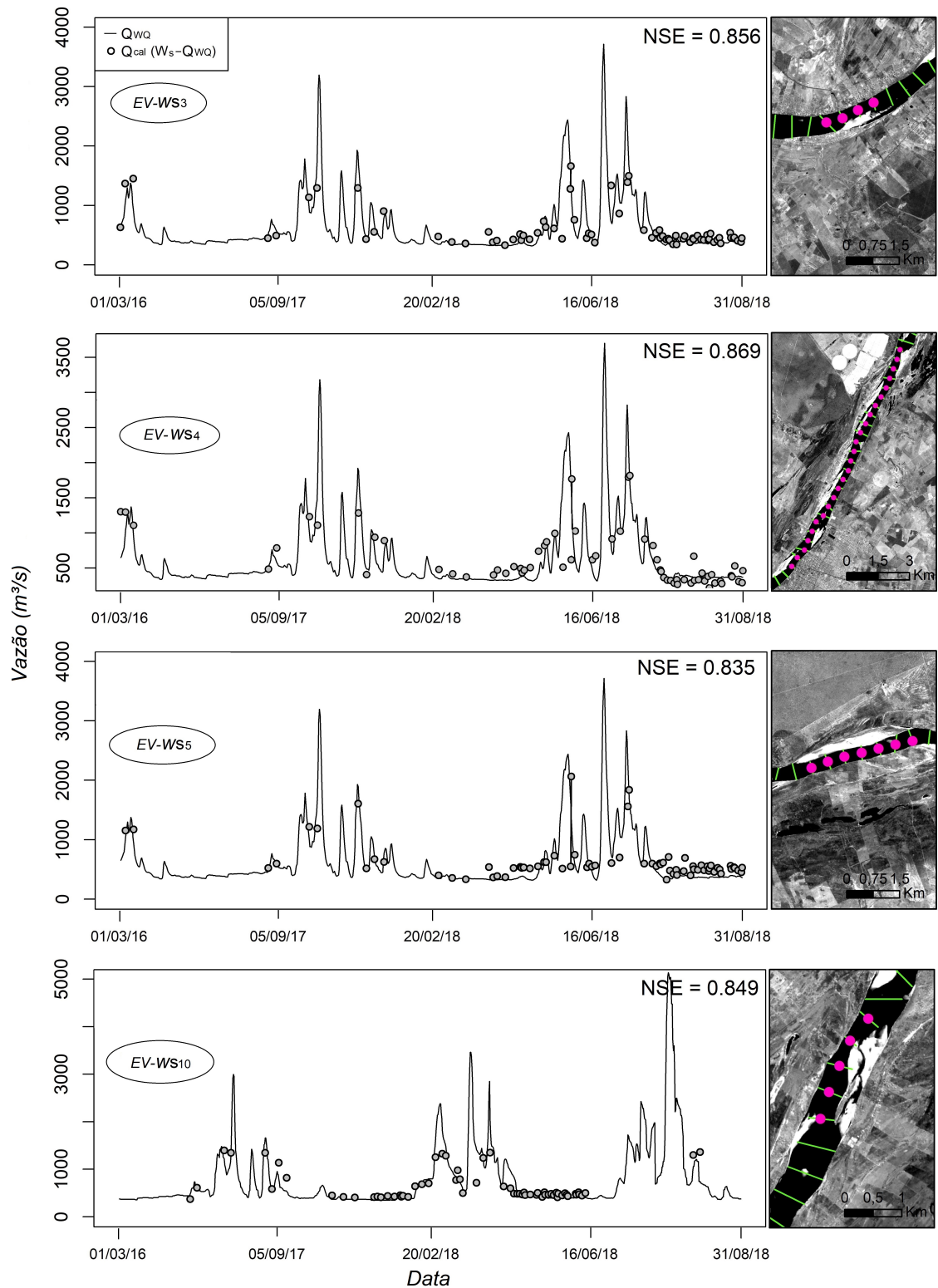


Figura 5.14: Vazão diária observada *in situ* e a vazão estimada, para o período de março de 2016 a agosto de 2018 (Método  $W_s$ ).

fluviométrica *in situ* para fornecer dados para a calibração e validação de modelos. Sobre este último ponto, destaca-se o estudo de Gleason *et al.* (2014), que propôs um método inovador, também baseado na largura, usando exclusivamente imagens multitemporais de satélites, sem a necessidade de dados *in situ* (Seção 5.2). O método foi testado em 34 rios do mundo, incluindo o rio São Francisco e quase todos retornaram resultados satisfatórios, com exceção de três rios, entre eles o São Francisco.

Destaca-se que a capacidade de estimar a vazão baseada em séries temporais de largura obtidas por satélite, também depende da resolução espacial dos dados e da frequência de revisita do sensor. A expectativa é de que, com o número crescente do número de missões, teremos disponíveis imagens diárias de qualquer lugar da Terra, o que facilitará aplicações dessa natureza.

#### 5.4.4 Efeitos da morfologia fluvial

Para aprofundar a análise do melhor ajuste alcançado por uma estação virtual baseada no método  $W_s$ , perfis transversais foram gerados em seis locais ao longo de  $EV - W_{s4}$ . A série temporal da largura foi combinada a uma série temporal de nível da água, observada na estação hidrológica próxima ( $S_{Q4}$ ), localizada a  $\approx 6$  km a montante.

Observa-se que na Figura 5.16 as seções transversais  $n2$  e  $n4$  apresentam forma tendendo a retangular, o que dificulta a observação da relação largura e vazão. Este também é parcialmente o caso da parte inferior das seções  $n1$  e  $n3$ , onde as vazões mais baixas (associadas a níveis mais baixos) são comportadas em margens com menores ângulos, que geram baixa variação do espelho de água e dificulta a identificação da variação da vazão a partir largura (Figura 5.16). A variação da vazão apenas será expressa na largura quando for atingido um determinado nível de água. Essa condição pode explicar os maiores valores de PFE associados à vazões com permanência acima de 64% neste trecho. O aspecto assimétrico dessas quatro seções transversais é uma característica que foi frequentemente observada ao longo de toda área teste (Figura ??).

O estudo de Ferguson (1986) apresenta elucidações sobre o comportamento da variável largura ( $w$ ) na perspectiva do regime fluviométrico e nas diferentes formas de seção transversal, conforme discutido a seguir. A Figura 5.17 ilustra quatro formas principais de seção transversal. A seção retangular (R) tipifica um canal de paredes rochosas ou com bancos aluviais coesos (e/ou vegetados) e tem largura constante à medida que a vazão varia, de modo que  $b = 0$  e  $f + m = 1$ . A seção triangular (T) representa bancos de material não-coesivo em um ângulo constante de repouso e tem  $w \propto d$ , de modo que  $b = f$ . Em seção parabólica (P), o aumento de  $w$  é proporcional ao aumento de  $d^{1/2}$  ( $w \propto d^{1/2}$ ) e, portanto,  $b = f/2$ . A seção B representa um canal curvo, em que a largura aumenta mais rapidamente que a profundidade nas vazões médias a altas (Ferguson, 1986).

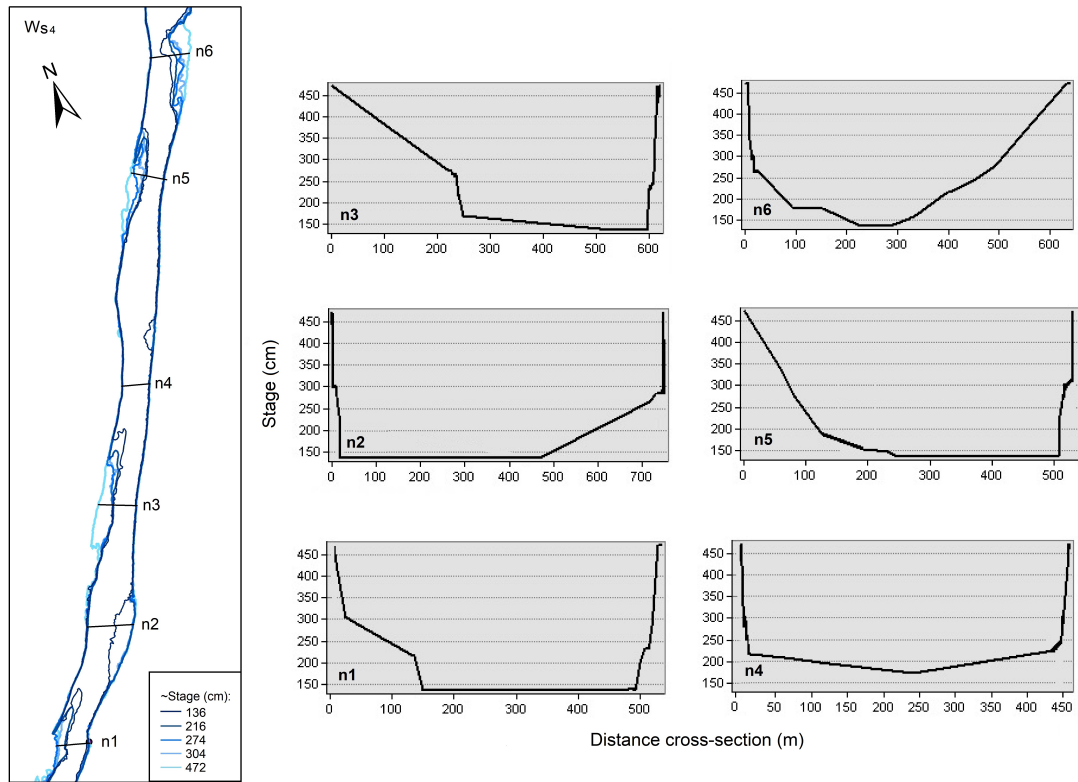


Figura 5.15: Perfis transversais gerados em seis locais ao longo da estação  $EV - W_{s4}$ , combinando a série temporal da largura com uma série de nível da estação  $S_{Q4}$ .

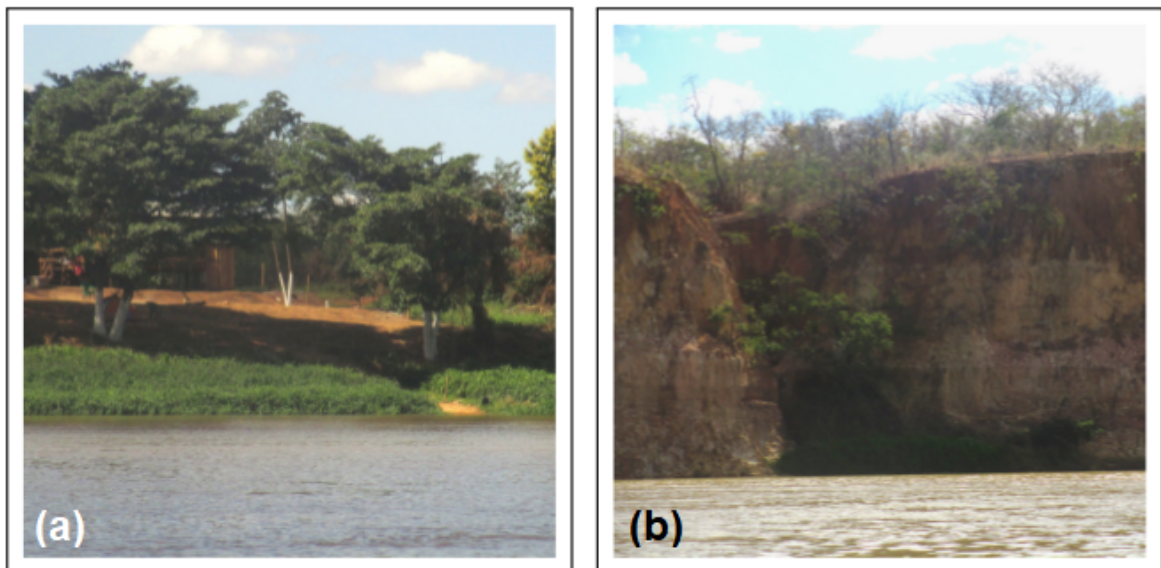


Figura 5.16: Assimetria das margens do rio São Francisco em um ponto no trecho entre Pirapora e Cachoeira do Manteiga, MG. (a) margem direita e (b) margem esquerda.

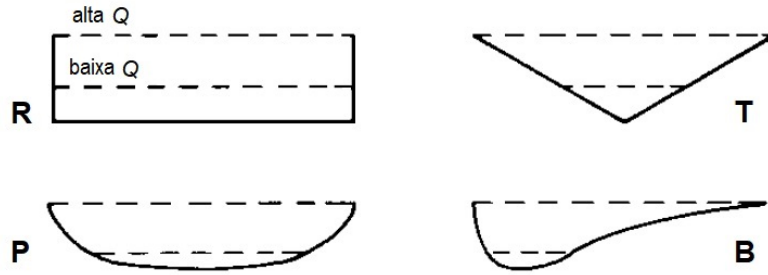


Figura 5.17: Formas diferentes de seção transversal e as diferentes taxas de aumento da largura da água com a profundidade. Fonte: Adaptado de [Ferguson \(1986\)](#).

[Pickup e Rieger \(1979\)](#) apontam que o canal é um produto de uma gama de vazões e sua natureza sequencial, o ajuste de  $w$ ,  $d$ ,  $v$  não é constante e varia de acordo com a frequência ou escala da vazão. Conforme já mencionado, [Ferguson \(1986\)](#) pontua ainda sobre a variedade de materiais e presença de vegetação no banco como controles de alteração. Por exemplo, um canal com bancos arenosos e não vegetados, a largura do canal dependeria apenas da vazão. Numa perspectiva geomorfológica, [Fryirs e Brierley \(2012\)](#) pontuam que a forma do canal é uma função da energia disponível no sistema para corroer ou depositar materiais de diferentes frações (argila, silte, areia, cascalho e matacão) ao longo do leito e das margens nas diferentes vazões.

Conforme discutido, o expoente  $b$  na relação  $w = aQ^b$  está relacionado à forma da seção transversal ([Ferguson, 1986](#)). Neste estudo, observou-se uma relação moderada entre  $b$  e a amplitude da largura ( $W_{max} - W_{min}$ ), segundo o coeficiente de correlação de *Spearman* (0,639), conforme ilustra a [Figura 5.18 \(a\)](#). O mesmo foi observado entre a amplitude da largura e o NRMSE. Neste caso, à medida que a amplitude aumenta, o NRMSE diminui ([Figura 5.18 \(b\)](#)). Essas relações tendem a validar a sugestão de que a escolha prévia dos setores do rio, para implantação de estações virtuais de observação da relação  $W - Q$ , pode ser baseada na análise da variação da largura, desde haja uma certa quantidade de dados representativos do ano hidrológico da área de estudo.

O conjunto de dados deste estudo está dentro de um recorte temporal de crise hídrica da bacia do São Francisco o que implica em baixa atividade geomorfológica na calha principal, como por exemplo, atividades erosivas e deposicionais. A formação de bancos pontuais e ilhas centrais favorece às condições básicas para o ajuste da largura do fluxo às mudanças de vazão ([Ferguson, 1986](#)). Os bancos arenosos podem ser laterais, centrais, pontuais, transversais, longitudinais, emersos, parcialmente ou totalmente submersos. Formam-se pela sobreposição sucessiva dos sedimentos, quando o fluxo perde a capacidade de transporte (energia), e são retrabalhados sobretudo no período de cheia ([Christofoletti, 1986](#)). No processo de modelagem da vazão é preciso considerar esses bancos, visto que são depósitos de rápida mutabilidade ao longo do

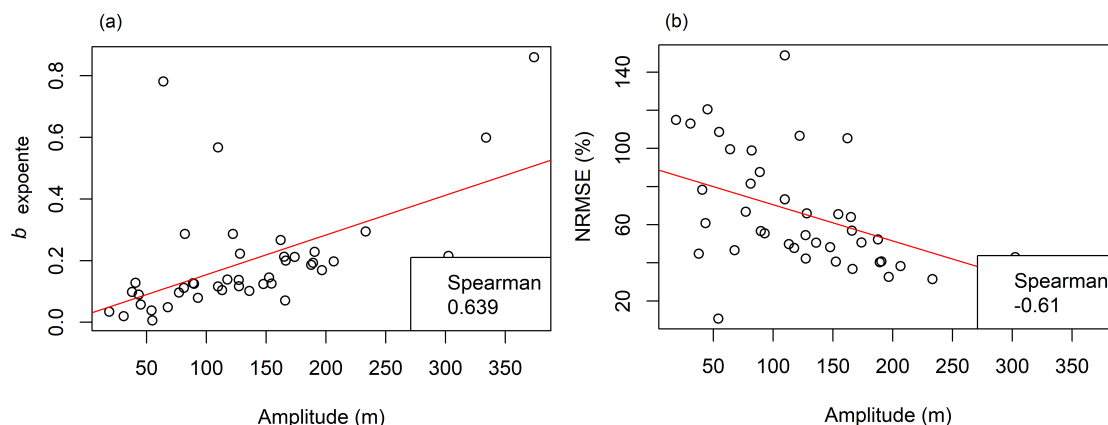


Figura 5.18: (a) Relação entre o expoente  $b$  e a amplitude e (b) relação entre NRMSE e a amplitude da largura, calculada subtraindo a máxima pela mínima largura de um ponto.

tempo, fazendo com que os modelos tenham uma curta validade.

## 5.5 Considerações finais

O estudo tem como objetivo propor um esquema metodológico para estimar a vazão fluvial a partir de séries temporais de largura observada por satélite, aproveitando a crescente disponibilidade de dados de uma variedade de sensores com boa resolução espacial (10-30 m, Missões Sentinel-1 e -2 e Landsat-8). Os modelos de vazão foram criados a partir de estações virtuais em trechos não monitorados do rio, e, para isso, regionalizou-se a vazão média diária com base na área de contribuição. Um trecho de  $\approx 470$  km do rio São Francisco foi utilizado como área teste. O setor sob análise apresenta formas transversais variando de retangular a trapezoidal assimétrica.

No estudo, foram comparados dois métodos relatados na literatura para estimar a vazão a partir de séries temporais de largura: (1) método baseado na largura convencional da seção transversal e (2) método baseado na média de larguras de um determinado setor. Um terceiro método (uma variação do segundo) envolveu a seleção prévia de setores do rio propícios a observação da vazão a partir da largura, com base em dois critérios: (a) adequação estatística com base na análise da amplitude da largura, e (b) consistência espacial.

Comparando os métodos, concluiu-se que as abordagens baseadas na largura média do setor geraram modelos com ajuste superior em comparação à abordagem baseada na largura convencional da seção-cruzada. Quando a comparação é entre  $W_n$  e  $W_s$ , o método  $W_s$  destaca-se por reduzir os processamentos, o número de análises e manter o desempenho, a partir da seleção prévia de áreas potenciais para a implantação de

estações virtuais para observação da relação  $W - Q$ . A correlação moderada entre o expoente  $b$ , a amplitude da largura e o NRMSE reforça a validade de se iniciar o processo de implementação de estação virtual a partir da avaliação da variação da largura.

Cerca de 69% das estações virtuais geradas a partir do método  $W_s$  apresentaram valores de NSE próximo ou acima de 0.7, mostrando-se uma abordagem eficiente e de fácil aplicação para estimativas de vazão a partir de séries temporais de imagens. O modelo de melhor ajuste foi capaz de prever a vazão com NSE de 0,87, o que, segundo a literatura, é um valor indicativo de bom ajuste. Observou-se no estudo que os maiores resíduos estavam associados às vazões com permanência superior a 64% do tempo, o que pode estar relacionado à forma do canal. Já a subestimação das altas vazões poderia ser explicada pela baixa disponibilidade de dados de períodos de cheia do rio, o que pode ter limitado a construção do modelo.



## Capítulo 6

# ESTIMATIVA DE VAZÃO A PARTIR DA COMBINAÇÃO DE LARGURA E NÍVEL DE ÁGUA DERIVADOS DE DADOS ORBITAIS

### 6.1 Largura e nível do rio aplicados à estimativa da vazão

Desde a década de 1990, a diversidade de técnicas de sensoriamento remoto tem permitido a observação tridimensional dos rios, a partir da congregação da bidimensionalidade das imagens com uma terceira dimensão obtida pela altimetria radar. Enquanto as imagens possibilitam a extração de parâmetros como a largura, área do espelho de água e sinuosidade (Frasson *et al.*, 2019), a altimetria possibilita estimar a elevação da superfície de água e, em certos casos, a declividade da linha de água. A partir das séries temporais desses parâmetros, outras variáveis foram estimadas, como a velocidade de propagação de fluxo (Smith e Pavelsky, 2008; Sichangi *et al.*, 2018), a profundidade (Tourian *et al.*, 2017) e a vazão fluvial (Xu *et al.*, 2004; Tarpanelli *et al.*, 2013; Elmi *et al.*, 2015), variável de interesse deste estudo.

A possibilidade de combinar diferentes perspectivas dos rios, observadas por satélites, deveria gerar estimativas de vazão superiores àquelas baseadas em um único parâmetro observável, conforme aponta Sichangi *et al.* (2016). Seguindo essa linha, Bjerklie *et al.* (2005) aplicaram uma análise de regressão múltipla para estimar a vazão fluvial, usando parâmetros observáveis a partir de satélite, como largura do rio, nível da água e velocidade superficial de fluxo. O conjunto de dados do estudo de Bjerklie *et al.* (2005) era

composto por imagens SAR, ortofotografias e carta topográfica. A velocidade superficial do fluxo foi estimada usando uma técnica de interferometria *Doppler*, desenvolvida pelo *Jet Propulsion Laboratory* - JPL, a partir de um sensor SAR, em banda C. A precisão relatada foi de  $\approx 80\%$  considerando a vazão observada.

LeFavour e Alsdorf (2005) utilizaram largura de rio (extraída de imagens SAR), declividade (derivada do SRTM) e profundidade média de canal, obtida a partir de cartas náuticas, para estimar a vazão usando a equação de Manning, em rios da bacia Amazônica. Os autores reportaram erros dentro de 7,6%, 6,2% e 0,3%. Birkinshaw *et al.* (2014) utilizaram séries temporais de largura de rio, extraídas de imagens Landsat, nível de água e declividade longitudinal, ambas derivadas de altimetria radar (satélites ERS-2 e ENVISAT) para estimar a vazão diária de seções dos rios Mekong e Ob.

A abordagem empregada no estudo de Birkinshaw *et al.* (2014) foi proposta por Bjerklie *et al.* (2003) e se aproxima da equação de Manning. Os resultados alcançaram valores de NSE de 0,86 e 0,90.

Sichangi *et al.* (2018) desenvolveu uma abordagem para estimar a vazão usando apenas parâmetros derivados de satélite, como velocidade de propagação de fluxo, largura, declividade e nível de água no rio Yangtzé. Os resultados alcançados apresentaram valores de NSE superiores a 0,50.

Apesar dos bons resultados, os estudos de Bjerklie *et al.* (2005) e LeFavour e Alsdorf (2005) usam dados específicos e de difícil disponibilidade (ex.: dado de velocidade superficial e carta náutica.), o que dificulta a aplicação sistemática das abordagens para outras regiões. Destaca-se ainda que as investigações acima apresentadas (LeFavour e Alsdorf, 2005; Birkinshaw *et al.*, 2014; Sichangi *et al.*, 2018) foram realizadas em rios de grande porte ( $w > 800$  m), havendo uma lacuna em relação aos rios de médio ( $200 < w < 800$  m) e pequeno porte ( $w < 200$  m)<sup>1</sup>, em razão dos limites técnicos que surgem quando se amplia a escala de análise.

O objetivo deste Capítulo consiste em propor um esquema metodológico para estimar a vazão de rio de médio porte, a partir da combinação de série temporal de largura de rio e de nível de água. Conforme demonstrado nos estudos de LeFavour e Alsdorf (2005), Sichangi *et al.* (2016) e Sichangi *et al.* (2018), a combinação de parâmetros pode ser feita aplicando a equação de Manning 6.1.

## 6.2 Equação de Manning

A equação de Manning foi proposta pelo engenheiro hidráulico irlandês Robert Manning, com base na comparação de fórmulas de fluxo de canal mais conhecidas à sua época. Manning calculou as velocidades do fluxo para diferentes raios hidráulicos (va-

---

<sup>1</sup>A classificação do porte dos rios baseada na largura foi adotada apenas como critério de avaliação, tendo como referência o trabalho de Biancamaria *et al.* (2017).

riando de 0,25 a 30 m), mantendo a inclinação. A partir disso, ajustou uma curva com base nos dados observados, resultantes das fórmulas anteriores. Em essência, a equação descreve o balanço energético entre gravidade e a rugosidade em um canal. Destaca-se que [Chow et al. \(1988\)](#) apresentam uma derivação da equação de Manning a partir da equação de Darcy-Weisbach.

$$\frac{Q}{A} = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}} \quad (6.1)$$

onde  $n$  é o coeficiente de rugosidade,  $A$  é a área da seção transversal do rio,  $R$  é o raio hidráulico<sup>2</sup> e  $S$  é o declive do leito do rio.

Os valores de  $n$  são determinados por experimentos e observações. Algumas formas de obtê-lo são: (a) isolar o  $n$  da Equação 6.1; (b) consultar valores predefinidos, como aqueles apresentados no trabalho de [Chow et al. \(1994\)](#), que fornece um compilado de valores tabelados de  $n$  para vários tipos de canal; ou (c) aplicar o procedimento proposto por [Cowan \(1956\)](#), que examina os fatores primários que afetam o  $n$  e os pondera por meio da Equação 6.2. Nesta última abordagem, fatores como material da calha ( $n_0$ ), grau de irregularidade da seção ( $n_1$ ), variação da seção transversal do canal ( $n_2$ ), presença de obstrutores ( $n_3$ ), presença de vegetação ( $n_4$ ), grau de sinuosidade ( $m_5$ ) são tratados como primários na influência do valor de  $n$  ([Chow et al., 1994](#); [Coon, 1998](#)).

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)m_5 \quad (6.2)$$

A Tabela 6.1 apresenta valores de  $n_0$ ,  $n_1$ ,  $n_2$ ,  $n_3$ ,  $n_4$  e  $m_5$  tabelados por [Chow et al. \(1994\)](#) e que podem ser substituídos na Equação 6.2 para obtenção do coeficiente de rugosidade. Estes valores foram obtidos a partir de um estudo envolvendo cerca de 40 a 50 rios de pequeno a médio porte e, portanto, o método é questionável quando aplicado a grandes rios.

A substituição do raio hidráulico na Equação 6.1, permite adequá-la às principais formas de seção transversal, como a forma retangular (Equação 6.3), trapezoidal (Equação 6.5) e de arco (Equação 6.4). O trabalho de [Sichangi et al. \(2016\)](#) apresenta essas deduções. Em rios cuja largura é muito maior que a profundidade ( $W \gg D$ ), pode-se utilizar a aproximação expressa na Equação modificada de Manning 6.6. No estudo,  $W$  é a largura derivada de imagens de satélite e  $D$  é o nível da água obtido por altimetria radar.

$$Q = \frac{S^{\frac{1}{2}}}{n} \frac{(WD)^{\frac{5}{3}}}{(W + 2D)^{\frac{2}{3}}} \quad (6.3)$$

---

<sup>2</sup>O raio hidráulico é obtido através da razão da área molhada ( $m^2$ ) pelo perímetro molhado ( $m$ ).

Tabela 6.1: Valores de  $n_i$  para cálculo do coeficiente de rugosidade de Manning. (Chow *et al.*, 1994).

Condições rio	Característica	Variável	Valores
Material da calha	solo	$n_0$	0,025
	rocha		0,025
	cascalho fino		0,024
	cascalho grosso		0,027
Grau de irregularidade	bem liso	$n_1$	0,000
	liso		0,005
	moderado		0,010
	bem irregular		0,020
Variações da seção transversal	gradual	$n_2$	0,000
	ocasional		0,005
	alternada		0,010-0,015
Efeitos de obstruções	desprezível	$n_3$	0,000
	pequena		0,010-0,015
	apreciável		0,020-0,030
	muita obstrução		0,040-0,060
Vegetação	baixa	$n_4$	0,005-0,010
	média		0,010-0,025
	alta		0,025-0,050
	muito alta		0,050-0,100
Grau de sinuosidade	pequena	$m_5$	1,000
	apreciável		1,150
	severa		1,300

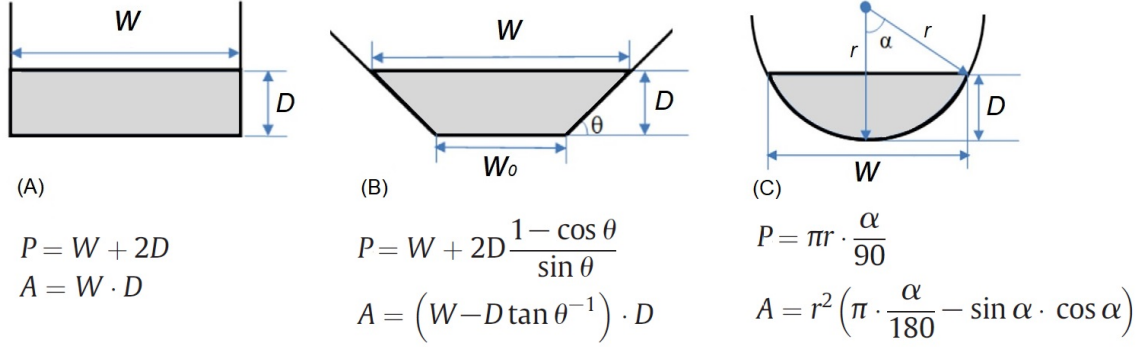


Figura 6.1: Principais aproximações de forma de seção transversal e suas respectivas equações de perímetro molhado -  $P$  e área molhada da seção transversal -  $A$ . (A) seção retangular, (B) seção trapezoidal, (C) seção de arco. Fonte: Adaptado de [Sichangi et al. \(2016\)](#).

$$Q = \frac{S^{\frac{1}{2}} (WD - D^2 \tan \theta^{-1})^{\frac{5}{3}}}{n (W + 2D \frac{1 - \cos \theta}{\sin \theta})^{\frac{2}{3}}} \quad (6.4)$$

$$Q = \frac{S^{\frac{1}{2}} WD^{\frac{5}{3}} \left( \frac{1}{2} \left( \pi \frac{\alpha}{180} - \sin \alpha \cos \alpha \right) \right)^{\frac{5}{3}}}{n \sin \alpha \left( \pi \frac{\alpha}{180} \right)^{\frac{2}{3}} (1 - \cos \alpha)^{\frac{5}{3}}} \quad (6.5)$$

$$Q \approx \frac{S^{\frac{1}{2}}}{n} WD^{\frac{5}{3}} \quad (6.6)$$

Assim, conforme discutido por [Sichangi et al. \(2016\)](#), em rios cujas seções apresentam a condição  $W \gg D$ , a vazão  $Q$  é aproximadamente proporcional a  $W * D^{\frac{5}{3}}$ .

Considerando a Equação 6.6, a partir do sensoriamento remoto orbital é possível derivar diretamente as variáveis  $W$  e  $S$  (ver Seção 2.3). As variáveis  $D$  e  $n$  são estimadas de forma indireta.

### 6.3 Procedimentos metodológicos

A metodologia foi implementada em um trecho de  $\approx 70$  km no Alto/Médio curso do rio São Francisco (Figura 3.1), entre as estações  $SQ_4$  (São Francisco - 44200000) e  $SQ_5$  (Pedras de Maria da Cruz - 44290002), melhor detalhadas na Tabela 3.4. O trecho foi selecionado com base nos resultados obtidos no Capítulo anterior e também na disponibilidade de dados para a região.

Os procedimentos metodológicos, ilustrados na Figura 6.3, baseiam-se na manipulação de três conjunto de dados: (i) dados observados *in situ*, (ii) série de largura média ( $W_s$ ), e (iii) série de dados altimétricos de elevação absoluta ( $H$ ).

Os dados das estações fluviométricas utilizados no estudo foram: vazão média diária

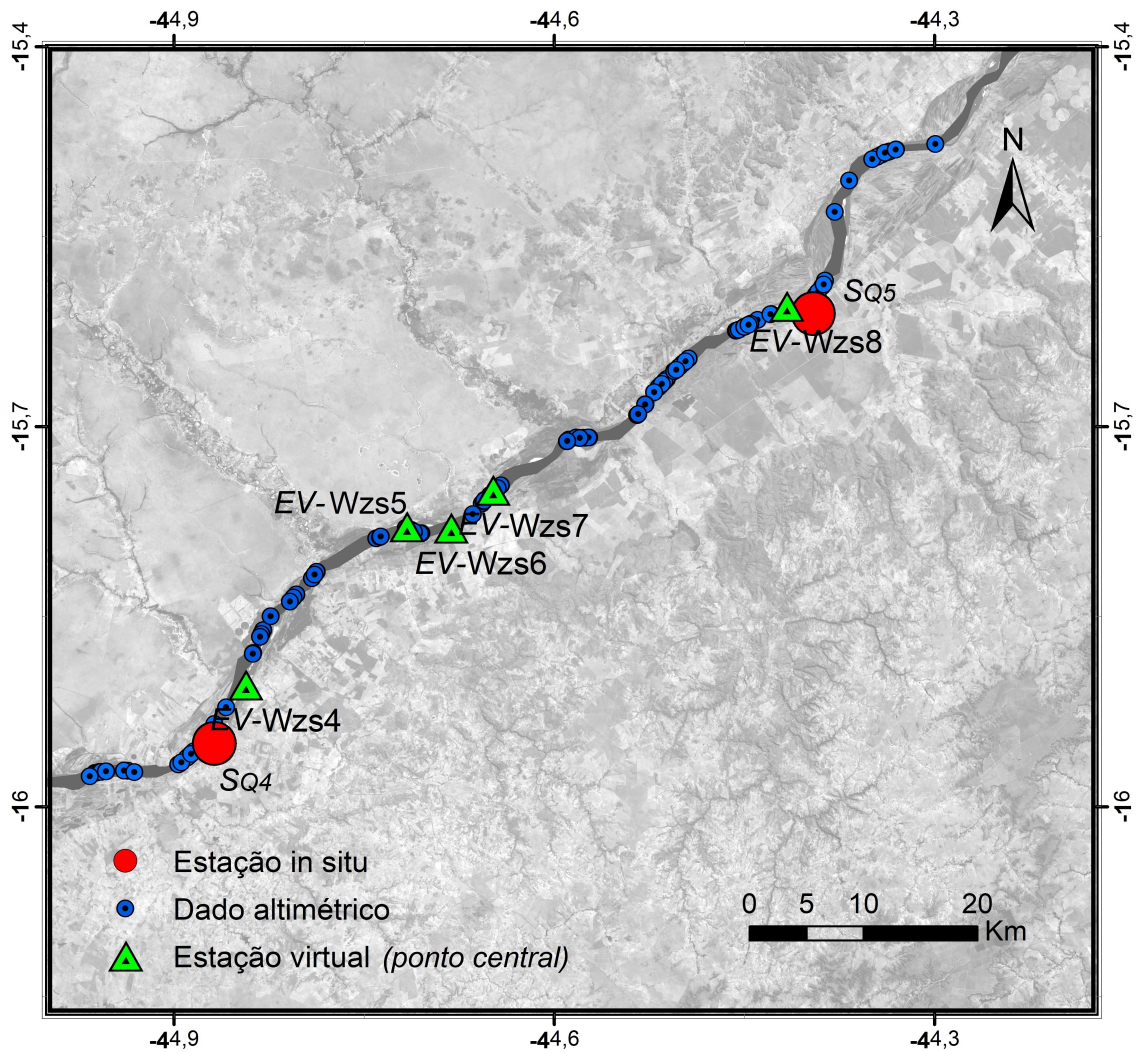


Figura 6.2: Localização das estações virtuais que combinam largura e nível da água para estimar a vazão.  $SQ_4$  - São Francisco (cod.:44200000) e  $SQ_5$  - Pedras de Maria da Cruz (cod.:44290002). A distância entre as estações é de 68,75 km.

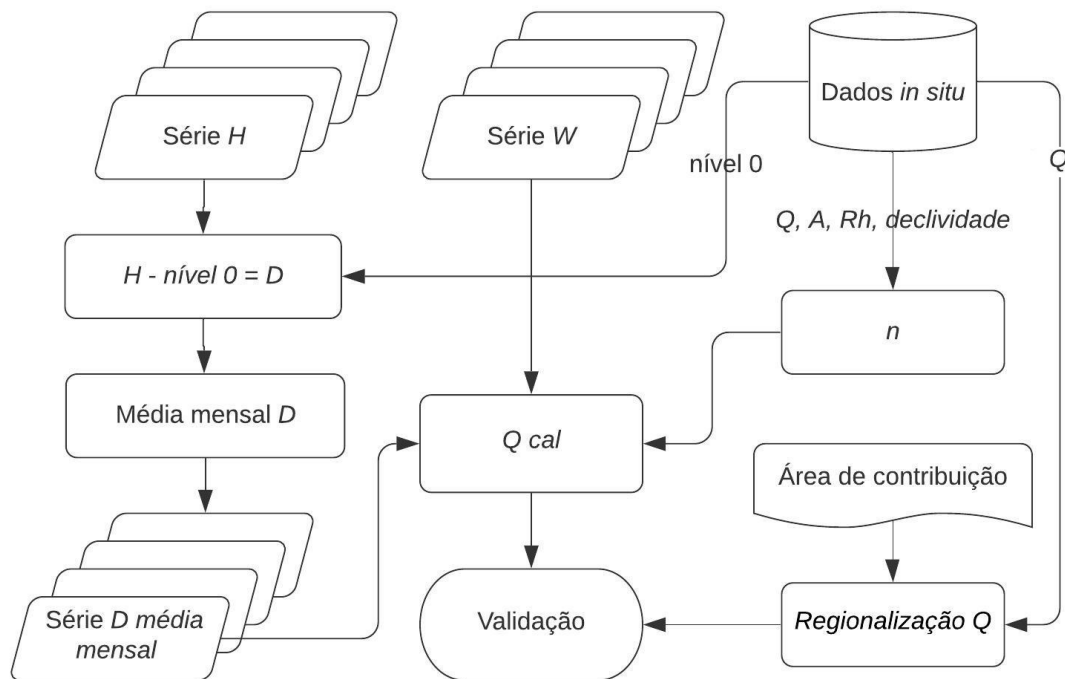


Figura 6.3: Procedimentos metodológicos realizados no estudo.  $H$  - elevação absoluta da superfície, obtida por altimetria radar,  $D$  - Nível de água obtido pela subtração de  $H$  pelo cota média interpolada a partir do nível zero das réguas,  $Q$  - vazão média diária ( $m^3/s$ ),  $n$  - coeficiente de rugosidade,  $W$  - largura média ( $m$ ),  $A$  - área molhada ( $m^2$ ),  $Rh$  - raio hidráulico ( $m$ ).



( $Q$ ), área molhada ( $A$ ), raio hidráulico ( $Rh$ ), para o período de 2016 a 2018. Também foram utilizadas as cotas altimétricas associadas ao nível zero das réguas. Especificamente, esses dados foram utilizados para:

- (a) Calcular a declividade do trecho teste: A declividade do trecho foi calculada dividindo a diferença de nível entre as cotas associadas aos zeros das réguas, pela extensão do trecho entre as duas estações;
- (b) Estimar o coeficiente de rugosidade  $n$ : Gerado a partir dos dados de  $Q$ ,  $A$ ,  $Rh$  (da estação  $SQ_5$ ) e declividade do trecho  $SQ_4 - SQ_5$ , aplicando para isso a Equação 6.1. Foram considerados os dados da estação  $SQ_5$  (a jusante) para que os valores de  $n$  estivessem associados ao trecho  $SQ_4 - SQ_5$ ;
- (c) Interpolar as cotas altimétricas referentes ao nível zero das réguas das duas estações (interpolação linear);
- (d) Validar as estimativas: A validação foi feita a partir de métricas que comparam os dados de vazão observados na estação fluviométrica daqueles obtidos por estimativas. Os dados de vazão média diária observados *in situ* foram regionalizados para as estações virtuais, a partir do cálculo de um fator de compensação baseado na área de contribuição (Subseção 5.3.2). Os resultados da regionalização da vazão e uma discussão estão apresentados na Subseção 5.4.1.

A série de Largura Média de Setores Especiais -  $W_s$ <sup>3</sup> utilizada neste estudo foi gerada no Capítulo 5 (Seção 5.3), a partir de imagens SAR da missão Sentinel-1 - S1 e de imagens multiespectrais do *Multispectral Instrument* - MSI da missão Sentinel-2 - S2 e do *Operational Land Imager* - OLI, a bordo do Landsat-8 - L8, adquiridas no período de 01/03/2016 a 31/08/2018. Para facilitar a comparação entre os resultados obtidos neste e no Capítulo anterior, apenas acrescentou-se a letra  $z$  na nomenclatura das estações virtuais, conforme esclarece a Tabela 6.2.

A série de dados altimétricos de elevação absoluta ( $H$ ) utilizada no estudo é um compilado de dados multimissão das missões CryoSat-2, Saral e Sentinel-3, cujas principais características estão apresentadas na Seção 3.2. Os dados obtidos por altimetria radar apresentam nível de correção três (L3), que corresponde a elevação absoluta consistente  $H$  da superfície de água. A série de  $H$  foi transformada em nível de água ( $D$ ) subtraindo a cota média de cada estação  $EV - W_{z_{si}}$  (Tabela 6.2). A partir disso, calculou-se a média mensal de  $D$ . Destaca-se que, para compor a série de  $D$  de cada estação  $EV - W_{z_{si}}$ , foram considerados apenas dados de  $H$  obtidos dentro de uma

---

<sup>3</sup> $W_s$  refere-se aos dados de largura média obtidos a partir de setores em alcance de rio previamente selecionou-se por análise estatística espacial. Esta análise foi empregada para identificar setores que apresentavam variação significativa da largura ( $Amplitude = W_{max} - W_{min}$ ) e uma continuidade espacial mínima maior ou igual a 2 km. Uma descrição detalhada do método encontra-se no Capítulo 5.

Tabela 6.2: Nomenclatura das estações virtuais baseadas na largura  $EV-W$  e aquelas baseada em largura e nível de água  $EV-Wz$ .

Estação virtual $W - Q$	Estação virtual $W, D - Q$	Cota média do setor ( $m$ )
$EV - W_{s4}$	$EV - Wz_{s4}$	437,42
$EV - W_{s5}$	$EV - Wz_{s5}$	435,66
$EV - W_{s6}$	$EV - Wz_{s6}$	435,31
$EV - W_{s7}$	$EV - Wz_{s7}$	434,86
$EV - W_{s8}$	$EV - Wz_{s8}$	432,19

distância fixa de 10 km do ponto central de  $EV - Wz_{si}$  a montante e a jusante. Para minimizar as incertezas relativas à diferença de localidade, corrigiu-se o desnível (+/-) aplicando a declividade do trecho.

Para o cálculo da vazão diária ( $Q_{cal}$ ), a série de  $W$  instantânea foi combinada à série da média mensal de  $D$  por meio da Equação 6.6 modificada de Manning, juntamente com o coeficiente de rugosidade médio e a declividade média do trecho ( $S = 8,5 \times 10^{-5}m/m$ ). A análise do desempenho das estimativas de vazão foi feita usando dados de vazão média diária ( $Q$ ) e aplicando as métricas: *Nash-Sutcliffe model efficiency coefficient* - NSE (Equação 5.7), Raiz Quadrada do Erro Médio Quadrático Normalizado (*Normalized Root-mean-square Error* - NRMSE, Equação 5.8), o Viés Percentual (*Percent bias* - Pbias, Equação 5.9) e o Erro de Previsão Percentual (*Percentage Forecast Error* - PFE, Equação 5.10).

## 6.4 Resultados e discussão

### 6.4.1 Coeficiente de rugosidade $n$

Os valores de  $n$  encontrados no trecho em estudo, para o período de 2016 a 2018, estão apresentados na Tabela 6.3. Estes valores compuseram a média de  $n$  (0,027655) usada nas estimativas de vazão, a partir dos dados obtidos por sensoriamento remoto. A média de  $n$  para o período de cheia foi 0,0159 (outubro a março), enquanto que o período de seca apresentou uma média de 0,0364.

Lyra *et al.* (2010) em um estudo na bacia do rio Paracatu, sub-bacia do rio São Francisco, reportaram valores de  $n$  no período de seca estatisticamente superiores aos valores encontrados no período de cheia. De Lara (2017) também encontrou uma variação do coeficiente de Manning inversa ao regime fluviométrico para o rio Tapajós, destacando o fato de que, no trecho estudado, não há ocorrência de extravasamento da calha principal sobre as planícies, fator que condicionaria a elevação de  $n$ . Chow *et al.* (1994) aponta que o aumento de  $n$  com a diminuição do nível da água pode estar associado a maior exposição do fluxo às irregularidades do fundo da calha.

Tabela 6.3: Coeficiente de rugosidade  $n$  do trecho  $SQ_4 - SQ_5$ , calculado a partir dos dados de  $Q$ ,  $A$ ,  $Rh$  e declividade obtidos por observações *in situ*.

Data	$Q$ ( $m^3/s$ )	$A$ ( $m^2$ )	$Rh$ ( $m$ )	$n$ ( $m^{-1/3}s$ )
10/06/2016	388,032	508,61	1,05	0,012469
24/08/2016	446,113	553,25	1,08	0,012021
24/08/2016	446,113	751,31	2,11	0,025513
06/10/2016	565,298	571,03	1,3	0,011108
10/10/2016	779,415	579,74	1,32	0,008242
23/02/2016	905,234	807,26	2,11	0,013509
25/09/2017	355,184	807,26	2,11	0,034431
30/06/2017	380,000	966,22	2,25	0,040205
13/03/2017	575,774	841,01	1,62	0,018553
12/12/2017	2054,45	815,27	1,86	0,005527
13/08/2018	409,576	1167,57	2,7	0,050901
14/06/2018	419,195	1330,53	3,07	0,06174
07/04/2018	592,923	1532,36	3,45	0,054338
05/12/2018	1432,986	2267,03	4,32	0,038643

Cabe salientar que o recorte temporal utilizado neste estudo está inserido no período da grande crise hídrica sofrida pela bacia do São Francisco desde o ano de 2013, em razão de estiagem prolongada. Assim, não foram identificados eventos de extravasamento da calha principal para o conjunto de dados estudado, o que associa os valores de  $n$  encontrados no estudo às características da calha principal.

## 6.4.2 Estimativas de vazão a partir da combinação das variáveis

$$W_s + D$$

As médias mensais de  $W_s$ <sup>4</sup> das estações virtuais e o nível de água ( $D$ ) encontram-se sumarizadas na Tabela 6.4. A ausência de informação de  $D$  em alguns meses reflete a indisponibilidade de dados altimétricos para a região no período estudado, considerando os sensores utilizados.

A Figura 6.4 ilustra o comportamento das variáveis  $W_s$  e  $D$  nas estações virtuais ao longo do ano. O comportamento temporal da variável  $W_s$  é similar nas cinco estações, a diferença é demarcada pela magnitude de sua variação, que é maior nas estações  $EV - Wz_{s6}$  e  $EV - Wz_{s8}$  (amplitude média de  $\approx 247$  m) e menor nas estações  $EV - Wz_{s4}$ ,  $EV - Wz_{s5}$  e  $EV - Wz_{s7}$  (amplitude média de  $\approx 135$  m).

Já o comportamento temporal de  $D$  média mensal é mais variável de estação para estação. As estações virtuais  $EV - Wz_{s4}$ ,  $EV - Wz_{s5}$  e  $EV - Wz_{s6}$  apresentam conjunto de dados  $D$  que tendem a seguir o regime fluviométrico, variando entre o

<sup>4</sup>Para o cálculo da vazão, não utilizaram-se as médias mensais de  $W_s$ , mas sim a variável  $W_s$  instantânea.

Tabela 6.4: Valores de  $D$  (m) e  $W_s$  (m). Para o estudo, foi utilizada a série de  $W_s$  instantânea (não apresentada na tabela) e as médias mensais de  $D$ .

Local	$EV - W_{z_{s4}}$		$EV - W_{z_{s5}}$		$EV - W_{z_{s6}}$		$EV - W_{z_{s7}}$		$EV - W_{z_{s8}}$	
	$D$	$W_s$	$D$	$W_s$	$D$	$W_s$	$D$	$W_s$	$D$	$W_s$
Jan	4,61	469,41	-	406,52	-	341,65	-	387,64	-	592,23
Fev	-	499,76	-	459,48	-	464,85	-	439,01	3,75	635,97
Mar	3,04	554,65	3,51	493,71	-	540,68	-	462,68	2,24	670,63
Abr	-	495,61	4,59	411,40	4,87	471,41	4,63	408,35	-	557,11
Mai	-	419,35	-	393,52	-	251,91	-	348,72	2,32	556,63
Jun	-	433,36	2,20	391,27	2,66	276,48	2,66	347,08	1,43	555,28
Jul	1,85	414,49	1,84	386,11	1,92	240,67	1,87	337,86	-	542,24
Ago	2,23	425,20	-	391,45	-	252,76	-	357,76	2,92	559,80
Set	-	439,53	-	371,85	1,79	246,60	2,12	339,92	-	515,42
Out	1,78	450,12	-	401,50	-	297,56	1,04	371,26	-	529,85
Nov	1,81	506,96	2,67	421,34	-	486,83	3,58	394,15	-	616,42
Dez	3,04	524,30	-	481,08	-	399,81	2,39	481,66	-	709,35

Tabela 6.5: Desempenho dos modelos de estimativa de vazão gerados no estudo, por estação virtual.

Métrica	$EV - W_{z_{s4}}$	$EV - W_{z_{s5}}$	$EV - W_{z_{s6}}$	$EV - W_{z_{s7}}$	$EV - W_{z_{s8}}$
NSE	0,55	0,77	-20,07	0,20	-0,033
NRMSE	66,00	47,30	448,50	89,90	99,90
Pbias	1,80	4,00	13,10	-20,80	22,90

período de seca e cheia. Observa-se ainda que os valores médios mensais de  $D$  nas estações  $EV - W_{z_{s6}}$  e  $EV - W_{z_{s7}}$  são menos aderentes ao regime fluviométrico, quando comparados aos valores de  $D$  observados nas outras estações, o que pode ser verificado pela maior variância em relação aos dados observados *in situ* (*var* 1,17 e 0,96 m<sup>2</sup>, respectivamente). Nas estações  $EV - W_{z_{s4}}$ ,  $EV - W_{z_{s5}}$  e  $EV - W_{z_{s8}}$  as variâncias são de 0,77, 0,86 e 0,63 m<sup>2</sup>, respectivamente.

Os valores obtidos pelas métricas de desempenho das estimativas de vazão obtidas neste estudo estão apresentados na Tabela 6.5, organizados por estação virtual.

A estação virtual  $EV - W_{z_{s5}}$  apresentou melhores resultados, segundo a tríade de métricas NSE-NRMSE-Pbias, com os valores de 0,77 - 47,3% -4% respectivamente. Seguida de  $EV - W_{z_{s4}}$ , com NSE de 0,55, NRMSE de 66% e Pbias de 1,8. As estações  $EV - W_{z_{s6}}$  e  $EV - W_{z_{s8}}$  apresentaram NSE inferiores a zero, o que indica que a média observada é melhor preditor que o modelo. Os modelos cujo NSE aproximam-se de zero são tão precisos quanto a média, como é o caso do modelo da estação  $EV - W_{z_{s7}}$ , com os valores de 0,2, 89,9% e - 20,8% para as respectivas métricas NSE-NRMSE-Pbias. Relacionando a Figura 6.4 com a Tabela 6.5, é possível compreender que a disponibilidade de dados e o comportamento temporal da média mensal das

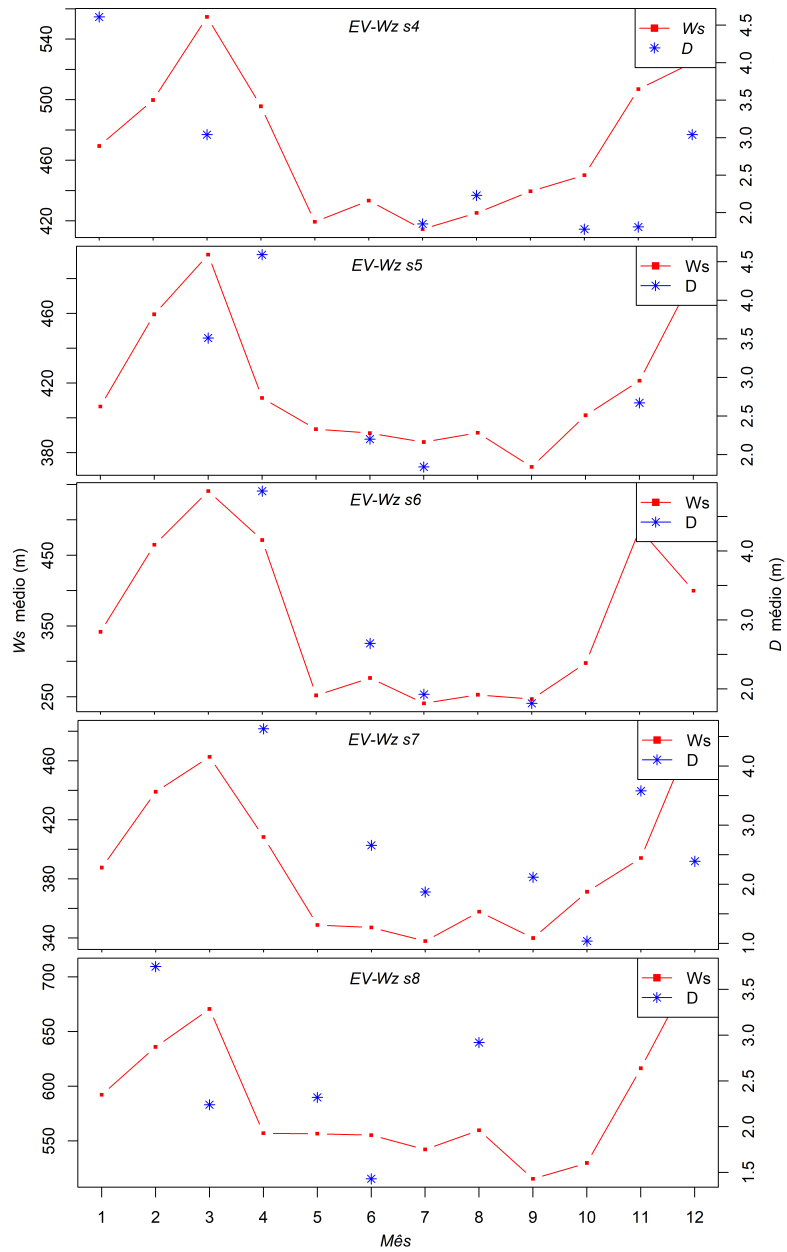


Figura 6.4: Comportamento temporal das variáveis  $W_s$  (m) e  $D$  (m) nas estações virtuais.

variáveis  $W_s$  e  $D$  em cada estação virtual são alguns dos fatores que contribuem para a consistência dos resultados.

Aplicando a mesma equação usada neste estudo com dados de entrada inteiramente observados via satélite, [Sichangi et al. \(2018\)](#) reportaram valores de NSE de 0,50 e 0,76 e de NRMSE de 34,63% e 26,34% em dois trechos do rio Yangtzé, cujas larguras variam de, aproximadamente, 1 km a 5 km. As larguras da estação virtual  $EV - W_{z_{s5}}$ , de melhor resultado neste estudo, variam de  $\approx 372$  a 495 m. Há no entorno da estação classes de cobertura de solo exposto, vegetação herbácea-arbustiva e usos associados às atividades agropecuárias. Destaca-se que a qualidade das estimativas de elevação altimétrica absoluta via altimetria radar ainda é dependente da homogeneidade da superfície, devido à engenharia desse tipo de sensor ter como foco medidas em ambiente oceânico, altamente estável ([Biancamaria et al., 2018](#)). Dessa forma, ainda é um desafio a aplicação de dados altimétricos em rios de médio porte, devido à alta probabilidade do *footprint* incluir a variabilidade das superfícies do entorno do espelho de água e, portanto, prejudicar as estimativas. Esse fato pode estar associado, por exemplo, à diferença do valor de NRMSE para o melhor modelo obtido neste estudo (NRMSE = 47,3%), quando comparado ao NRMSE reportado por [Sichangi et al. \(2018\)](#) (NRMSE = 26,34%), já que o rio Yangtzé possui um espelho de água bem mais amplo que o rio São Francisco.

A Figura 6.5 ilustra as vazões médias diárias observadas ( $Q_{obs}$ ) e estimadas, a partir das estações  $EV - W_{z_{s4}}$ ,  $EV - W_{z_{s5}}$ ,  $EV - W_{z_{s6}}$ ,  $EV - W_{z_{s7}}$ ,  $EV - W_{z_{s8}}$ . Observou-se que os modelos das estações  $W_{z_{s4}}$  e  $W_{z_{s5}}$  mostraram-se sensíveis às variações do regime fluviométrico da cheia a seca. Em ambas estações, vazões com permanência superior a 60% ( $\approx 420 m^3/s$ ) foram bem estimadas. O oposto ocorreu em algumas situações de vazões mais altas, em que os modelos tenderam a superestimar, conforme ilustra a Figura 6.5. A estação  $EV - W_{z_{s6}}$  tanto subestimou vazões com permanência superior a 60%, quanto subestimou. As estações  $EV - W_{z_{s7}}$  e  $EV - W_{z_{s8}}$  não foram capazes de retornar sistematicamente estimativas de vazão consistentes com as variações do regime fluviométrico, o que pode ser explicado pelo comportamento não consistente da variável  $D$  com relação ao regime hidrológico nas duas estações, conforme mostra a Figura 6.4. Ao contrário de  $W_s$  que apresenta uma coerência hidrológica ao longo do ano nessas estações.

### 6.4.3 Comparação entre as abordagens $W_s$ e $W_s + D$

A Figura 6.6 apresenta uma comparação entre as vazões estimadas a partir das estações virtuais  $EV - W_{z_{s5}}$  e  $EV - W_{s5}$ , esta última obtida no estudo apresentado no Capítulo 5.

Como já mencionado,  $EV - W_{z_{s5}}$  é baseado nas variáveis  $W_s$  e  $D$  e o modelo da  $EV - W_{s5}$  baseia-se apenas na série temporal de  $W_s$ . Cabe destacar que as duas estações

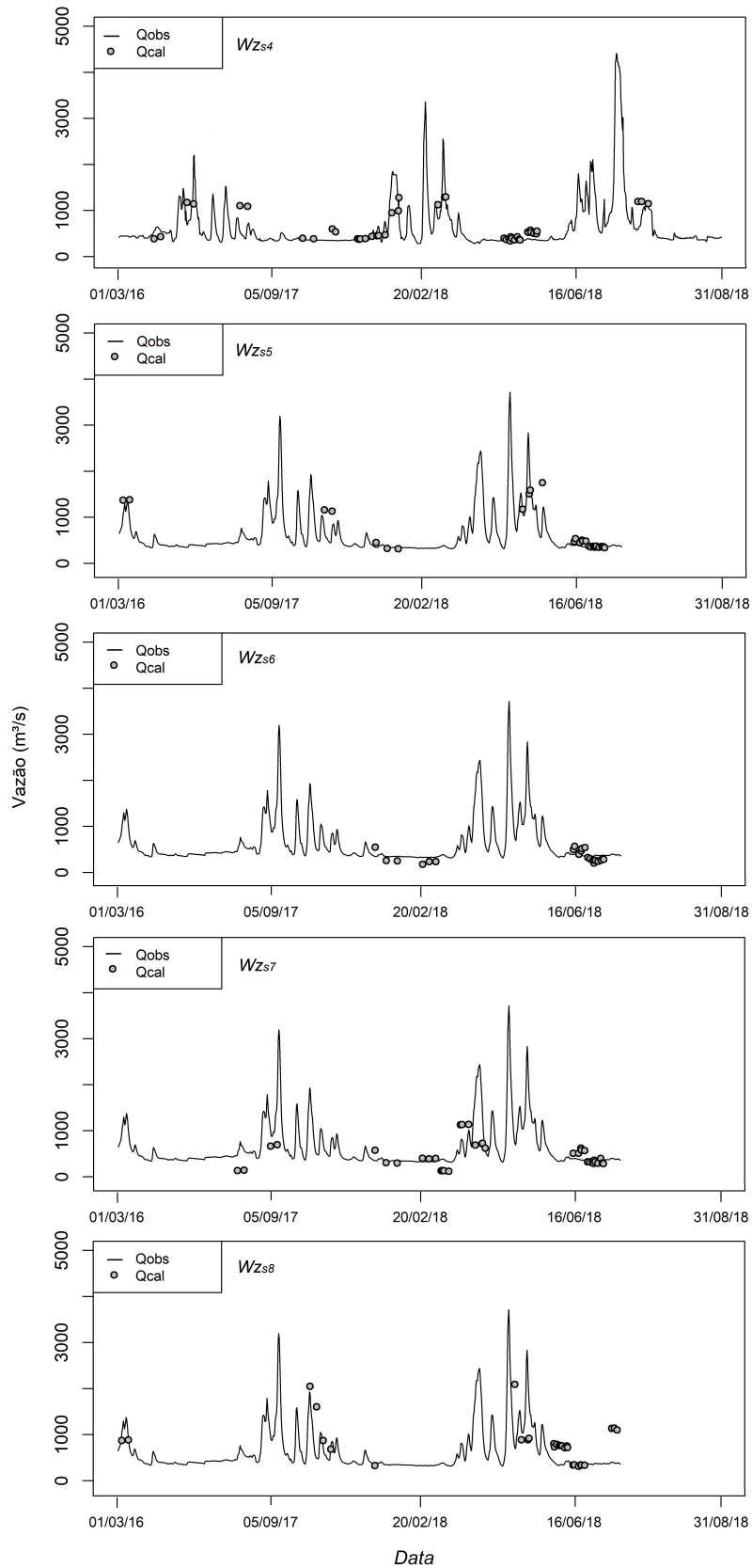


Figura 6.5: Vazões médias diárias observadas ao longo do período estudado e vazões estimadas a partir dos dados de  $W_s$  e  $D$  para as estações  $EV - Wz_{s4}$ ,  $EV - Wz_{s5}$ ,  $EV - Wz_{s6}$ ,  $EV - Wz_{s7}$ ,  $EV - Wz_{s8}$ .



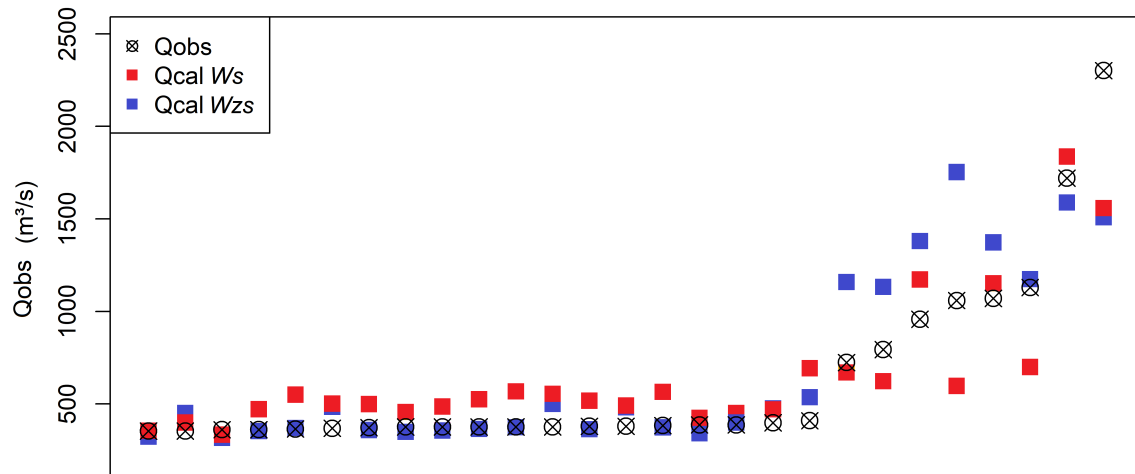


Figura 6.6: Comparação das vazões médias diárias estimadas a partir da estação virtual  $EV - W_{s5}$  e da estação  $EV - W_{z_{s5}}$ .

virtuais situam-se no mesmo setor do rio e compartilham a mesma série temporal de  $W_s$ .  $EV - W_{s5}$  obteve valor de NSE de 0,83, NRMSE de 39,1% e Pbias de 9,5. Embora  $EV - W_{s5}$  tenha apresentado melhor desempenho considerando as métricas NSE e NRMSE, a medida de tendência (Pbias) de  $EV - W_{z_{s5}}$  foi melhor (4%). Ambos modelos tenderam a superestimação, com valores de Pbias positivos. É possível observar que os dois modelos respondem à variação do regime fluviométrico e alguns pontos subestimam ou superestimam, o que será analisado a seguir.

A comparação entre as estações virtuais  $EV - W_{z_{s5}}$  e  $EV - W_{s5}$  é facilitada quando observa-se a Figura 6.7 que relaciona o valor estimado e o valor observado por estação virtual, através do erro de previsão (PFE). Relacionando a Figura 6.7 à Figura 6.6, fica evidente que a inserção da variável  $D$  para a predição da vazão, nesta estação virtual, contribuiu para melhor estimar vazões com permanência superior a 57% ( $\approx 410m^3/s$ ), superestimadas no modelo baseado apenas em  $W_s$  ( $EV - W_{s5}$ ).

No modelo de  $W_{s5}$ , o valor médio de PFE para vazões com permanência superior a 57% é de - 29,5%, enquanto que no modelo baseado na estação  $EV - W_{z_{s5}}$  é de - 6,6%. Isso pode ser explicado porque, dependendo da forma da seção transversal, a partir de um declínio da vazão, o fluxo passa a correr em margens com baixa angulação, tendendo a retangular, o que prejudica a detecção da variação da vazão a partir da largura (Figura 6.8,  $n1$ ,  $n2$  e  $n5$ ). O oposto ocorre quando a vazão eleva-se a um dado estágio em que o fluxo passa a correr em uma porção da calha com margens de maior angulação e  $D$  torna-se uma variável com baixa capacidade para explicar  $Q$ , e  $W_s$  passa a ser uma boa variável explicativa. O valor médio de PFE obtido pela estação  $EV - W_{s5}$  para vazões inferiores a 57% de permanência é de 13,3%, enquanto que o PFE médio observado em  $EV - W_{z_{s5}}$  é de - 25,5%.

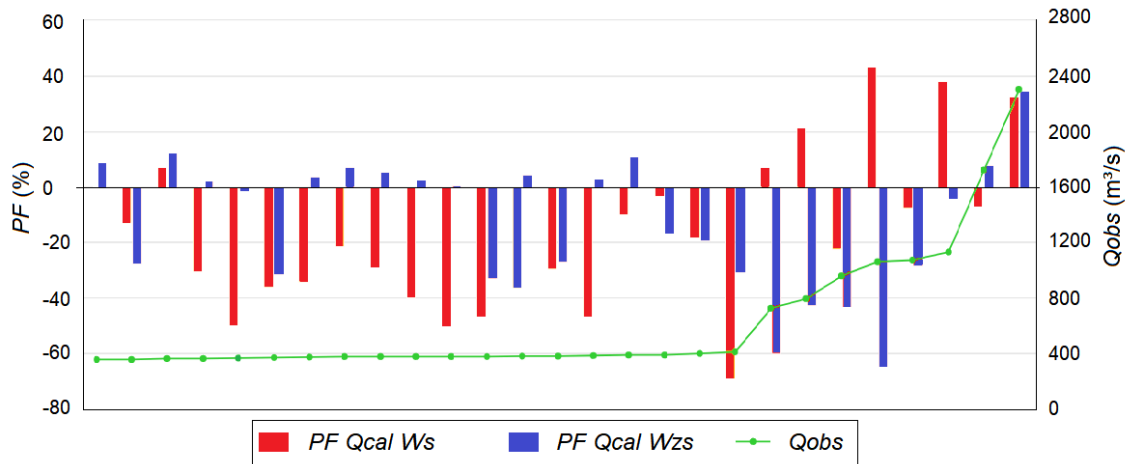


Figura 6.7: Erro de Previsão Percentual das estimativas de vazão obtidas a partir das estações virtuais  $W_{s5}$  e  $W_{zs5}$ .

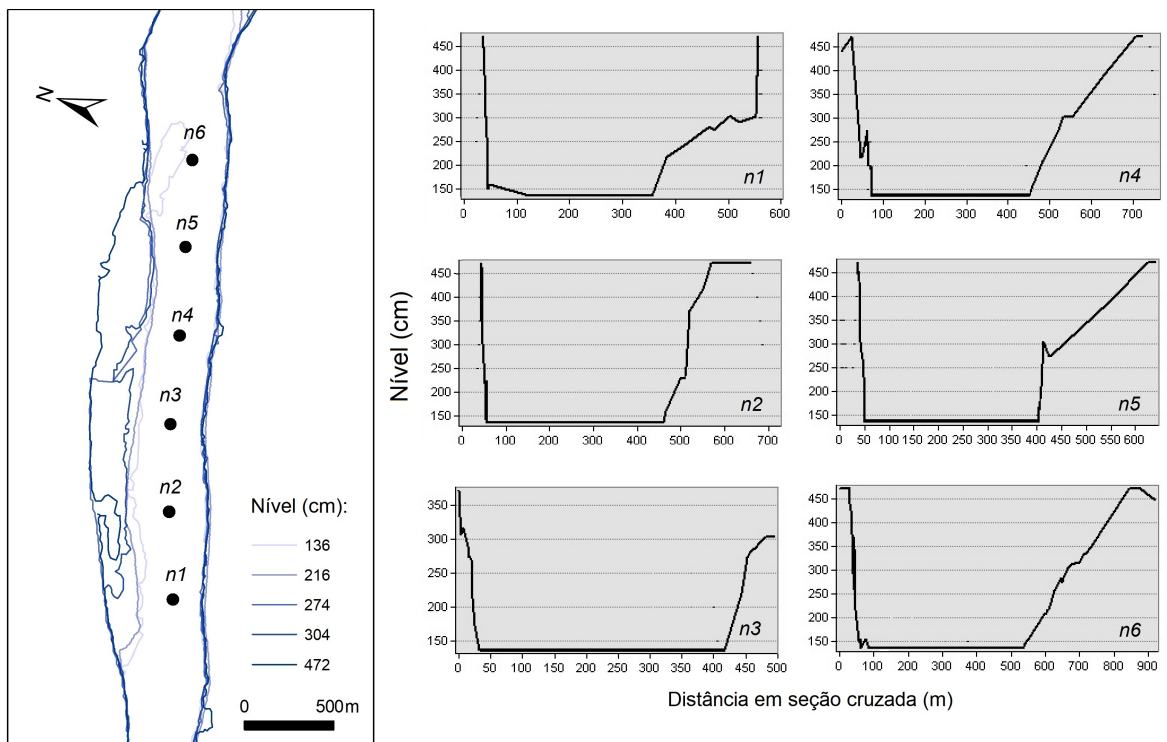


Figura 6.8: Perfis transversais gerados em seis locais ao longo da estação  $EV - W_{zs5}$ , combinando a série temporal da largura com uma série de nível da estação  $S_{Q4}$ .

## 6.5 Considerações finais

O estudo descrito neste Capítulo tem como objetivo apresentar um esquema metodológico para estimar a vazão fluvial, a partir de dados de largura e nível de água obtidos por satélites. O desafio foi avaliar como variáveis derivadas de imagens e altimetria radar contribuiriam para estimar a vazão de rios de médio porte, considerando os limites técnicos dos sensores em observações de alvos de menores proporções.

Também foi feita uma comparação entre estimativas da vazão fluvial baseadas apenas em séries temporais de largura com estimativas baseadas em séries de largura e nível de água. A série temporal de dados do estudo se insere em um contexto de crise hídrica da bacia do São Francisco, e, portanto, foram poucos os dados de situações de cheia para calibrar e avaliar os modelos.

As variáveis declividade e rugosidade foram estimadas a partir de variáveis observadas *in situ*. Os coeficientes de rugosidade de Manning reportados no estudo apresentaram um comportamento inverso ao regime fluviométrico, sendo maior para o período de seca, que ocorre de abril a setembro. Este efeito foi observado também em outros estudos encontrados na literatura pertinente que associaram os resultados a dois fatores: situações de não extravasamento e a maior exposição do baixo fluxo às irregularidades do fundo da calha. Em razão da crise hídrica, anteriormente mencionada, situações de extravasamento não foram observadas no conjunto de dados do estudo.

Dos cinco modelos baseados em largura e nível de água, dois reportaram valores de NSE maiores que 0,50. Os resultados podem ser avaliados sob a perspectiva do comportamento temporal das duas variáveis ( $W_s$  e  $D$ ) em cada estação virtual, a partir de médias mensais. As médias mensais de  $W_s$  apresentaram comportamento temporal similar nas cinco estações virtuais e foram compatíveis com a variabilidade do regime fluviométrico. Cabe ressaltar que essa compatibilidade era esperada, visto que a metodologia  $W_s$  de implantação de estações virtuais, baseada em análise estatística e espacial, tem como objetivo a seleção de setores em alcance de rio que apresentam variabilidade tempo-espacial da largura, conforme discutido no Capítulo anterior. Assim, basicamente o que diferenciou uma estação da outra foi a amplitude da variação de  $W_s$  e o comportamento temporal dos dados nível de água.

É importante destacar que há uma diferença de disponibilidade de dados de  $D$  para cada estação virtual. Observou-se que as estações virtuais com conjuntos de dados de  $D$  que apresentaram maior variância em relação ao valor esperado foram aquelas que obtiveram os piores resultados. As duas estações virtuais que apresentaram maior amplitude das médias mensais de  $W_s$  não foram às que apresentaram melhor desempenho, considerando as métricas de avaliação adotadas no estudo.

Por último, a comparação entre uma estação baseada apenas na série de largura e outra baseada na largura e no nível de água revelou que a inserção da variável  $D$

melhorou o desempenho da predição de vazões com permanência superior a 57% no trecho sob análise. Ao passo que, a estação baseada apenas na série temporal de  $W_s$  apresentou capacidade superior em prever vazões com permanência inferior a 57%. Estes resultados podem estar relacionados ao fato de que o trecho teste apresenta geometrias de seções transversais variando entre trapezoidais assimétricas e retangulares. Há também perfis transversais que podem ser representados por mais de uma geometria. Um exemplo observado no estudo são de seções que apresentam forma retangular até um determinado nível vertical do perfil e forma trapezoidal a partir de um outro nível. Nesse tipo de seção, baixos níveis de água implicaria em fluxos se deslocando na porção retangular da calha, e, nestas condições,  $W_s$  não seria uma boa variável explicativa, mas  $D$  sim. A partir de um determinado nível de água, o fluxo encontra margens com maior angulação e são melhor representados pela variável  $W_s$ .

## Capítulo 7

# CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A TESE insere-se em um contexto de crescente disponibilização de dados obtidos por diferentes técnicas de sensoriamento remoto, em que cada vez mais sistemas ambientais e suas componentes são modelados com apoio de variáveis passíveis de observação a partir do espaço. Na literatura, estudos concentram-se em compreender as possibilidades de aplicação, considerando as diversas demandas das sociedades. Outros em conhecer e quantificar as incertezas contidas nas associações do que se observa remotamente daquilo que se observa em solo.

Aproveitando a crescente disponibilidade de dados obtidos por satélites a partir de sensores imageadores com boa resolução espacial (10-30 m) e de dados obtidos por missões altimétricas, a pesquisa investigou a extração e aplicação de parâmetros hidráulicos geométricos, adquiridos remotamente, para inferir a vazão de um rio de médio porte. Foi selecionado, como área teste, um trecho de  $\approx 470$  km da calha principal da bacia do São Francisco e o recorte temporal de 2016 a 2018, que está inserido em um período de crise hídrica assistida pela bacia desde 2013, com baixas precipitações e vazões.

O porte do rio aqui é destacado em razão dos limites técnicos de grande parte dos sensores orbitais em observações de alvos de menores proporções. Em virtude desses limites, há na literatura uma lacuna de estudos que envolvem a investigação do regime fluvial de rios de pequeno e médio porte. É nesta lacuna que a pesquisa se insere, trazendo as seguintes contribuições: (1) a determinação do desempenho das imagens obtidas pelas missões S1-SAR, S2-MSI e L8-OLI e de técnicas de processamento digital aplicadas ao delineamento de superfícies de água, (2) a proposição de procedimentos para implantação de estações virtuais de observação da relação  $W-Q$ , (3) a proposição de esquemas metodológicos para estimativa da vazão a partir de dados de largura e elevação absoluta derivados de satélite, e (4) a avaliação dos limites/incertezas das estimativas e análise da influência da morfologia fluvial nesses limites.

O estudo determinou a acurácia alcançada pelos dados Landsat-8, Sentinel-1 e Sentinel-2, por banda espectral, por combinação de bandas e por polarização no processo de delineamento e quantificação de superfície de água em vale fluvial. Também foi avaliada uma série de classificadores. Os resultados indicaram que o melhor desempenho entre os dados foi obtido pela imagem do Sentinel-2. As bandas do S2-MSI (banda 11) e L8-OLI (banda 6) situadas na região espectral do infravermelho de ondas curtas (*Short-wave infrared-SWIR*) demonstraram alta capacidade para delinear superfícies de água, quando comparadas a outras bandas. Poder extrair com boa acurácia superfícies de água de séries temporais de imagens utilizando apenas uma banda é um resultado encorajador, por significar redução do custo computacional e simplificação das etapas metodológicas. Em relação à imagem S1-SAR, na avaliação das polarizações VH e VV, a co-polarização VV apresentou o melhor desempenho e o classificador SVM mostrou-se o mais adequado para classificar esse dado. Concluiu-se ainda que o algoritmo não-supervisionado k-means apresentou resultados similares aos algoritmos supervisionados, o que também representa ganho em custo computacional pela simplicidade do algoritmo e por essa técnica dispensar a fase de coleta de amostras prévias de treino, mostrando-se adequada às aplicações que requeiram a manipulação de séries temporais.

O Capítulo 5 traz a proposição de um esquema metodológico para estimar a vazão fluvial a partir de séries temporais de largura observada por satélite. A vazão foi estimada em trechos sem monitoramento *in situ*. E, por isso, a vazão observada nas estações fluviométricas foram regionalizadas aplicando um simples fator baseado na área de contribuição. Foram avaliadas abordagens para implantação de estações virtuais de observação da relação  $W - Q$  em um trecho que apresenta formas transversais variando de retangulares a trapezoidais assimétricas. Comparando os Métodos da Largura Média de um Setor com o Método da Largura Local, concluiu-se que os métodos baseadas na largura média geraram modelos com ajuste superior em comparação à abordagem baseada na largura local. Essa constatação deve-se ao fato de que largura da seção cruzada fica suscetível às imprecisões da variabilidade local.

Um método para seleção de áreas potenciais para implantação de estações virtuais de observação da relação  $W - Q$  foi proposto e testado no estudo. O método fundamenta-se em análise estatística e espacial para identificar e delimitar previamente setores do rio, cujo comportamento da largura apresenta alta variabilidade espaço-temporal. A seleção prévia dos setores potenciais significou a redução dos custos de processamentos e o tempo de análises de trechos que são inadequados para aplicações dessa natureza. Em uma análise pormenorizada, a pesquisa demonstrou uma correlação moderada entre a amplitude da largura, o expoente  $b$  da função potencial e o NRMSE, o que reforça a validade de se iniciar o processo de implementação de estação virtual ( $W - Q$ ) a partir da avaliação da variação da largura. Isso foi verificado pelos quase

70% dos modelos gerados, a partir do método proposto, reportarem valores de NSE próximo ou acima de 0,7. No geral, os modelos obtidos por este método reportaram maiores resíduos associados às vazões com permanência superior a 64% do tempo, o que pode estar relacionado à variabilidade da geometria do canal.

Atualmente, os dados diários das estações fluviométricas convencionais da ANA podem demorar entre três a seis meses para serem disponibilizados, enquanto a maioria das imagens de satélite estão disponíveis dentro de um ou dois dias após a aquisição. Embora os dados de sensoriamento remoto não substituam as estações fluviométricas *in situ*, a facilidade de aquisição e processamento pode ser combinada ao método proposto para gerar estimativas rápidas da vazão do rio para aplicações que demandam retornos mais rápidos. Além disso, essas estimativas não se restringem aos locais específicos das estações, podendo ser produzidas para qualquer setor em que o rio seja suficientemente amplo e possua morfologia que favoreça a variação de largura, permitindo a estimativa da vazão.

O Capítulo 6 avaliou a possibilidade de combinar a série de larguras média ( $W_s$ ) ao dados de nível de água ( $D$ ) derivados de elevação absoluta adquirida por altimetria radar, a fim de estimar a vazão de rio de médio porte. O desafio residiu em aplicar a altimetria radar em um contexto, a princípio desfavorável, visto que a qualidade das medições feitas por sensores altimétricos ainda são dependentes da homogeneidade da superfície, porque foram desenvolvidas para aplicações em ambiente oceânico de alta homogeneidade. Muito diferente do contexto de um espelho de água produzido por um rio de porte médio. Outro desafio foi a combinação das séries de largura média e nível de água que possuem tamanhos e datas diferentes de aquisição. A solução testada foi o cálculo do  $D$  médio mensal combinado às medições de  $W_s$  instantâneas, usando para a isso a equação de Manning. As variáveis declividade e rugosidade foram estimadas a partir de dados observados *in situ*. O trecho sob análise apresenta baixa declividade e a rugosidade demonstrou comportamento inverso ao regime fluviométrico para o período estudado.

O estudo descrito no Capítulo 6 também incluiu uma comparação entre as estimativas de vazão feitas a partir de série temporal de largura média  $W_s$  e estimativas geradas pela combinação de séries de  $W_s+D$ . O estudo demonstrou que, em uma mesma estação virtual, a inserção da variável  $D$  melhorou o desempenho da predição de vazões com permanência superior a 57%. Mas a combinação de  $W_s+D$  foi pior em desempenho ao estimar vazões com permanências inferiores a 57%, quando comparada ao modelo baseado apenas em  $W_s$ . Estes resultados estão associados ao fato de que no trecho sob análise, há a ocorrência de perfis transversais que podem ser representados por mais de uma geometria. Em resumo, a inserção da variável  $D$  combinada à  $W_s$  contribui para melhora das estimativas de vazão em seções transversais retangulares, enquanto a variável  $W_s$  individualmente responde melhor às mudanças de vazão em



seções trapezoidais. Assim, conclui-se que a inserção de  $D$  expande a possibilidade de se estimar a vazão fluvial em diferentes contextos morfológicos de calha.

As principais fontes de imprecisão observadas nas estimativas de vazão feitas neste estudo (Capítulos 5 e 6) estão associadas: às propriedades técnicas do sistema sensor (ex.: resolução espacial, temporal, radiométrica etc.); à diferença de data e horário de aquisição de dados entre missões de observação da Terra (ex.: missão imageadora e missão de altimetria radar); à influência da morfologia do canal (ex.: impacto da forma da seção transversal nas variáveis  $W$  e  $D$  com mudança da vazão); à diferença de horário entre a aquisição dos dados pelo satélite e a leitura dos dados nas estações fluviométricas *in situ*; aos procedimentos metodológicos aplicados para extrair as variáveis hidráulicas geométricas dos dados orbitais (ex.: pré-processamentos e algoritmos etc.); e às imprecisões das vazões estimadas a partir de parâmetros *in situ*, aplicadas às etapas de calibração e/ou avaliação dos modelos. As incertezas não deveriam ser impeditivas do uso de metodologias baseadas em dados de satélite. O que é importante em estudos deste tipo é compreender as fontes de imprecisão e relatá-las, de modo que fique claro para o usuário os limites da abordagem. E assim, cada vez mais tornamos a observação da Terra por sensores remotos passível de aplicações em soluções tecnológicas e sistemáticas das inúmeras demandas existentes nas sociedades, sobretudo aquelas ligadas ao monitoramento dos recursos naturais.

Ao longo do desenvolvimento da pesquisa e do amadurecimento científico trazido pelo percurso, identificou-se alguns pontos que demandam uma análise pormenorizada. Assim, para estudos futuros, pretende-se:

1. testar outros métodos de regionalização da vazão, avaliando o mais adequado para a área estudada; a regionalização da vazão é um procedimento importante dentro da metodologia empregada na pesquisa, e serviu para calibrar os parâmetros das funções potenciais de estações virtuais de medição da largura média para a predição da vazão; assim, a qualidade da regionalização reflete na qualidade das estimativas;
2. em muitos casos, não há compatibilidade temporal entre as séries de largura e de nível de água derivados de dados obtidos por missões de observação da Terra; assim, é preciso propor e testar diferentes procedimentos de associação de dados para se definir o mais adequado;
3. para este estudo em específico, faz-se necessária a expansão das séries temporais de largura e nível de água que extrapole o período de crise hídrica assistida pela bacia do São Francisco, para que os modelos sejam capazes de responder melhor às situações de cheia;
4. por fim, testar procedimentos para derivar com adequada acurácia o coeficiente de

rugosidade de Manning e a declividade de dados obtidos remotamente, tornando a metodologia aqui estudada executada inteiramente a partir de dados coletados a partir do espaço.

Comparando os resultados da pesquisa com estudos encontrados na literatura, concentrados em rios de grande porte, fica claro o quão promissora é a aplicação desses dados para inferir a vazão de rios de médio porte. O cenário futuro para o estudo da hidrologia continental a partir de satélites é otimista: a missão *Surface Water and Ocean Topography* – SWOT, que está sendo desenvolvida em uma parceria entre a NASA, o CNES, a *Canadian Space Agency* e a *United Kingdom Space Agency*, pela primeira vez concebeu um sensor, cuja engenharia foi projetada para medir elevações da superfície e extensões de águas continentais (e também oceânicas), a partir da operação em ângulos de incidência  $< 5^\circ$ , próximos ao nadir (Biancamaria *et al.*, 2016). Com lançamento programado para abril de 2022, a missão conterà a bordo um sensor SAR interferométrico em banda Ka (KaRIn). A partir disso, será possível derivar simultaneamente dados de nível de água (precisão de 10 cm), largura e declividade para rios com larguras maiores que 100 m. A simultaneidade permitirá que os erros associados às diferenças de data e horário de aquisição sejam eliminados. O cenário futuro ainda conta com outras missões como a missão Sentinel-3 (com o lançamento do Sentinel-3C) e a missão Sentinel-6 que prometem aumentar a cobertura espacial e temporal da altimetria.

Diante das expectativas futuras, além das contribuições já mencionadas, a pesquisa posiciona-se na literatura pertinente como registro de viabilidade de aplicação e amparo teórico aos estudos futuros que envolvam o uso de parâmetros hidráulicos geométricos para análise de rios de médio porte.

# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, L. G. Á. C. e P. Maillard (2014). A model based on satellite altimetry and imagery to evaluate water volume changes in a reservoir in brazil. In *Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology XVI*, Volume 9239, pp. 92391B. International Society for Optics and Photonics.
- Alsdorf, D., E. Rodriguez, e D. P. Lettenmaier (2007, 06). Measuring surface water from space. *Reviews of Geophysics* 45.
- Ashmore, P. e E. Sauks (2006). Prediction of discharge from water surface width in a braided river with implications for at-a-station hydraulic geometry. *Water Resources Research* 42(3).
- Ashworth, P. J. e J. Lewin (2012). How do big rivers come to be different? *Earth-Science Reviews* 114(1-2), 84–107.
- Biancamaria, S., D. P. Lettenmaier, e T. M. Pavelsky (2016). The swot mission and its capabilities for land hydrology. *Remote sensing and water resources*, 117–147.
- Biancamaria, S., T. Schaedele, D. Blumstein, F. Frappart, F. Boy, J.-D. Desjonquères, C. Pottier, F. Blarel, e F. Niño (2018). Validation of jason-3 tracking modes over french rivers. *Remote Sensing of Environment* 209, 77–89.
- Biancamaria, S., A. S.Leleu, V.Marieu, D. Blumstein, e J. D. Desjonquères (2017). Satellite radar altimetry water elevations performance over a 200 m wide river: Evaluation over the garonne river. *Comptes Rendus Geoscience* 59(1), 128–146.
- Birkett, C. (1995). The global remote sensing of lakes, wetlands and rivers for hydrological and climate research. In *1995 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS'95. Quantitative Remote Sensing for Science and Applications*, Volume 3, pp. 1979–1981. IEEE.

- Birkinshaw, S., P. Moore, C. Kilsby, G. O'donnell, A. J. Hardy, e P. Berry (2014). Daily discharge estimation at ungauged river sites using remote sensing. *Hydrological Processes* 28(3), 1043–1054.
- Bjerklie, D. M., S. L. Dingman, C. J. Vorosmarty, C. H. Bolster, e R. G. Congalton (2003). Evaluating the potential for measuring river discharge from space. *Journal of Hydrology* 278(1-4), 17–38.
- Bjerklie, D. M., D. Moller, L. C. Smith, e S. L. Dingman (2005). Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information. *Journal of Hydrology* 309(1-4), 191–209.
- Blanzieri, E. e F. Melgani (2008). Nearest neighbor classification of remote sensing images with the maximal margin principle. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing* 46(6), 1804–1811.
- Brasil (2006). *Caderno da Região Hidrográfica do São Francisco*. Brasília: MMA.
- Breiman, L. (2001). Random forests. *Machine learning* 45(1), 5–32.
- Brisco, B., N. Short, J. v. d. Sanden, R. Landry, e D. Raymond (2009). A semi-automated tool for surface water mapping with RADARSAT-1. *Canadian Journal of Remote Sensing* 35(4), 336–344.
- Calmant, S. e F. Seyler (2006). Continental surface waters from satellite altimetry. *Comptes Rendus Geoscience* 338(14-15), 1113–1122.
- Calmant, S., F. Seyler, e J. F. Cretaux (2008). Monitoring continental surface waters by satellite altimetry. *Surveys in geophysics* 29(4-5), 247–269.
- Canny, J. (1986). A computational approach to edge detection. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence* (6), 679–698.
- Canty, M. J. (2014). *Image analysis, classification and change detection in remote sensing: with algorithms for ENVI/IDL and Python*. Boca Raton, EUA: Crc Press.
- Carroll, M., J. R. Townshend, C. M. DiMiceli, P. Noojipady, e R. A. Sohlberg (2009). A new global raster water mask at 250 m resolution. *International Journal of Digital Earth* 2(4), 291–308.
- CBHSF (2004). *Plano decenal de recursos hídricos da bacia hidrográfica do Rio São Francisco–PBHSF (2004-2013)*. DF, Brasília: ANA/GEF/PNUMA/OEA.
- CBHSF (2016). *Plano decenal de recursos hídricos da bacia hidrográfica do Rio São Francisco–PBHSF (2016-2025)*. DF, Brasília: ANA.

- Chelton, D., J. Ries, B. Haines, L. Fu, e P. Callahan (2001). *Satellite altimetry, in Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*. San Diego: Academic Press.
- Chelton, D. B., E. J. Walsh, e J. L. MacArthur (1989). Pulse compression and sea level tracking in satellite altimetry. *Journal of atmospheric and oceanic technology* 6(3), 407–438.
- Chevallier, P. (2002). Aquisição e processamento de dados. In C. E. M. Tucci (Ed.), *Hidrologia: ciência e aplicação. 3ª edição* (3 ed.), Chapter 13, pp. 485–525. Porto Alegre: Editora da UFRGS.
- Chow, V. *et al.* (1994). *Hidráulica de canales abiertos*. Bogotá, Colômbia: MC Graw Hill.
- Chow, V. T., D. R. Maidment, e L. W. Mays (1988). *Applied hydrology*. New york: Tata McGraw-Hill Education.
- Christofolletti, A. (1986). *Geomorfologia Fluvial*. São Paulo: Edgar Bücher.
- Chu, Z., X. Sun, S. Zhai, e K. Xu (2006). Changing pattern of accretion/erosion of the modern yellow river (huanghe) subaerial delta, china: based on remote sensing images. *Marine Geology* 227(1-2), 13–30.
- Coon, W. F. (1998). *Estimation of roughness coefficients for natural stream channels with vegetated banks*, Volume 2441. US Geological Survey.
- Cortes, C. e V. Vapnik (1995). Support-vector networks. *Machine learning* 20(3), 273–297.
- Cowan, W. L. (1956). Estimating hydraulic roughness coefficients. *Agricultural Engineering* 37(7), 473–475.
- Crósta, A. P. (1999). *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. UNICAMP/Instituto de Geociências.
- da Costa Khoury, L. E. e P. A. Rocha (2018). O papel do nuf para efetividade da atuação do ministério público na defesa do acesso à água na bacia do são francisco. *Revista do Conselho Nacional do Ministério Público* (7), 240–260.
- David Knighton, A. e G. C. Nanson (1993). Anastomosis and the continuum of channel pattern. *Earth Surface Processes and Landforms* 18(7), 613–625.
- De Lara, P. G. (2017). Análise da variabilidade do coeficiente de manning no rio tapajós. In *XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, pp. 8. ABRH.

- Du, Y., Y. Zhang, F. Ling, Q. Wang, W. Li, e X. Li (2016). Water bodies' mapping from sentinel-2 imagery with modified normalized difference water index at 10-m spatial resolution produced by sharpening the swir band. *Remote Sensing* 8(4), 354.
- Duan, Z. e W. Bastiaanssen (2013). Estimating water volume variations in lakes and reservoirs from four operational satellite altimetry databases and satellite imagery data. *Remote Sensing of Environment* 134, 403–416.
- Egido, A. e W. H. Smith (2016). Fully focused sar altimetry: theory and applications. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55(1), 392–406.
- Elmi, O., M. J. Tourian, e N. Sneeuw (2015). River discharge estimation using channel width from satellite imagery. In *2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, pp. 727–730. IEEE.
- ESA (2015). Cryosat-2. Disponível em: [http://www.esa.int/Applications/Observing\\_the\\_Earth/The\\_Living\\_Planet\\_Programme](http://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/The_Living_Planet_Programme). Acesso em: 09 mar. 2020.
- ESA (2018a). Expectation maximization (em) cluster analysis. Disponível em: <https://www.brockmann-consult.de/beam/doc/help/clusteranalysis/EM.html>. Acesso em: 30 jul. 2018.
- ESA (2018b). Sentinel-1 — the sar imaging constellation for land and ocean services. Disponível em: <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/c-missions/copernicus-sentinel-1>. Acesso em: 09 mai. 2018.
- Euclides, H. P., P. A. Ferreira, R. F. F. Filho, *et al.* (2005). Atlas digital das águas de minas: uma ferramenta para o planejamento e gestão dos recursos hídricos. *Belo Horizonte: Ruralminas/UFV*.
- Feng, Q., J. Gong, J. Liu, e Y. Li (2015). Flood mapping based on multiple endmember spectral mixture analysis and random forest classifier—the case of yuyao, china. *Remote Sensing* 7(9), 12539–12562.
- Fenoglio-Marc, L., S. Dinardo, R. Scharroo, A. Roland, M. D. Sikiric, B. Lucas, M. Becker, J. Benveniste, e R. Weiss (2015). The german bight: A validation of cryosat-2 altimeter data in sar mode. *Advances in Space Research* 55(11), 2641–2656.
- Ferguson, R. (1986). River loads underestimated by rating curves. *Water resources research* 22(1), 74–76.
- Feyisa, G. L., H. Meilby, R. Fensholt, e S. R. Proud (2014). Automated water extraction index: A new technique for surface water mapping using landsat imagery. *Remote Sensing of Environment* 140, 23–35.

- Fisher, A., N. Flood, e T. Danaher (2016). Comparing landsat water index methods for automated water classification in eastern australia. *Remote Sensing of Environment* 175, 167–182.
- Frappart, F., F. Seyler, J.-M. Martinez, J. G. Leon, e A. Cazenave (2005). Floodplain water storage in the negro river basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sensing of Environment* 99(4), 387–399.
- Frasson, R. P. d. M., T. M. Pavelsky, M. A. Fonstad, M. T. Durand, G. H. Allen, G. Schumann, C. Lion, R. E. Beighley, e X. Yang (2019). Global relationships between river width, slope, catchment area, meander wavelength, sinuosity, and discharge. *Geophysical Research Letters* 46(6), 3252–3262.
- Frazier, P. S., K. J. Page, *et al.* (2000). Water body detection and delineation with landsat tm data. *Photogrammetric engineering and remote sensing* 66(12), 1461–1468.
- Frost, V. S., J. A. Stiles, K. S. Shanmugan, e J. C. Holtzman (1982). A model for radar images and its application to adaptive digital filtering of multiplicative noise. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence* (2), 157–166.
- Fryirs, K. A. e G. J. Brierley (2012). *Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape*. Oxford, UK: John Wiley & Sons.
- Fukuda, S. e H. Hirosawa (2001, July). Support vector machine classification of land cover: Application to polarimetric SAR data. In *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Volume 1, Sydney, Australia, pp. 187–189. IEEE.
- Gao, H., C. Birkett, e D. P. Lettenmaier (2012). Global monitoring of large reservoir storage from satellite remote sensing. *Water Resources Research* 48(9).
- Garcez, L. N. e G. A. Alvarez (1988). *Hidrologia* (2 ed.). São Paulo: Ed. Edgard Blücher.
- Gleason, C. J. e L. C. Smith (2014). Toward global mapping of river discharge using satellite images and at-many-stations hydraulic geometry. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111(13), 4788–4791.
- Gleason, C. J., L. C. Smith, e J. Lee (2014). Retrieval of river discharge solely from satellite imagery and at-many-stations hydraulic geometry: Sensitivity to river form and optimization parameters. *Water Resources Research* 50(12), 9604–9619.
- Gleason, C. J. e J. Wang (2015). Theoretical basis for at-many-stations hydraulic geometry. *Geophysical Research Letters* 42(17), 7107–7114.



- Gonzalez, R. C. e R. C. Woods (2009). *Processamento digital de imagens*. Pearson Educación.
- GRDC (2016). Global runoff data base. Disponível em: [http://www.bafg.de/GRDC/EN/01\\_GRDC/13\\_dtbse/database\\_node.html](http://www.bafg.de/GRDC/EN/01_GRDC/13_dtbse/database_node.html). Acesso em: 22 mar. 2018.
- Grison, F. e M. Kobiyama (2011). Teoria e aplicação da geometria hidráulica: Revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 12(2).
- Haas, E. M., E. Bartholomé, e B. Combal (2009). Time series analysis of optical remote sensing data for the mapping of temporary surface water bodies in sub-saharan western africa. *Journal of Hydrology* 370(1-4), 52–63.
- Haykin, S. S., S. S. Haykin, S. S. Haykin, e S. S. Haykin (2009). *Neural networks and learning machines*, Volume 3. Pearson Upper Saddle River, NJ, USA:.
- Henderson, F. M. e A. J. Lewis (1998). *Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing*, Volume 2. John Wiley and Sons, Inc., Somerset, NJ (United States).
- Henrique Costa, P., E. O. Pereira, e P. Maillard (2016). An original processing method of satellite altimetry for estimating water levels and volume fluctuations in a series of small lakes of the pantanal wetland complex in brazil. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences* 41.
- Henry, J.-B., P. Chastanet, K. Fellah, e Y.-L. Desnos (2006). Envisat multi-polarized asar data for flood mapping. *International Journal of Remote Sensing* 27(10), 1921–1929.
- HSU (2018). Learning module 7.2: Microwave remote sensing. Disponível em: [http://gsp.humboldt.edu/olm\\_2015/Courses/GSP\\_216\\_Online/lesson7-2/interpreting-radar.html](http://gsp.humboldt.edu/olm_2015/Courses/GSP_216_Online/lesson7-2/interpreting-radar.html). Acesso em: 28 abr. 2018.
- Huggett, R. (2007). *Fundamentals of geomorphology*. Londres: Routledge.
- Iqbal, M., J. Chen, W. Yang, P. Wang, e B. Sun (2013). SAR image despeckling by selective 3D filtering of multiple compressive reconstructed images. *Progress In Electromagnetics Research* 134, 209–226.
- James, G., D. Witten, T. Hastie, e R. Tibshirani (2013). *An introduction to statistical learning*, Volume 112. Springer.
- Jensen, J. R. (2009). *Remote sensing of the environment: An earth resource perspective*. Pearson Education India.

- Ji, L., L. Zhang, e B. Wylie (2009). Analysis of dynamic thresholds for the normalized difference water index. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 75(11), 1307–1317.
- Karmann, I. (2000). Ciclo da água, água subterrânea e sua ação geológica. In W. Teixeira, M. C. M. Toledo, T. R. Fairchild, e F. Taioli (Eds.), *Decifrando a terra* (2 ed.), pp. 114–138. Oficina de Textos.
- Kim, D., H. Yu, H. Lee, E. Beighley, M. Durand, D. E. Alsdorf, e E. Hwang (2019). Ensemble learning regression for estimating river discharges using satellite altimetry data: Central congo river as a test-bed. *Remote sensing of environment* 221, 741–755.
- Klemenjak, S., B. Waske, S. Valero, e J. Chanussot (2012). Automatic detection of rivers in high-resolution SAR data. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 5(5), 1364–1372.
- Knighton, A. D. (1974). Variation in width-discharge relation and some implications for hydraulic geometry. *Geological Society of America Bulletin* 85(7), 1069–1076.
- Kouraev, A. V., E. A. Zakharova, O. Samain, N. M. Mognard, e A. Cazenave (2004). Ob’river discharge from topex/poseidon satellite altimetry (1992–2002). *Remote sensing of environment* 93(1-2), 238–245.
- Kuhn, M. e K. Johnson (2013). *Applied predictive modeling*, Volume 26. Springer.
- Le Toan, T., G. Picard, J.-M. Martinez, P. Melon, e M. Davidson (2002). On the relationships between radar measurements and forest structure and biomass. In *Retrieval of Bio-and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications*, Volume 475, pp. 3–12.
- Lee, J.-S. (1981a). Refined filtering of image noise using local statistics. *Computer graphics and image processing* 15(4), 380–389.
- Lee, J.-S. (1981b). Speckle analysis and smoothing of synthetic aperture radar images. *Computer graphics and image processing* 17(1), 24–32.
- Lee, J.-S. (1983). Digital image smoothing and the sigma filter. *Computer vision, graphics, and image processing* 24(2), 255–269.
- Lee, J.-S. e E. Pottier (2009). *Polarimetric radar imaging: from basics to applications*. CRC press.

- LeFavour, G. e D. Alsdorf (2005). Water slope and discharge in the amazon river estimated using the shuttle radar topography mission digital elevation model. *Geophysical Research Letters* 32(17).
- Lemos, G. M., W. T. A. Lopes, L. R. S. Silva, R. Piscoya, M. Silva, e K. Reitz (2013). Análise de consistência de dados fluviométricos de estações localizadas na sub-bacia 12 (rios solimões, juruá e japurá). In *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Volume 20.
- Leopold, L. B. e T. Maddock (1953). *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*, Volume 252. US Government Printing Office.
- Leopold, L. B. e M. G. Wolman (1957). *River channel patterns: braided, meandering, and straight*. US Government Printing Office.
- Lewis, A. (1998). In *Principles and applications of imaging radar. Manual of Remote Sensing*, Chapter Geomorphic and hydrologic applications of active microwave remote sensing, pp. 567–629. New York, USA: John Wiley & Sons.
- Li, Y., X. Gong, Z. Guo, K. Xu, D. Hu, e H. Zhou (2016). An index and approach for water extraction using landsat-oli data. *International Journal of Remote Sensing* 37(16), 3611–3635.
- Liu, H. e K. Jezek (2004). Automated extraction of coastline from satellite imagery by integrating Canny edge detection and locally adaptive thresholding methods. *International Journal of Remote Sensing* 25(5), 937–958.
- Lopes, A., E. Nezry, R. Touzi, e H. Laur (1990, May). Maximum a posteriori speckle filtering and first order texture models in SAR images. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'90. 'Remote Sensing Science for the Nineties'.*, 10th Annual International, College Park, United States, pp. 2409–2412. IEEE.
- Lv, W., Q. Yu, e W. Yu (2010, October). Water extraction in SAR images using GLCM and support vector machine. In *IEEE 10th International Conference on Signal Processing Proceedings*, Beijing, China.
- Lyra, G. B., R. A. Cecílio, S. S. Zanetti, e G. B. Lyra (2010). Coeficiente de rugosidade de manning para o rio paracatu. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 14(4), 343–350.
- Maillard, P., N. Bercher, e S. Calmant (2015). New processing approaches on the retrieval of water levels in envisat and saral radar altimetry over rivers: A case study of the são francisco river, brazil. *Remote Sensing of Environment* 156, 226–241.

- Maillard, P., M. Pivari, e C. Luis (2011). Remote sensinf of planet earth. Chapter Remote Sensing for Mapping and Monitoring Wetlands and Small Lakes in Southeast Brazil, pp. 23–46. Croatia: Intechweb.
- Mansourpour, M., M. Rajabi, e J. Blais (2006, February). Effects and performance of speckle noise reduction filters on active radar and SAR images. In *ISPRS: Topographic Mapping from Space*, Volume 36, Ankara, Turkey, pp. W41.
- Markham, B. e J. Townshend (1981). Land cover classification accuracy as a function of sensor spatial resolution. In *15th International Symposium on Remote Sensing of Environment; May 11, 1981*, Volume 3, pp. 1075–1090.
- Mather, P. e B. Tso (2016). *Classification methods for remotely sensed data*. New York: CRC press.
- McCoy, R. (2005). *Field Methods in Remote Sensing*. New York, NY: The Guildford Press, 159 p.
- Moriasi, D. N., J. G. Arnold, M. W. Van Liew, R. L. Bingner, R. D. Harmel, e T. L. Veith (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE* 50(3), 885–900.
- Mueller, N., A. Lewis, D. Roberts, S. Ring, R. Melrose, J. Sixsmith, L. Lymburner, A. McIntyre, P. Tan, S. Curnow, *et al.* (2016). Water observations from space: Mapping surface water from 25 years of landsat imagery across australia. *Remote Sensing of Environment* 174, 341–352.
- Nace, R. L. (1964). The international hydrological decade. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 45(3), 413–421.
- Nanson, G. C. e A. D. Knighton (1996). Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth surface processes and landforms* 21(3), 217–239.
- NASA/JPL (2020). Jason-1 measurement system. Disponível em: <http://sealevel.jpl.nasa.gov/gallery/posters.html>. Acesso em: 20 fev. 2020.
- Nash, J. E. e J. V. Sutcliffe (1970). River flow forecasting through conceptual models part i—a discussion of principles. *Journal of hydrology* 10(3), 282–290.
- Oliveira, L. M., P. Maillard, e E. J. de Andrade Pinto (2017). Application of a land cover pollution index to model non-point pollution sources in a brazilian watershed. *Catena* 150, 124–132.

- Ouarda, T. B., C. Charron, Y. Hundecha, A. St-Hilaire, e F. Chebana (2018). Introduction of the gam model for regional low-flow frequency analysis at ungauged basins and comparison with commonly used approaches. *Environmental Modelling & Software* 109, 256–271.
- Ouarda, T. B., C. Girard, G. S. Cavadias, e B. Bobée (2001). Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis. *Journal of Hydrology* 254(1-4), 157–173.
- Pal, M. e P. Mather (2005). Support vector machines for classification in remote sensing. *International Journal of Remote Sensing* 26(5), 1007–1011.
- Papa, F., S. K. Bala, R. K. Pandey, F. Durand, V. Gopalakrishna, A. Rahman, e W. B. Rossow (2012). Ganga-brahmaputra river discharge from jason-2 radar altimetry: An update to the long-term satellite-derived estimates of continental freshwater forcing flux into the bay of bengal. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117(C11).
- Pavelsky, T. M., M. T. Durand, K. M. Andreadis, R. E. Beighley, R. C. Paiva, G. H. Allen, e Z. F. Miller (2014). Assessing the potential global extent of swot river discharge observations. *Journal of hydrology* 519, 1516–1525.
- Pekel, J.-F., A. Cottam, N. Gorelick, e A. S. Belward (2016). High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature* 540(7633), 418.
- Pereira, E. O. (2018). Altimetria por satélite radar na medição do nível d'água de rios de pequeno e médio porte: um estudo de caso no rio são francisco. Master's thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Pickup, G. e W. Rieger (1979). A conceptual model of the relationship between channel characteristics and discharge. *Earth Surface Processes* 4(1), 37–42.
- Piscoya, R., W. Lopes, G. Lemos, L. Silva, e M. Silva (2013). Análise de consistência de dados fluviométricos de estações de monitoramento da ana localizadas nas sub-bacias hidrográficas 10 (rios solimões, javari e itaquai) e 11 (rios solimões, igá e jandiatuba). In *XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*.
- Ponchaut, F. e A. Cazenave (1998). Continental lake level variations from topep/poseidon (1993–1996). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 326(1), 13–20.
- Porto, R. L., K. Z. Filho, e R. M. Silva (2001). Medição de vazão e curva-chave. *Apostila do curso Hidrologia Aplicada, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo*.

- Pôssa, É. M. e P. Maillard (2018). Precise delineation of small water bodies from sentinel-1 data using support vector machine classification. *Canadian Journal of Remote Sensing* 44(3), 179–190.
- Pôssa, É. M., P. Maillard, e L. M. de Oliveira (2020). Discharge estimation for medium-sized river using multi-temporal remote sensing data: a case study in brazil. *Hydrological Sciences Journal*, 1–17.
- Pôssa, É. M., P. Maillard, M. F. Gomes, I. S. M. Silva, e G. de Oliveira Leão (2018). On water surface delineation in rivers using landsat-8, sentinel-1 and sentinel-2 data. In *Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology XX*, Volume 10783, pp. 1078319. International Society for Optics and Photonics.
- Raney, R. K. (1998). Radar fundamentals: technical perspective. In F. M. Henderson e A. J. Lewis (Eds.), *Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing*, pp. 09–130.
- Richards, J. A. (1999). *Remote sensing digital image analysis*, Volume 3. New York: Springer.
- Richards, J. A. et al. (2009). *Remote sensing with imaging radar*, Volume 1. Berlin: Springer.
- Ricko, M., J. A. Carton, C. M. Birkett, e J.-F. Crétaux (2012). Intercomparison and validation of continental water level products derived from satellite radar altimetry. *Journal of Applied Remote Sensing* 6(1), 061710.
- Ryu, J.-H., J.-S. Won, e K. D. Min (2002). Waterline extraction from landsat tm data in a tidal flat: a case study in gomso bay, korea. *Remote sensing of Environment* 83(3), 442–456.
- Schwatke, C., D. Dettmering, E. Börgens, e W. Bosch (2015). Potential of saral/altika for inland water applications. *Marine Geodesy* 38(sup1), 626–643.
- Shen, C., S. Wang, e X. Liu (2016). Geomorphological significance of at-many-stations hydraulic geometry. *Geophysical Research Letters* 43(8), 3762–3770.
- Shiklomanov, I. (1999). World freshwater resources and their use. *St. Petersburg, Russia*.
- Sichangi, A. W., L. Wang, e Z. Hu (2018). Estimation of river discharge solely from remote-sensing derived data: An initial study over the yangtze river. *Remote Sensing* 10(9), 1385.

- Sichangi, A. W., L. Wang, K. Yang, D. Chen, Z. Wang, X. Li, J. Zhou, W. Liu, e D. Kuria (2016). Estimating continental river basin discharges using multiple remote sensing data sets. *Remote Sensing of Environment* 179, 36–53.
- Silveira, A. L. L. (2002). Ciclo hidrológico e a bacia hidrográfica. In C. E. M. Tucci (Ed.), *Hidrologia: ciência e aplicação* (3 ed.), Chapter 2, pp. 392–441. Porto Alegre: Editora da UFRGS.
- Singh, V. P. e L. Zhang (2008). At-a-station hydraulic geometry relations, 1: theoretical development. *Hydrological Processes: An International Journal* 22(2), 189–215.
- Slater, J. A., G. Garvey, C. Johnston, J. Haase, B. Heady, G. Kroenung, e J. Little (2006). The SRTM data “finishing” process and products. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 72(3), 237–247.
- Smith, L. C. (1997). Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: A review. *Hydrological processes* 11(10), 1427–1439.
- Smith, L. C. e D. E. Alsdorf (1998). Control on sediment and organic carbon delivery to the arctic ocean revealed with space-borne synthetic aperture radar: Ob’river, siberia. *Geology* 26(5), 395–398.
- Smith, L. C., B. L. Isacks, A. L. Bloom, e A. B. Murray (1996). Estimation of discharge from three braided rivers using synthetic aperture radar satellite imagery: Potential application to ungauged basins. *Water Resources Research* 32(7), 2021–2034.
- Smith, L. C., B. L. Isacks, R. R. Forster, A. L. Bloom, e I. Preuss (1995). Estimation of discharge from braided glacial rivers using ers 1 synthetic aperture radar: First results. *Water Resources Research* 31(5), 1325–1329.
- Smith, L. C. e T. M. Pavelsky (2008). Estimation of river discharge, propagation speed, and hydraulic geometry from space: Lena river, siberia. *Water Resources Research* 44(3).
- Souza-Filho, P. W. M., W. R. Paradella, S. W. Rodrigues, F. R. Costa, J. C. Mura, e F. D. Gonçalves (2011). Discrimination of coastal wetland environments in the amazon region based on multi-polarized l-band airborne synthetic aperture radar imagery. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 95(1), 88–98.
- Strahler, A. H. (1980). The use of prior probabilities in maximum likelihood classification of remotely sensed data. *Remote sensing of Environment* 10(2), 135–163.
- Sun, W., H. Ishidaira, e S. Bastola (2010). Towards improving river discharge estimation in ungauged basins: calibration of rainfall-runoff models based on satellite



- observations of river flow width at basin outlet. *Hydrology and Earth System Sciences* 14(10), 2011.
- Tang, Q., H. Gao, H. Lu, e D. P. Lettenmaier (2009). Remote sensing: hydrology. *Progress in Physical Geography* 33(4), 490–509.
- Tarpanelli, A., S. Barbetta, L. Brocca, e T. Moramarco (2013). River discharge estimation by using altimetry data and simplified flood routing modeling. *Remote Sensing* 5(9), 4145–4162.
- Tarpanelli, A., L. Brocca, T. Lacava, F. Melone, T. Moramarco, M. Faruolo, N. Pergola, e V. Tramutoli (2013). Toward the estimation of river discharge variations using modis data in ungauged basins. *Remote Sensing of Environment* 136, 47–55.
- Thanh Noi, P. e M. Kappas (2018). Comparison of random forest, k-nearest neighbor, and support vector machine classifiers for land cover classification using sentinel-2 imagery. *Sensors* 18(1), 18.
- Tourian, M., A. Tarpanelli, O. Elmi, T. Qin, L. Brocca, T. Moramarco, e N. Sneeuw (2016). Spatiotemporal densification of river water level time series by multimission satellite altimetry. *Water Resources Research* 52(2), 1140–1159.
- Tourian, M. J., O. Elmi, A. Mohammadnejad, e N. Sneeuw (2017). Estimating river depth from swot-type observables obtained by satellite altimetry and imagery. *Water* 9(10), 753.
- Tucci, C. E. M. (2002). Escoamento superficial. In C. E. M. Tucci (Ed.), *Hidrologia: ciência e aplicação. 3ª edição* (3 ed.), Chapter 11, pp. 392–441. Porto Alegre: Editora da UFRGS.
- Ulaby, F. T. e C. Elachi (1990). *Radar polarimetry for geoscience applications*. Norwood, MA: Artech House.
- USGS (2018). Water science glossary of terms. Disponível em: <https://water.usgs.gov/edu/dictionary.html>. Acesso em: 21 fev. 2018.
- Verpoorter, C., T. Kutser, e L. Tranvik (2012). Automated mapping of water bodies using landsat multispectral data. *Limnology and Oceanography: Methods* 10(12), 1037–1050.
- Vignudelli, S., A. G. Kostianoy, P. Cipollini, e J. Benveniste (2011). *Coastal altimetry*. Springer Science & Business Media.

- Villar, R. E., J.-M. Martinez, M. Le Texier, J.-L. Guyot, P. Fraizy, P. R. Meneses, e E. de Oliveira (2013). A study of sediment transport in the madeira river, brazil, using modis remote-sensing images. *Journal of South American Earth Sciences* 44, 45–54.
- Vörösmarty, C., A. Askew, W. Grabs, R. Barry, C. Birkett, P. Döll, B. Goodison, A. Hall, R. Jenne, L. Kitaev, *et al.* (2001). Global water data: A newly endangered species. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 82(5), 54–58.
- Wang, X., S. Xie, X. Zhang, C. Chen, H. Guo, J. Du, e Z. Duan (2018). A robust multi-band water index (mbwi) for automated extraction of surface water from landsat 8 oli imagery. *International journal of applied earth observation and geoinformation* 68, 73–91.
- Wass, P., S. Marks, J. Finch, G. J. x. L. Leeks, e J. Ingram (1997). Monitoring and preliminary interpretation of in-river turbidity and remote sensed imagery for suspended sediment transport studies in the humber catchment. *Science of the Total Environment* 194, 263–283.
- Willmott, C. J. e K. Matsuura (2005). Advantages of the mean absolute error (mae) over the root mean square error (rmse) in assessing average model performance. *Climate research* 30(1), 79–82.
- Woodhouse, I. H. (2006). *Introduction to microwave remote sensing*. New York: CRC press.
- Xu, K., J. Zhang, M. Watanabe, e C. Sun (2004). Estimating river discharge from very high-resolution satellite data: a case study in the yangtze river, china. *Hydrological Processes* 18(10), 1927–1939.
- Zhang, J., K. Xu, M. Watanabe, Y. Yang, e X. Chen (2004). Estimation of river discharge from non-trapezoidal open channel using quickbird-2 satellite imagery/utilisation des images satellites de quickbird-2 pour le calcul des débits fluviaux en chenaux ouverts non-trapézoidaux. *Hydrological Sciences Journal* 49(2).

# Apêndice A

## Apêndice

Publicação da autora no *Canadian Journal of Remote Sensing* (2017)



## Precise Delineation of Small Water Bodies from Sentinel-1 Data using Support Vector Machine Classification

Évelyn Márcia Pôssa and Philippe Maillard

### ABSTRACT

SAR images are increasingly used for delineating water bodies. The high revisit frequency of Sentinel-1A and -1B make these images ideal for studies in hydrology that require data during the wet seasons and intense precipitation events. The aim of our study consisted in determining the attainable accuracy in delineating water bodies using Sentinel-1 data and propose a scheme for the extraction of the water surface. We chose a study site of three small reservoirs in the Pampulha area of Belo Horizonte, Brazil. The Support Vector Machine (SVM) classifier was used to separate water surfaces from the land using a probability threshold of 95%. In our scheme, we combined a SVM classification with a probability map to estimate the partial water area of the pixels within the transition zone between water and land. The VV polarization provided the best separation between water and land and the best geometric accuracy for the study area. Following the proposed approach, adding the water area of the marginal pixels to the water surface yielded accuracies better than 90% and above 80% when the geometry errors were also considered. Our results demonstrated the applicability of using high-resolution Sentinel-1 SAR data for the accurate mapping of water surfaces.

### RÉSUMÉ

Les images SAR sont de plus en plus utilisées pour délimiter les plans d'eau et les rivières. La haute fréquence de revisite de Sentinel-1A et -1B rend idéales ces images pour les études en hydrologie qui requièrent des données durant les saisons des pluies et les événements de précipitations intenses. L'objectif de notre étude consiste à déterminer la limite de précision atteignable à partir des données Sentinel-1 et de proposer une méthode pour extraire les surfaces d'eau. Nous avons choisi un site test comprenant trois petits réservoirs situés dans la région Pampulha de Belo Horizonte, Brésil. Le classificateur Support Vector Machine (SVM) a été utilisé pour séparer les surfaces d'eau de la terre ferme en utilisant un seuil de probabilité de 95%. Notre approche combine une classification SVM avec la carte des probabilités pour estimer la proportion d'eau contenue dans les pixels appartenant à la zone de transition entre eau et terre. La polarisation VV a fourni la meilleure séparation eau-terre et la meilleure précision géométrique pour l'aire de test. En suivant notre démarche et en incorporant l'aire partielle des pixels marginaux à l'aire des réservoirs, nous avons obtenu des scores supérieurs à 90% pour l'aire et de plus de 80% en considérant les erreurs de géométrie. Ces résultats confirment la justesse d'utiliser les données Sentinel-1 de haute résolution pour cartographier avec exactitude les surfaces d'eau.

### ARTICLE HISTORY

Received 29 September 2017  
Accepted 20 April 2018

## Introduction

Fresh water is often considered our most precious resource and its management is a top priority around the world (Postel and Richter 2012). It has been estimated that natural lakes and ponds cover  $4.2 \times 10^6 \text{ km}^2$  with an additional  $337000 \text{ km}^2$  for impoundments for a total of  $4,537,000 \text{ km}^2$  representing  $>3\%$  of the earth's land surface (Downing et al. 2006). Amongst the various parameters that can give an overview of water availability, water surface is probably the more globally accessible. It is usually measured as an

area for a lake or reservoir and as a width for a river. For instance, by combining a reservoir area with its water level at different times, water volume differences can be computed. In the case of a river its width is an essential entry parameters for hydrodynamic models and can also be coupled with satellite altimetry data or even with a rating curve to produce discharge data. In a study, Gleason et al. (2014) have been able to determine, in certain conditions, the  $a$  and  $b$  parameters that relate width ( $W$ ) and discharge ( $Q$ ) in the relation  $Q = aW^b$  using river width alone.

# Apêndice B

## Apêndice

Publicação da autora no evento *SPIE* (2018)

# On water surface delineation in rivers using Landsat-8, Sentinel-1 and Sentinel-2 data

Évelyn M. Pôssa<sup>a</sup>, Philippe Maillard<sup>a</sup>, Marília F Gomes<sup>a,b</sup>, Igor Silva Marques Ferreira<sup>c</sup>, and  
Guilherme de Oliveira Leão<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Department of Geography, Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos, 6627,  
Belo Horizonte, MG 31270-901, Brazil

<sup>b</sup>INCRA, Av. Afonso Pena, 3500, Belo Horizonte, MG, 30.130-009, Brazil

<sup>c</sup>CEFET, Av. Amazonas, 5253, Belo Horizonte, MG, 30421-169, Brazil

## ABSTRACT

This study is a pilot project for the “San Francisco Flood Plain Project” (SFFPP), meant to delimit flood plain areas owned by the Brazilian federal government. The objective is to determine the attainable accuracy in river water surface delineation using satellite imagery from Landsat, Sentinel-1 and -2. We prioritize the evaluation of Landsat data due to its long systematical time series, allowing hydrological analysis requiring observations of at least 40 to 60 years and data from the Sentinel missions with their high frequency of revisit, improved spatial resolution (compared with Landsat) and possibility of observation in wet season (S-1). In our approach, we evaluated the accuracy by spectral bands individually and in combination, as well as polarization. We also tested a number of thematic information extraction techniques unsupervised (K-means and EM Cluster Analysis) and supervised (Random Forest - RF, k-nearest neighbors - KNN, Maximum Likelihood Classification – ML, Support Vector Machine – SVM, Mahalanobis). To validate our results, we used a PlanetScope mosaic (3 m). Results indicate that shortwave infrared bands have a higher capacity to separate water surface from other classes. For SAR data, the best separation was obtained by VV polarization (compared with VH). Techniques all reached agreement values >94% for the Sentinel-2 image, >93% for the Sentinel-1 image and >86% for the Landsat-8. We consider both methodologies effective to extract the water surface and appropriate for the real estate issues of the SFFPP project.

**Keywords:** Surface water delineation, Remote Sensing, River, Multisource, Optical, SAR

---

Further author information: (Send correspondence to Philippe Maillard)

Philippe Maillard: E-mail: philippe@ufmg.br, Telephone: +55 (31) 99600 8465

Évelyn M. Pôssa: E-mail: evelynpossa@yahoo.com, Telephone: +55 (31) 97364 1873

# Apêndice C

## Apêndice

Artigo submetido em periódico (2020)



# **Discharge estimation for medium-sized river using multi-temporal remote sensing data in a hydraulic geometry theoretical context**

The increased availability of high resolution remote sensing data associated with good revisit capabilities brings forward promotes the use of these data to estimate hydrological variables such as river width. This becomes especially useful for regions with poor coverage with in situ stations. In this study, we propose a methodological approach to estimate river discharge from time series of river width extracted from different satellite missions, explicitly Landsat and Sentinel. The discharge from in situ hydrological stations was regionalised to calibrate a series of width-discharge models of three different types using theoretical hydraulic geometry power functions. Our methods used both individual width and average width to estimate discharge. It was found that a priori (based on width amplitude) selected average width yielded models with better adjustment than the systematic average or the individual width approaches. Near 70% of the models generated with the selected average width produced Nash–Sutcliffe model efficiency (NSE) values better than 0.7. The article explores the implications of estimating discharge from width and fully describes the method used.

Keywords: river width; river discharge; remote sensing imagery; hydraulic geometry; medium-sized river.

Subject classification codes: include these here if the journal requires them

## **1 Introduction**

Surficial water of fluvial channels constitutes about only 0.49% of the soft water reserves of our planet (Shiklomanov's 1993). Despite this apparent scarcity, rivers are the main source of water for our needs, be it urban, industrial or agricultural. In ecological terms, rivers play a capital role in maintaining life of most species of fauna and flora and function as vectors of connectivity and modification between landscapes promoting exchange of matter and energy.