

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Centro de Desenvolvimento Tecnológico
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos



Dissertação de Mestrado

Resistência do fluxo em um canal com características de leito misto

Pedro Loguercio de Ávila

Pelotas, 2022

Pedro Loguercio de Ávila

Resistência do fluxo em um canal com características de leito misto

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, do Centro de Desenvolvimento Tecnológico da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. Gilberto Loguercio Collares

Coorientador: Dr. Guilherme Kruger Bartels

Pelotas, 2022

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

A111r Ávila, Pedro Loguercio de

Resistência do fluxo em um canal com características de leito misto / Pedro Loguercio de Ávila ; Gilberto Loguercio Collares, orientador ; Guilherme Kruger Bartels, coorientador. — Pelotas, 2022.

78 f. : il.

Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, 2022.

1. Resistência do fluxo. 2. Desvio padrão da elevação do leito. 3. Laser scanner terrestre. I. Collares, Gilberto Loguercio, orient. II. Bartels, Guilherme Kruger, coorient. III. Título.

CDD : 627

Pedro Loguercio de Ávila

Resistência do fluxo em um canal com características de leito misto

Dissertação aprovada, como requisito parcial, para obtenção do grau de Mestre em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas.

Data da Defesa: 08 de julho de 2022

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Gilberto Loguercio Collares (Orientador)

Doutor em Ciência do Solo pela Universidade Federal de Santa Maria, RS

Prof. Dr. Maurício Andrades Paixão

Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul - IPH

Prof. Dr. Alexandre Felipe Brusch

Doutor em Geografia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Leonardo Contreira Pereira

Doutor em Ciências Ambientais pela Universidade Pierre et Marie Curie (Paris VI)

Dr. Guilherme Kruger Bartels (Co-Orientador)

Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul - IPH

Agradecimentos

Gostaria de iniciar agradecendo à minha namorada, Victoria, por todo o suporte, sugestões e compreensão ao longo desses dois anos de mestrado. Sem dúvida, não teria conseguido finalizar essa etapa da minha vida sem a tua companhia diária.

A minha mãe por todo auxílio durante essa caminhada e por todos os sacrifícios que fez por mim que me proporcionaram chegar nesse momento. Ao meu pai, Emerson, que foi o maior incentivador da minha trajetória acadêmica. Sei que ele ficaria muito orgulhoso de me ver chegando ao fim desse ciclo.

A todos meus amigos que contribuíram direta ou indiretamente com essa caminhada, o apoio de vocês também foi de grande importância.

Aos professores Alexandre e Angélica pelos auxílios e conduções nas saídas de campos, além das contribuições e sugestões realizadas neste trabalho.

Ao meu professor e orientador, Professor Gilberto Loguercio Collares por sua orientação, incentivo e pela possibilidade de desenvolver este trabalho, abrindo as portas da Agência de Desenvolvimento da Lagoa Mirim e do NEPE HidroSedi, disponibilizando toda a infraestrutura necessária. Ao meu coorientador, Guilherme Kruger Bartels, por toda a ajuda, contribuições e disponibilidade de tempo, para alinhar todos os pontos necessários e chegar ao resultado proposto.

Resumo

DE ÁVILA, Pedro Loguercio. **Resistência do fluxo em um canal com características de leito misto**. 2022. 78f. Dissertação de Mestrado em Recursos Hídricos - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2022.

A obtenção de dados e organização de informações a respeito da resistência ao escoamento em corpos hídricos, é uma tarefa dispendiosa que requer bastante tempo, visto que informações sobre rugosidade do leito dos cursos d'água é escassa e imprecisa. A utilização de equações empíricas, empregando coeficientes para a obtenção de valores de resistência é uma estratégia adotada amplamente por estudiosos do tema. Entretanto, cada curso d'água possui particularidades e fontes de rugosidade distintas, ou seja, equações obtidas com dados dos cursos d'água estudados tendem a apresentar melhor desempenho quando comparadas aquelas presentes na literatura. Existe uma gama de parâmetros que podem ser utilizados como coeficientes de rugosidade, sendo que aqueles relacionados ao diâmetro do sedimento do leito são os mais adotados. Porém, há uma linha de investigação que, considerando a utilização de um equipamento Laser Scanner Terrestre (LST) na obtenção da topografia do curso d'água gerando o desvio padrão da elevação do leito, permite empregar esse parâmetro – o desvio padrão - como medida de rugosidade. Esse estudo buscou avaliar o desempenho do desvio padrão da elevação do leito como parâmetro de rugosidade de um trecho de um curso d'água da Bacia do Arroio do Ouro, localizada no município de Morro Redondo no Rio Grande do Sul, para estimar a resistência do fluxo. O local de estudo é caracterizado por uma boa distribuição de grandes rochas, tanto no seu leito quanto nas suas margens, compondo a macrorugosidade do local, tornando esse trecho muito apropriado para o estudo da resistência do fluxo, especialmente ao se utilizar o desvio padrão da elevação do leito como medida de rugosidade, visto que esse parâmetro possui uma grande relação com a macrorugosidade. Esse estudo apresenta uma relevante inovação científica, a qual consiste na utilização de um Laser Scanner Terrestre para realizar um levantamento topográfico de um curso d'água, indo na contramão do uso corriqueiro dessa ferramenta, a qual é utilizada principalmente em ambientes fechados. Obteve-se um levantamento topográfico com grande precisão e qualidade através do uso dessa ferramenta, com discrepâncias muito baixas, na casa de 0,01 metros. Quanto ao desvio padrão da elevação do leito, o estudo encontrou resultados satisfatórios, melhores inclusive que as equações amplamente adotadas na literatura.

Palavras-chave: Resistência do fluxo. Desvio padrão da elevação do leito. Laser Scanner Terrestre.

Abstract

DE ÁVILA, Pedro Loguercio. **Flow resistance in a channel with mixed bed characteristics**. 2022. 78p. Dissertation (Master Degree in Water Resources) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2022.

Obtaining data and organizing information about the flow resistance in channels is an expensive task that requires a lot of time, since information on the roughness of channels bed is scarce and imprecise. The use of empirical equations, using coefficients to obtain resistance values is a strategy widely adopted by researchers on the subject. However, each stream has particularities and different sources of roughness, that is, equations obtained with data from the studied channel data tend to present better performance when compared to those present in the literature. There is a range of parameters that can be used as roughness coefficients, and those related to the bed sediment diameter are the most adopted. However, there is a line of investigation that, considering the use of a Terrestrial Laser Scanner (LST) equipment to obtain the topography of the channel generating the standard deviation of the bed elevation, allows using this parameter - the standard deviation - as a measure of roughness. This study sought to evaluate the performance of the standard deviation of the bed elevation as a roughness parameter of a reach in the Arroio do Ouro watershed, located in the city of Morro Redondo, Rio Grande do Sul state, to estimate the flow resistance. The study site is characterized by a good distribution of large boulders, both on its bed and on its banks, composing the macroroughness of the site, making this reach very suitable for the study of flow resistance, especially when using the standard deviation of the bed elevation as a measure of roughness, since this parameter has a strong relationship with macroroughness. This study presents a relevant scientific innovation, which consists in the use of a Terrestrial Laser Scanner to carry out a topographic survey of an open channel, going against the common use of this equipment, which is mainly used indoors. A topographic survey was obtained with great precision and quality using this equipment, with very low discrepancies, in the range of 0.01 meters. As for the standard deviation of bed elevation, the study found satisfactory results, even better than the equations widely adopted in the literature.

Keywords: Flow resistance. Bed standard deviation. Terrestrial Laser Scanner.

Lista de Figuras

Figura 1 - Diagrama de um curso d'água.	36
Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo.....	37
Figura 3 – Alvo marcado em uma rocha no trecho de estudo.	42
Figura 4 - Visão geral do algoritmo de simulação de pano.	46
Figura 5 - Modelo Digital de Superfície do trecho de estudo.....	48
Figura 6 - Posição dos escaneamentos do LST.....	49
Figura 7 - Nuvem de pontos gerada pelo levantamento com o Laser Scanner com focos em três áreas. Fonte: Autor, 2022.	50
Figura 8 – (a) Declividade natural do trecho de estudo, (b) declividade natural e sem elevação do leito e (c) declividade ajustada sem a elevação do leito.	51
Figura 9 - Discrepâncias posicionais nos eixos E, N e Z.....	53
Figura 10 – (a) Distribuição planimétrica tendenciosa dos pontos testados e (b) vetor de direção entre a posição de referência a testada.....	54
Figura 11 - Local de estudo destacando a presença de grandes rochas compondo a macrorugosidade.....	57
Figura 12 – Relação entre resistência do fluxo e profundidade relativa (a); relação entre a velocidade adimensional e a vazão adimensional (b).	58
Figura 13 – Comparação entre as previsões de velocidades (v_{pred}) baseadas na profundidade relativa e na vazão adimensional e as velocidades medidas (v_{meas}). ..	59

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Quadro resumo da história da geomorfologia.	18
Tabela 2 - Especificações técnicas dos receptores GNSS e da Estação Total.	39
Tabela 3 - Valores de tolerância para avaliação da acurácia posicional planialtimétrica segundo o Decreto-lei nº 89.817.	45
Tabela 4 - Coordenadas de referência e teste, com as discrepâncias tridimensionais e planialtimétricas calculadas.	52
Tabela 5 - Enquadramento dos resultados na PEC-PCD.	53
Tabela 6 - Resultado do teste t de Student e enquadramento.	54
Tabela 7 - Resultado do teste Qui-quadrado e enquadramento de precisão.	55
Tabela 8 - Enquadramento dos resultados do EQM.	55

Lista de abreviaturas e siglas

D65	Diâmetro da partícula para o qual 65% do material do leito são mais finos
D84	Diâmetro da partícula para o qual 84% do material do leito são mais finos
Sz	Desvio padrão da elevação do leito
LST	Laser Scanner Terrestre
MDE	Modelo Digital de Elevação
RMS	Erro Quadrático Médio
PEC-PCD	Padrão de Exatidão Cartográfico para Produtos Cartográficos Digitais
EP	Erro Padrão
VPE	Variable Power Equation
RGB	Red, green, blue
IOS	iPhone operating system
MDS	Modelo Digital de Superfície
RTK	Real Time Kinematic
GNSS	Global Navigation Satellite System

SGB	Sistema Geodésico Brasileiro
PTL	Plano Topográfico Local
UTM	Universal Transversa de Mercator
NSSDA	National Standard for Spacial Data Accuracy

SUMÁRIO

1	Introdução.....	13
1.1	Objetivos.....	16
1.1.1	Geral	16
1.1.2	Específicos.....	16
2	Revisão de Literatura.....	17
2.1	Geomorfologia fluvial.....	17
2.1.1	Canais aluviais.....	21
2.1.2	Canais de planície	24
2.1.3	Canais de montanha.....	25
2.1.4	Canais mistos	26
2.2	Hidráulica fluvial	27
2.3	Lasers Scanners Terrestres e Avaliação da Qualidade Posicional	29
2.4	Resistência do fluxo	31
2.5	Resistência do fluxo em canais mistos.....	35
3	Material e Métodos	36
3.1	Local de estudo	37
3.2	Medições de velocidade do fluxo	37
3.3	Levantamento topográfico.....	38
3.3.1	Determinação das Coordenadas dos Pontos de Controle e dos Pontos de Checagem	39
3.3.2	Avaliação da Acurácia Posicional	42
3.4	Tratamento dos dados	45
4	Resultados e Discussão	47
4.1	Dados Topográficos	47
4.1.1	Levantamento Topográfico com Laser Scanner Terrestre.....	51
4.3	Resistência do fluxo	55
5	Considerações Finais ou Conclusões.....	59
	Referências	61

1 Introdução

Velocidade é um dos parâmetros mais importantes de um curso d'água, visto que ela tem influência em diversos processos que ocorrem no ambiente, como o transporte de sedimentos, nutrientes e, em alguns casos, poluentes. Entretanto, apesar dos diversos estudos realizados para entender o tema, ainda não se conhece completamente os fatores que influenciam a velocidade nos diversos tipos de cursos d'água existentes (Schneider *et al.*, 2015).

Em situações que necessitam de informações sobre a velocidade de cursos d'água, comumente são empregadas equações empíricas para obtenção de valores de resistência do fluxo, ou ainda fazer suposições sobre o parâmetro. Segundo Bartels *et al.* (2021), é usual adotar medidas de tamanho de sedimento como valores de rugosidade de um curso d'água, como por exemplo o uso do parâmetro D84 apresentado por Rickenmann e Recking (2011) e do parâmetro D65 definido por Wilcock *et al.* (2009). Os autores utilizam o conceito proposto por Nikuradse (1950) obtidos através dos experimentos em condutos com rugosidade uniforme, onde o valor da variável k , referente à rugosidade do leito, seria igual a granulometria do material do leito (D). Essa abordagem apresenta falhas, considerando a presença de uma variedade de tamanhos em cada curso d'água e a escolha de um valor fixo representativo não é trivial (James *et al.*, 2001). Portanto, é esperado que diversos erros de predição da velocidade sejam encontrados quando utilizado o parâmetro D84 como medida de rugosidade, como encontrado por Nitsche *et al.* (2012) e Zimmermann e Church (2001).

Avanços recentes em técnicas topográfica empregadas para bem definir os cursos d'água, com alta resolução espacial, permitem a obtenção precisa da geometria do leito do rio (por exemplo, varredura a laser e fotogrametria) e descrição por uma gama de métricas estatísticas (HODGE *et al.*, 2009; SCHNEIDER *et al.*, 2015). Em particular, o desvio padrão da elevação do leito tem o potencial de descrever a macro rugosidade da estrutura do leito do curso d'água (COLEMAN *et al.*, 2011) e, conforme observado por Nikora *et al.* (1998), o desvio padrão da elevação do leito é capaz de descrever a rugosidade do leito para um leito com uma distribuição de elevação do leito gaussiano. Aberle e Smart (2003) reanalisaram os dados do experimento em calha de Rosport (1998) e Koll (2002) e sugeriram que S_z , o desvio

padrão da elevação do leito, supera D_{84} como parâmetro de rugosidade. Yochum *et al.* (2012) confirmaram o melhor desempenho do desvio padrão da elevação do leito como uma medida de rugosidade usando dados de campo.

A busca de alternativas referentes ao levantamento de pontos em três dimensões de uma determinada área vem de longa data, surgindo diversas metodologias, sendo a mais antiga delas o levantamento direto, utilizando as medidas de distâncias e direções com o auxílio de equipamentos topográficos convencionais. Com o passar do tempo e a evolução dos equipamentos e estratégias empregadas na representação geográfica, os medidores eletrônicos se apresentam capazes de adquirir essas distâncias e direções de forma mais eficiente, como é o caso das estações totais (Tommaselli, 2003). Os medidores a laser também evoluíram e transformaram as formas de medições topográficas, visto que se tornou possível realizar medidas de distâncias sem a necessidade de refletores (geralmente prismas), permitindo a determinação remota de coordenadas.

A utilização de Laser scanner terrestre (LST), como uma nova técnica de obtenção de dados espaciais tridimensionais vem crescendo nos últimos anos, sendo utilizada, entre diversos outros campos de estudo, no mapeamento da superfície da Terra, podendo resultar em modelos numéricos de terreno. A rápida difusão do uso dessa nova tecnologia é resultado da sua grande eficiência quando comparado aos métodos tradicionais, fazendo com que seja possível obter uma grande quantidade de pontos amostrais em curto intervalo de tempo, sem a necessidade de refletores ou de feições visíveis no objeto (Tommaselli, 2003, Ferraz *et al.*, 2016, Chang *et al.*, 2017).

A obtenção de dados topográficos em ambientes fluviais costuma ser restrita a poucos pontos em uma determinada área de estudo ou então, espacialmente mais extensa e esparsa, resultando em um levantamento topográfico pouco representativo do trecho de estudo (Marcus e Fonstand, 2008). Segundo Knighton (1998), a cobertura espacial, densidade de pontos, precisão dos dados e sua relação com o levantamento desses dados em campo e o tempo de pós-processamento são especialmente importantes quando vistos ao lado da mudança temporal e espacial que está ocorrendo dentro de sistemas fluviais onde existe uma relação negativa geral entre escala de mudança e rapidez de mudança.

A partir de meados do século XX, estudos fluviais concentraram-se principalmente na análise dos processos através de medições de vazões e taxas de

transporte de sedimentos (Rumsby, 2008). No entanto, devido as diversas dificuldades de realização de um levantamento topográfico representativo e com alta densidade de pontos, recentes estudos recorrem a tecnologia de LSTs para gerar modelos de maior acurácia, que sejam mais fidedignos com a geometria do local de estudo (eg. Milan *et al.*, 2010; Hohenthal, 2011; Rosa *et al.*, 2016; Etchelar *et al.*, 2019). Desta forma, varreduras utilizando LSTs são comumente usadas para estudos fluviais na criação de modelos digitais de elevação (MDE), descrição da topografia de trechos e a análise das modificações que ocorreram em momentos distintos (Theule *et al.*, 2012; Picco *et al.*, 2013; Kuo *et al.*, 2015). Portanto, a utilização desse tipo de equipamento com a finalidade de se utilizar métricas estatísticas para descrever a rugosidade de cursos d'água é bastante recomendável, visto que ele consegue obter uma riqueza de informações.

1.1 Objetivos

1.1.1 Geral

O estudo teve como objetivo principal avaliar o desempenho do desvio padrão da elevação do leito como parâmetro de rugosidade de um curso d'água, no que se refere à resistência do fluxo, para estimar o escoamento.

1.1.2 Específicos

I - Realizar o levantamento topográfico de um trecho representativo de um curso d'água empregando um Laser Scanner Terrestre e observar suas características;

II - Determinar o desvio padrão da elevação do leito de um trecho do Arroio do Ouro, utilizando um Laser Scanner Terrestre.

2 Revisão de Literatura

2.1 Geomorfologia Fluvial

O estudo da geomorfologia fluvial vem de longa data, tendo seu início associado aos estudiosos James Hutton e John Playfair (Playfair, 1802), onde observaram que cursos d'água tinham a capacidade de moldar cânions desde que dado tempo suficiente para o fluxo da água. Segundo Wohl (2014), a geomorfologia abrange o estudo da superfície física da terra e os processos que formam essa mesma superfície. A autora ainda afirma que a maior ramificação da geomorfologia é a geomorfologia fluvial, a qual trata especificamente de estudos de cursos d'água.

Geomorfologia Fluvial é a ciência que engloba o estudo dos cursos d'água e o das bacias hidrográficas. Enquanto o primeiro se detém nos processos fluviais e nas formas resultantes do escoamento das águas, o segundo considera as principais características das bacias hidrográficas que condicionam o regime hidrológico, como aspectos geológicos, formas de relevo e processos geomorfológicos, características hidrológicas, biota e ocupação do solo (CHRISTOFOLETTI, 1981). De acordo com o mesmo autor, a geomorfologia fluvial trata do estudo dos processos e das formas relacionadas ao escoamento dos rios e expressa que os estudos relacionados com as drenagens fluviais sempre tiveram uma posição relevante no campo da geomorfologia e a análise da rede hidrográfica pode auxiliar a compreensão e à elucidação de uma grande variedade de questões geomorfológicas, visto que os cursos d'água constituem um processo morfogenético na esculturação da paisagem terrestre.

Referente a estudos sobre a geomorfologia fluvial no Brasil, merece destaque o trabalho de sistematização sobre os estudos sedimentológicos (SUGUIO, 1973), que consolidou alguns conceitos básicos de Christofolletti (1974 e 1981) e Bigarella *et al.* (1979).

A partir da década de 70, os estudos sobre a geomorfologia fluvial foram intensificados, com ênfase nos processos e mecanismos observados no canal fluvial, adquirindo-se visão mais ampla ao envolver outras áreas do conhecimento, como a Hidrologia, superficial e subterrânea, a pedologia e a ecologia (GUERRA, 1994).

Na Tabela 1 a seguir, mostra-se o resumo da história da Geomorfologia, como um todo, apresentando os principais períodos, autores e sua devida importância.

Tabela 1 - Quadro resumo da história da geomorfologia.

Século	Autor/Período	Importância
XV	Leonardo da Vinci (1452-1519)	Observou que “cada vale foi escavado pelo seu rio e a relação entre os vales é a mesma que entre os rios”, além de observar que os cursos fluviais carregavam materiais de uma parte da Terra e os depositavam em outra.
XVI	Bernard Palissy (1510-1590)	Compreendeu o antagonismo entre as ações internas, que criam o relevo, e as ações externas, que tentam destruí-lo: o antagonismo entre o escoamento e a vegetação, expressando claramente a idéia de plantar árvores a fim de amenizar a erosão; a importância dos fenômenos externos no fornecimento dos materiais constituintes das rochas, e a relação existente entre os fenômenos geomorfológicos e a pedologia.
XVIII	L.G. du Buat (1779)	Escreveu Principes d’hydraulique.
XVIII	James Hutton (1726-1797)	Reconhecido como o 1º grande fluvialista e como um dos fundadores da moderna Geomorfologia. Observou que as ações na superfície da Terra reduziram o relevo e permitiriam arrasamento das montanhas, chamando a teoria de "Actualismo" – "o presente é a chave do passado". Entretanto, registrou suas ideias num perfil mais científico do que didático, fazendo com que suas ideias passassem completamente despercebidas.
XIX	John Playfair (1748-1819)	Elucidou, através da obra “Illustrations of the Huttonian theory of the Earth” (1802), as ideias de seu amigo Hutton. Das observações mais importantes, destaca-se: "cada rio consiste em um tronco principal, alimentado por certo número de

Século	Autor/Período	Importância
		tributários, sendo que cada um deles corre em um vale proporcional ao seu tamanho, e o conjunto forma um sistema de vales comunicantes com declividades tão perfeitamente ajustadas que nenhum deles se une ao vale principal em um nível demasiado superior ou inferior; tal circunstância seria infinitamente improvável se cada vale não fosse obra do rio que o ocupa". Essa observação é considerada como lei de Playfair, ou lei das confluências concordantes, pois foi o primeiro e permaneceu por muito tempo como o único a tê-la formulado e compreendido.
XIX	Abraham Gottlob Werner (1749-1817)	Adepto da corrente neptunista, postulava a existência de um oceano universal que teria contido em solução todos os princípios minerais de formação da crosta terrestre (todos os tipos de rochas inclusive as vulcânicas). A popularização dessa corrente tornou esquecida a teoria do atualismo.
XIX	Charles Lyell (1797-1875)	Entendeu a importância das ideias de Hutton e foi seu grande divulgador. Publicou os "Principes of Geology", popularizando o princípio do atualismo, realizando ataque inclemente às correntes catastróficas e fornecendo detalhes dos processos erosivos e denudacionais.
XIX	Jean Louis Agassiz (1807-1873)	Reconheceu a evidência de uma idade glacial durante a qual as geleiras cobriram grande parte da Europa Setentrional.
XIX	Andrew C. Ramsay (1814-1891)	Verificaram a importância da abrasão marinha (Na GrãBretanha e China, respectivamente)
XIX	Alexandre Surrel, George	Graças às suas contribuições, a corrente fluvialista começou a se impor de modo definitivo.

Século	Autor/Período	Importância
	Greenwood, James Dwight Dana e Jukes	
XIX	Peschel	Em 1869, tentou reunir os princípios do desenvolvimento das formas de relevo de modo sistemático.
XIX	Ferdinand Von Richthoffen (1833-1905)	Publicou "Füher fur Forschungsreisende" em 1886, sendo mais feliz em sua obra que Peschel.
XIX	G. de la Noe e E. de Margerie	Escreveram em 1888 "les formes du terrain".
XIX	A. Penck	Publicou em 1894 a "Morphologie der Erdoberfläche", contendo tratamento genético das formas do relevo terrestre.
3/4 do séc. XIX	John Wesley Powell (1834- 1902), Grove Karl Gilbert (1843- 1918) e Clarence E. Dutton (1841- 1912)	Através de suas ideias, conseguiram isolar a Geomorfologia do âmbito Geológico, no qual sempre estivera integrada.
XIX	James Powell	Publicou, em 1875, o relatório "Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries". Foi o precursor da ideia que mais tarde seria denominada por Davis de "Peneplanície" ou nível de base para a erosão.
XIX	W. M. Davis	Seu mérito foi maior do que o de qualquer outra pessoa, pois integrou, sistematizou e definiu a sequência normal dos acontecimentos num ciclo ideal e procurou uma terminologia para uma classificação genética das formas de relevo terrestre, como apoio para sua descrição. Definiu: "Ciclo de

Século	Autor/Período	Importância
		erosão" e a "erosão normal". A ideia de ciclo de erosão resume-se em uma superfície plana deformada bruscamente por uma ação tectônica e, sobre o relevo então formado, age a erosão que o reduz, lenta e progressivamente, através das fases de juventude, maturidade e senilidade, até nova superfície plana, a peneplanície, ponto de partida para novo ciclo. O tempo necessário para a realização desse ciclo seria entre 20 a 200 milhões de anos e, portanto sendo mais um esquema de imaginação do que de observação. É considerado o fundador da Geomorfologia como disciplina especializada.
XIX/XX	Emmanuel de Martonne (1873-1955) e Henri Baulig (1877-1962)	Na França, foram os principais divulgadores das ideias de Davis
XX	Alfred Hettner	Expôs várias das deficiências das pressuposições davisianas, a propósito da influência climática sobre as paisagens (1910 e 1924).
XX	Pierre Birot e Jean Tricart	Elaboraram trabalhos sob a perspectiva estrutural.
XX	William Thornbury	Escreveu "Regional Geomorphology of the United States (1965), um estudo detalhado da morfoestrutura dos Estados Unidos.

Fonte: Adaptado de Menezes (2005).

2.1.1 Canais Aluviais

Canais aluviais são aqueles que alteram sua geometria hidráulica continuamente, sempre buscando um balanço entre os fluxos de água e sedimento.

Essa geometria hidráulica de canais aluviais é definida, em condições de extravasamento das margens, pela sua largura, a profundidade média do fluxo, velocidade média e a declividade do canal (LEE e JULIEN, 2006). Esses canais são formados por sedimentos que transportaram e depositaram ao longo dele. A geometria e morfologia do canal são consequência direta do processo de transporte de sedimentos, embora esta conexão essencial tenha recebido relativamente pouca ênfase nos livros didáticos (CHURCH, 2006).

Os canais aluviais podem alterar prontamente aspectos da morfologia, hidráulica e sedimentologia em resposta a alterações ou distúrbios de condições ambientais. Respostas do canal muitas vezes incluem degradação progressiva a montante, agregação a jusante, alargamento ou estreitamento de canal, mudanças na quantidade e no caráter da carga de sedimentos e na textura da superfície. Mudanças no ambiente de um canal aluvial que são capazes de instigar instabilidades do canal, sendo essas diretas ou indiretas e podem resultar de eventos "naturais" ou por interferência humana (SIMON e DOWNS, 1994). A mudança da hidrologia de uma bacia hidrográfica por uma seca prolongada, urbanização ou derrubada de grandes extensões de florestas podem ser consideradas como mudanças indiretas para o ambiente de um canal aluvial ao afetar as relações chuva-escoamento, o pico de hidrogramas e produção de escoamento superficial. Mudanças ambientais diretas podem ser causadas por ocorrências naturais como no caso de inundações ou por interferência humana, como construção de ponte ou barragem, ou por alteração direta do canal através de dragagem, retificação ou realinhamento local (SIMON e HUPP, 1992).

A geometria das seções transversais e a declividade dos canais aluviais mudam com a variação da carga de sedimentos por eles transportada. O fenômeno de sedimentação e erosão foi observado em canais aluviais quando água carregada de lodo flui através deles. Uma grande quantidade de gastos é incorrida na manutenção dos canais na dessalinização e, por outro lado, na limpeza do leito, prejudicando a capacidade do canal (DESHPANDE e KUMAR, 2012).

Um canal aluvial normalmente tem três graus de liberdade, ou seja, largura, profundidade e inclinação. Para determinar a geometria do canal, um conjunto de três equações independentes é necessário. Essas três equações podem ser obtidas empiricamente ou analiticamente. Na abordagem empírica, as equações requeridas

são obtidas através da análise dos dados disponíveis de canais aluviais estáveis com as leis da estatística. Esta abordagem empírica de obtenção de um conjunto de três equações independentes por meio da análise dos dados disponíveis de canais estáveis existentes é frequentemente conhecida como a teoria do regime e foi originado pelos engenheiros que trabalhavam nos canais de irrigação da Índia e do Paquistão (DESHPANDE e KUMAR, 2012). Já na abordagem analítica, as equações requeridas são obtidas teoricamente e, além disso, os métodos analíticos baseiam-se na especificação de equações que descrevem os processos individuais dominantes, como transporte de sedimentos, resistência ao fluxo e estabilidade da margem. Essas abordagens só podem ter sucesso se os processos dominantes forem identificados corretamente e existirem equações apropriadas para descrevê-los adequadamente (White *et al.*, 1982).

Enquanto a teoria do regime desenvolvida por engenheiros fluviais em canais estáveis ilustra o caso mais ideal, a geometria hidráulica a jusante demonstrou que, em uma ampla gama de regiões geográficas, a geometria dos canais aluviais é amplamente independente de configurações regionais e condições climáticas, mas que depende das condições de fluxo (LEOPOLD e MADDOCK, 1953). A descarga de fluxo, particularmente a descarga em barranco, é o principal controle da geometria do canal, de modo que os valores médios simples dos expoentes da geometria hidráulica geralmente mostram pouca mudança e estão muito próximos de:

$$W \propto Q^{0,5}; D \propto Q^{0,33}; V \propto Q^{0,17}; S \propto Q^{-0,17} \quad (1)$$

No entanto, os mecanismos de fluxo que realmente controlam a formação da geometria do canal aluvial estão na forma de continuidade, resistência ao fluxo, transporte de sedimentos, estabilidade do canal e transferência de momento lateral. Assim, em detalhes, a descarga do fluxo não pode ser considerada como o único controle da geometria do canal, particularmente ao tentar identificar as leis gerais da natureza. Embora estudos empíricos detalhados tenham apenas aplicabilidade regional, eles indicam claramente que, além da descarga do fluxo, o sedimento que compõe o limite do canal, vegetação da margem, declive do canal, intensidade de transporte de sedimentos e até mesmo os tipos de sedimentos transportados podem afetar significativamente a geometria do canal. Entretanto, surge a questão de saber

se é necessário incluir todos os fatores possíveis nas equações da geometria do canal para obter previsões precisas (HUANG, 1996).

Além disso, estudos empíricos, particularmente aqueles de Andrews (1984) e Hey e Thorne (1986), sugerem fortemente que uma descrição razoável do impacto da vegetação na geometria do canal é possível em um nível geral usando um modelo de geometria hidráulica. Isso pode abrir caminho para obter uma compreensão mais completa do papel da vegetação em influenciar a forma e o processo do canal, o que reflete parcialmente a complexidade dos canais naturais dos rios e até o momento foi reconhecido apenas em termos muito gerais (por exemplo, HICKIN, 1984; GREGORY e GURNELL, 1988; THORNE, 1990).

2.1.2 Canais de Planície

Canais de planície são caracterizados pela presença de sedimentos aluviais de considerável espessura, que são redepositados em condições favoráveis de velocidade de descarga (DU BOYS, 1879). Os rios com fundo aluvial são caracterizados por uma mobilidade significativamente elevada do fundo do rio e dinâmica dos sedimentos transportados, incluindo o material em suspensão (SZATTEN *et al.*, 2019).

Em geral, os rios de planície têm canais de ordem superior dentro de um segmento de vale irrestrito e exibem menos turbulência do que canais de montanha com um gradiente mais alto (BRUSSOCK *et al.*, 1985; BISSON *et al.*, 2006). Os rios de planícies apresentam poucas mudanças longitudinais em seu ambiente físico, em comparação com características como sequências de corredeiras em canais de montanha. Em contraste com a mudança longitudinal, as variações laterais, como a seção transversal assimétrica, são maiores em canais de planície, porque as barras pontuais são formadas nas curvas dos meandros por fluxos sinuosos (NAKANO *et al.*, 2008). Este tipo de curso d'água consiste em canais sinuosos de baixo gradiente com substratos predominantemente finos (CHURCH, 2002). O movimento de sedimentos ocorre não apenas durante as cheias, mas também nas condições de fluxo de base no talvegue dos canais de planície. Esse transporte contínuo de sedimentos formando um leito instável é uma das principais características dos canais de planície (NAKANO *et al.*, 2008).

Wolfert (2001) apresentou o estudo morfológico mais extenso sobre a restauração de canais de planície na Holanda até o momento. Três canais reconstruídos, localizados na parte sul da Holanda, foram monitorados durante um período de dois anos. Wolfert (2001) mostrou que as maiores taxas de produção de sedimentos estavam associadas ao primeiro evento de descarga atingindo as margens do canal, que ocorreu no primeiro ano após a construção. O ajuste do leito do canal incluiu a limpeza local das piscinas, redução das margens, engrossamento do material do leito e a formação de leitos deposicionais. Após a resposta morfológica inicial, as taxas de produção de sedimentos diminuíram e o equilíbrio de entrada e saída de sedimentos foi restaurado. Observações semelhantes foram feitas em projetos de restauração de canais de planície no Reino Unido (SEAR *et al.*, 1998) e nos EUA (LINDOW *et al.*, 2007). Essas descobertas confirmam os resultados de Leclercq (1944), que estudou a dinâmica sinuosa de vários canais de planície na parte norte da Holanda. Leclercq (1944) concluiu que a maioria dos canais não mostra sinais de migração lateral. O leito dos canais de planície consiste principalmente em areia. Em canais naturais, um mosaico de padrões de substrato foi observado cobrindo o leito de areia (TOLKAMP, 1980). A variedade de substratos inclui cascalho, folhas, galhos, grandes detritos lenhosos e detritos orgânicos grossos e finos. Tolkamp (1980) mostrou que o padrão do substrato é dinâmico ao longo do tempo, com diferenças distintas entre as quatro estações. As macrófitas são frequentemente observadas em canais de planície não sombreados (PEDERSEN, 2006).

2.1.3 Canais de Montanha

Canais de montanhas diferem dos rios de baixo gradiente de várias maneiras, como a localização em áreas pouco acessíveis, têm tipicamente pequenas áreas de captação, relevo bastante íngreme e declives elevados. Eles são caracterizados por uma ampla gama de tamanhos de sedimentos e fontes de sedimentos temporal e espacialmente variáveis. Além disso, a morfologia do leito do canal é influenciada por grandes rochas, detritos lenhosos e constrições do leito rochoso (por exemplo, CHURCH e ZIMMERMANN, 2007; MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1997). As condições complexas e heterogêneas resultam em grandes variações na geometria

do canal, rugosidade e velocidade do fluxo do canal e, portanto, em taxas de transporte de carga de fundo altamente flutuantes (HASSAN *et al.*, 2005).

Os canais de montanha são corredores importantes que ligam os ambientes de terras altas e baixas, bem como medeiam o fornecimento, transporte e armazenamento de materiais orgânicos e inorgânicos (HYNES, 1970; WOHL, 2000). Além disso, os rios de montanha são frequentemente confinados por características topográficas imóveis, como rochas e grandes rochas com gradientes de canal geralmente superiores a 1% (GRANT, 1990; GRANT e SWANSON, 1995; WOHL, 2000; WOHL *et al.*, 2004). Isso leva a esses tipos de rios com curvas de classificação hidráulica íngremes, iniciando o transporte rápido de pequenas frações de areia e cascalho dentro de uma matriz estrutural maior formada por inundações em grande escala, aninhadas em um contexto geológico ainda maior (WOHL, 2000; FRYIRS e BRIERELY, 2010).

A topografia dos rios de montanha, no entanto, consiste em um mosaico de formas de relevo (MONTGOMERY e BUFFINGTON, 1997; WOHL e MERRITT, 2001) composto de materiais relativamente imóveis, como aluvião de granulometria grossa e leito rochoso, sobre o qual cascalho mais fino, pedregulho e frações de areia interagem (CENDERELLI e CLUER, 1998). Variações na mobilidade do material existente e de entrada, juntamente com a geologia rochosa local, levam a topografia do canal nesses tipos de rios a serem postas em camadas com múltiplas escalas de variabilidade topográfica (O'CONNOR *et al.*, 1986; FRYIRS e BRIERELY, 2010). Devido à diversidade de características topográficas, uma variedade de formas deposicionais e erosivas estão presentes, cada uma ocorrendo a partir de uma combinação de mecanismos de mudança de canal (BROWN e PASTERNAK, 2014).

Como resultado dessas características, muitos rios de montanha têm desfrutado dos benefícios ambientais de impactos humanos baixos ou quase ausentes (VEZZA *et al.*, 2014). De um ponto de vista científico, os rios de montanha representam um laboratório valioso, pois refletem as condições naturais dos ambientes montanhosos antes que qualquer perturbação humana ocorra (MORAN, 2014).

2.1.4 Canais Mistos

Os canais mistos são ambientes geomorfológicos diferentes dos ambientes de canais aluviais. Frequentes exposições do leito rochoso aparecem entremeadas com trechos recobertos por uma fina capa aluvial. Geralmente possuem alta declividade e são dominantes os processos de incisão diretamente no substrato rochoso (TINKLER e WOHL, 1998). A hidráulica dos rios com canais mistos é, por conseguinte, mais complexa (RICHARDSON e CARLING, 2006). Condicionado pelas grandes declividades e pela grande rugosidade imposta pela carga de sedimentos na qual predominam granulometrias como cascalhos e matacões, o fluxo é turbulento. Em tais condições, o cálculo de vazões pode enfrentar grandes dificuldades e ocasionar imprecisões significativas, da ordem de 30% (BATHURST, 2002).

Leitos de canais mistos rochoso-aluvial são comuns em rios de montanha e são caracterizados não apenas por manchas de leito rochoso exposto, mas também pelo grau de cobertura aluvial (TUROWSKI *et al.*, 2008). A taxa de transporte de sedimentos e os tamanhos de grãos de sedimentos em canais mistos rochoso-aluvial são influenciados pela rugosidade da superfície, a proporção e distribuição das superfícies aluviais e rochosas e o perfil de velocidade de fluxo dos canais (HODGE *et al.*, 2011).

Os canais mistos rochoso-aluvial apresentam caracteristicamente um suprimento de sedimentos que é menor do que a capacidade de transporte de sedimentos do canal (HOWARD, 1994; TUROWSKI *et al.*, 2008). Experimentos conduzidos em calhas simulando canais retos (DAVIS *et al.*, 2005; DEMETER *et al.*, 2005; FINNEGAN *et al.*, 2007; JOHNSON e WHIPPLE, 2007; CHATANANTAVET e PARKER, 2008; JOHNSON e WHIPPLE, 2010) sugeriram que o sedimento da carga do leito tende a se concentrar espacialmente e formar caminhos de transporte preferenciais. Esse fenômeno foi explorado teoricamente por Nelson e Seminara (2012), que realizaram uma análise de estabilidade linear para mostrar que essa concentração de sedimento surge espontaneamente devido ao feedback entre as diferenças de rugosidade entre a carga do leito e a rocha nua e as taxas de transporte local de sedimentos.

2.2 Hidráulica Fluvial

Segundo Uijttewaal (2014), o principal objetivo da hidráulica fluvial é fornecer descrições quantitativas baseadas na física do momento e fluxo de massa nos rios, buscando encontrar soluções parametrizadas de hidrodinâmica e equações de transporte através da sua validação por meio de testes, os quais geralmente são realizados em laboratório.

O conceito de Hidráulica Fluvial contempla basicamente os mecanismos do escoamento em rios sendo, portanto, necessário, no seu sentido mais abrangente, a incorporação dos processos morfológicos associados a estes escoamentos (SILVA *et al.*, 2003). Ainda segundo Silva *et al.* (2003), o problema básico da Hidráulica Fluvial consiste em determinar, prever, manter ou modificar o estado de equilíbrio hidráulico e morfológico de um curso d'água.

A principal característica hidráulica do escoamento em cursos d'água é que o escoamento sempre se apresenta com uma superfície livre, em contato com a pressão atmosférica, mesmo estando canalizados em galerias pois foram projetados com esta característica, tendo sua exceção apenas quando houverem vazões muito superiores a vazão de projeto, fazendo com que o escoamento nessas galerias se coloquem sob pressão (SILVA, MASCARENHAS e MINGUEZ, 2007).

Segundo Chow (1988), o escoamento com superfície livre possui algumas similaridades hidráulicas com o escoamento em condutos forçados, entretanto, a dificuldade para resolver problemas em canais abertos é bem maior, visto que as tubulações de condutos forçados têm uma rugosidade definida, tendo ainda seu escoamento em seção plena e geralmente circular, enquanto que os canais abertos possuem variações maiores de rugosidade e seções com diversas formas geométricas. As principais características que regulam o comportamento de um rio são a velocidade de escoamento da água e a geometria do curso d'água, a qual é representada pelo comprimento, largura, profundidade e declividade (BAPTISTA e PÁDUA, 2016).

Silva (2004) ponderou que as leis definidas e equacionadas para um curso d'água, de maneira geral, não podem ser utilizadas para outros cursos d'água, pois os parâmetros característicos diferem, além de variar no espaço e no tempo, sendo eles os seguintes:

I) Bacia Hidrográfica: forma; topografia; geologia; recobrimento vegetal; regime hidrológico etc.;

- II) Leito: traçado; largura; profundidade; rugosidade etc.;
- III) Transporte de Sedimentos: por arraste de fundo; por suspensão; por saltação; características dos sedimentos.

2.3 Lasers Scanners Terrestres e Avaliação da Qualidade Posicional

A pesquisa por alternativas referentes ao levantamento de pontos em três dimensões de uma determinada área vem de longa data, surgindo diversas metodologias, sendo a mais antiga delas o levantamento direto, utilizando as medidas de distâncias e direções com o auxílio de equipamentos topográficos convencionais. Com o passar do tempo e a evolução das geotecnologias, obteve-se medidores eletrônicos capazes de adquirir essas distâncias e direções de forma mais eficiente, como é o caso das estações totais (Tommaselli, 2003). Os medidores a laser também evoluíram e transformaram as formas de medições topográficas, visto que se tornou possível realizar medidas de distâncias sem a necessidade de refletores (geralmente prismas), permitindo a determinação remota de coordenadas.

A utilização de Laser Scanner Terrestre (LST), como uma nova técnica de obtenção de dados espaciais tridimensionais vem crescendo nos últimos anos, sendo utilizada, entre diversos outros campos de estudo, no mapeamento da superfície da Terra, podendo resultar em modelos numéricos de terreno. A rápida difusão do uso dessa nova tecnologia é resultado da sua grande eficiência quando comparado aos métodos tradicionais, fazendo com que seja possível obter uma grande quantidade de pontos amostrais em curto intervalo de tempo, sem a necessidade de refletores ou de feições visíveis no objeto (Tommaselli, 2003, Ferraz *et al.*, 2016, Chang *et al.*, 2017).

A obtenção de dados topográficos em ambientes fluviais costuma ser restrita a poucos pontos em uma determinada área de estudo ou então, espacialmente mais extensa e esparsa, resultando em um levantamento topográfico pouco representativo do trecho de estudo (Marcus e Fonstand, 2008). Segundo Knighton (1998), a cobertura espacial, densidade de pontos, precisão dos dados e sua relação com o levantamento desses dados em campo e o tempo de pós-processamento são especialmente importantes quando vistos ao lado da mudança temporal e espacial que está ocorrendo dentro de sistemas fluviais onde existe uma relação negativa geral entre escala de mudança e rapidez de mudança.

As varreduras a laser, obtidas através do uso de Lasers Scanners Terrestres (LST), resultam em densas nuvens de pontos, as quais possuem um volume de dados muito maior quando comparado com os levantamentos topográficos, e têm uma resolução espacial alta, sendo realizadas com rapidez e precisão, tendo fácil implementação e também são automatizadas (MIRANDA *et al.*, 2018). Entretanto, embora essas nuvens de pontos sejam compostas por uma vasta gama de informações espaciais, o seu processamento necessita de hardware e software específicos, sendo muitas das vezes caros e exigindo conhecimento por parte do usuário (KAISER *et al.*, 2014; RUBIO, 2014; GOODWIN *et al.*, 2016). Sendo assim, o problema que se tinha até o momento com a escassez de dados dá lugar a uma variedade de nuvens de pontos geradas por varreduras a laser, as quais necessitam de um processo de trabalho distinto (MIRANDA *et al.*, 2018). De acordo com Staiger (2003), esse processo de trabalho pode ser dividido em três etapas: aquisição dos dados, tratamento desses dados e a visualização. Posteriormente ao levantamento dos dados no campo, uma nuvem de pontos com coordenadas tridimensionais é gerada e são referenciadas ao centro de fase do equipamento usada, e, portanto, necessita ser georreferenciada.

Devido a essa grande quantidade de dados, Afonso (2014) afirma que é necessário realizar um processo prévio de filtragem que minimize alvos indesejáveis, o qual Dal Poz (2013) define como a detecção e eliminação de pontos que não pertencem ao terreno, podendo ser da vegetação do local, de construções no entorno ou outros objetos elevados. Segundo Ferraz *et al.* (2016), essa filtragem é um passo com grande complexidade, visto que existem um leque de algoritmos comerciais que foram desenvolvidos para este fim, e mesmo assim, em alguns levantamentos, é necessário realizar uma filtragem manual das informações.

Sabendo que diversos usuários utilizam dados espaciais para distintas finalidades, Egg (2012) afirma que esses dados necessitam estar acessíveis e de acordo com os propósitos relacionados à escala e qualidade do produto final. Na busca por esse equilíbrio entre qualidade e quantidade, desenvolveu-se a inspeção de produtos com a ajuda estatística (NOGUEIRA JR, 2003). Egg (2012) complementa que não é proveitoso gerar dados sem que se tenha a incerteza associada a estes dados e qual a finalidade que eles podem ter. Oliveira (2011) discorre que essa incerteza pode ser sobre a qualidade da posição dos elementos representados, dos

atributos que os descrevem, das relações desses elementos com os demais além da realidade a qual se encontrava na época do levantamento dos dados.

No que se refere a atividades cartográficas, a acuracidade posicional dos dados levantados indica a qualidade da posição planialtimétrica de um parâmetro estimado, usando como referencial uma grandeza com qualidade posicional superior (OLIVEIRA, 2011). Para tanto, Santos (2010) indica o uso da discrepância posicional (d) para comparar a posição do resultado gerado. Essa discrepância é definida como a diferença entre a coordenada observada no produto cartográfico e a coordenada de referência, seja para a componente altimétrica ou planimétrica.

Outro passo para o processamento de dados LST é o cálculo do Erro Quadrático Médio (*RMS* na sigla em inglês), o qual é uma medida de acurácia, representando os efeitos de tendência e precisão da grandeza de estudo. Segundo Santos (2010), Brasil (1984) e DSG (2010), para classificar um conjunto de dados cartográfico no que se refere a sua qualidade posicional, é necessário que 90% dos pontos bem definidos no produto cartográfico, quando avaliados no terreno, não apresentem discrepâncias superiores ao Padrão de Exatidão Cartográfica (PEC) para a escala e classe testada, assim como resultar em um Erro Quadrático Médio da amostra da discrepância menor ou igual ao Erro Padrão (EP) também para a escala e classe testada.

Santos *et al.* (2016) discorre sobre a importância da detecção dos chamados *outliers* no processamento de dados cartográficos, os quais, segundo Caspary (1987) são causados por erros grosseiros, sendo definidos como resíduo ou discrepância que se diferem estatisticamente do conjunto de dados aos quais pertencem. O uso de diagramas *boxplot* é uma forma simplificada de realizar a detecção destes *outliers* (SANTOS *et al.*, 2015).

Outro fator importante de processamento de dados cartográficos é a busca por tendência nas informações espaciais obtidas, a qual pode ser obtida através da aplicação de testes estatísticos, como o teste t de *Student* (MERCHANT, 1982; NERO, 2005; SANTOS, 2010).

2.4 Resistência do Fluxo

Resistência do fluxo é o termo utilizado para descrever o efeito das forças de diferentes fontes que conduzem e resistem o movimento da água.

Segundo Yen (2002), a resistência do fluxo trás as influências do atrito no fluxo de um determinado curso d'água devido as características desse canal, as quais influenciam a capacidade de transporte de fluxo. Ainda de acordo com Yen (2002), exemplos dessas características são a declividade do canal, atrito do leito (pode ser causado por rochas, sedimentos, etc.), atrito das margens (pode ser causado pela vegetação), além do tamanho e forma do canal.

Segundo Roberson e Wight (1973), as principais características da rugosidade que influenciam a resistência ao fluxo são o tamanho e a forma dos elementos, a concentração e o espaçamento entre os elementos. Todavia, apenas o tamanho da rugosidade é utilizado de forma direta para determinar a resistência do fluxo (ROBERSON e WIGHT, 1973). Bathurst (1978) afirmou que a resistência ao fluxo deve ser relacionada com o tamanho, a forma, o espaçamento, a distribuição dos elementos de rugosidade e com a geometria do canal.

O problema da resistência ao fluxo diz respeito à previsão da velocidade do fluxo, em termos dessas propriedades de canal e características de fluxo que atuam como uma resistência ou uma perda de energia para o fluxo (BATHURST, 2002). Os três relacionamentos populares que ligam velocidade e resistência ao fluxo são as fórmulas de Chézy, Manning e Darcy-Weisbach.

Segundo Ferguson *et al.* (2017), a resistência do fluxo, geralmente, é representada utilizando uma das três equações abaixo, sendo que a forma mais comum é utilizar um valor fixo da variável n na equação de Manning.

$$v = \frac{R^{2/3} * S^{1/2}}{n} \quad (2)$$

onde S representa a declividade do canal, n é o coeficiente de Manning, R o raio hidráulico do canal e v a velocidade. A segunda alternativa mais utilizada é com o fator de atrito na equação de Darcy-Weisbach, a qual segue

$$v = \left(\frac{8 * g * R * S}{f} \right)^{1/2} \quad (3)$$

onde f é o fator de atrito de Darcy-Weisbach, g é a aceleração da gravidade. A outra equação (Equação 4) utilizada é a relação de resistência logarítmica, obtida integrando a Lei da Parede

$$\frac{v}{(g^* R^* S)^{1/2}} = \left(\frac{8}{f}\right)^{1/2} = 2,5 * \ln \left(\frac{a^* R}{k}\right) \quad (4)$$

onde k é a altura de rugosidade na relação de resistência logarítmica obtida integrando a lei da parede, a é um fator de forma compreendido entre os valores de 11 a 13 (Hey, 1979).

De acordo com James *et al.* (2001), as três equações são semelhantes de certa forma e intercambiáveis na prática, tendo suas relações entre os coeficientes C , n e f .

O coeficiente de resistência ou fator de atrito pode ser relacionado com o tamanho da rugosidade dos elementos presentes no leito do curso d'água, os quais normalmente são representados pelo parâmetro de rugosidade de Nikuradse k (JAMES *et al.*, 2001). Ainda segundo James *et al.* (2001), o valor conveniente a ser usado para a variável k é determinado pelo tamanho do grão do sedimento (D), porém, visto que existe uma variedade de tamanhos em cada curso d'água, a escolha de um valor fixo representativo não é um processo trivial.

Ferguson (2007) desenvolveu uma única equação para a resistência, a qual combinou a camada de rugosidade para fluxos rasos e a combinação Manning-Strickler para fluxos profundos, a chamada VPE (*variable power equation*). Essa equação considera o fator de atrito (f_{tot}) como a soma da fricção dos grãos e as formas do leito, ambos presentes em cursos d'água. A Equação 5 a seguir apresenta a equação de Ferguson (2007):

$$\sqrt{\frac{8}{f_{tot}}} = \frac{v}{u^*} = \frac{a_1 a_2 \left(\frac{d}{D_{84}}\right)}{\sqrt{a_1^2 + a_2^2 \left(\frac{d}{D_{84}}\right)^{5/3}}} \quad (5)$$

onde u^* é a velocidade de cisalhamento e d/D_{84} é a profundidade relativa do fluxo. São utilizadas os valores de 6,5 e 2,5 para as constantes empíricas a_1 e a_2 , segundo recomendações de Ferguson (2007) e Rickenmann e Recking (2011).

Rickenmann e Recking (2011) usaram dados coletados de 2890 locais distintos e aperfeiçoaram a equação VPE de Ferguson (2007), obtendo melhores resultados. A Equação 6 a seguir representa a versão dos autores:

$$v^{**} = \frac{v}{(g S D_{84})^{0,5}} = 1,443 q^{**0,6} \left[1 + \left(\frac{q^{**}}{43,78} \right)^{0,8214} \right]^{-0,2435} \quad (6)$$

Segundo Rickenmann e Recking (2011), as equações de resistência do fluxo mais usuais também possuem suas limitações. Por exemplo, as equações de lei logarítmica podem apresentar erros em profundidades do fluxo muito pequenas se

aplicadas em função de D . Ainda, em situações em que se conhece a vazão, o uso de uma equação tradicional de resistência do fluxo requer uma solução um tanto complicada. Rickenmann e Recking (2011) relacionaram a geometria hidráulica de forma dimensional e adimensional utilizando uma altura de rugosidade R e o declive do canal através das Equações 7 e 8, com a finalidade de explicar o aumento da influência da macro rugosidade na velocidade do curso d'água em casos com alta declividade.

$$v^{**} = \frac{v}{\sqrt{g S k}} \quad (7)$$

$$q^{**} = \frac{q}{\sqrt{g S k^3}} \quad (8)$$

Onde v^{**} é a velocidade adimensional, q^{**} a descarga adimensional e k a altura de rugosidade.

David *et al.* (2010) trabalhou as variações espaciais ao longo de canais montanhosos e observou que baixa submersão de elementos de rugosidade, fator típico de cursos d'água íngremes, é um importante fator para a resistência do fluxo. Sargent (1979) encontrou evidências consideráveis de que a resistência do fluxo é maior em baixas vazões do que em altas, principalmente devido a camada de água menor que se possui em vazões menores, aumentando a parcela do atrito com o leito.

Avanços recentes em técnicas projetadas para medir a topografia do canal em alta resolução espacial permitem a medição precisa da geometria do leito do rio (por exemplo, varredura a laser e fotogrametria) e descrição por uma gama de métricas estatísticas (HODGE *et al.*, 2009; SCHNEIDER *et al.*, 2015). Em particular, o desvio padrão da elevação do leito S_z tem o potencial de descrever a macro rugosidade da estrutura do leito do curso d'água (COLEMAN *et al.*, 2011), e conforme observado por Nikora *et al.* (1998), S_z é capaz de descrever a rugosidade do leito para um leito de cascalho fixo com uma distribuição de elevação do leito gaussiano. Aberle e Smart (2003) reanalisaram os dados do experimento em calha de Rosport (1997) e Koll (2002) e sugeriram que S_z supera D_{84} como parâmetro de rugosidade. Yochum *et al.* (2012) confirmaram o desempenho melhorado de S_z como uma medida de rugosidade usando dados de campo de canais em degraus e cascatas com madeiras grandes presente.

2.5 Resistência do Fluxo em Canais Mistos

Obter um coeficiente de resistência do fluxo a partir de experiências e observações passadas tem sido uma questão empírica (CHOW, 1959; BARNES, 1967). Entretanto, tratar como uma questão empírica faz com que se trate o coeficiente de rugosidade principalmente como o tamanho do sedimento do leito, ignorando outros fatores como a não uniformidade do perfil do leito e a profundidade. Particularmente, um coeficiente constante é adotado em um local conforme a vazão varia, mesmo que existam evidências contrárias de que a resistência ao fluxo é maior em vazões baixas (SARGENT, 1979). Essas incertezas tornam-se ainda maiores em canais mistos, visto que possuem variações nas suas características como tipo de material no leito e margens (RODRIGUES, 2001).

As principais características da rugosidade que influenciam a resistência do fluxo são o tamanho e a forma dos elementos, a concentração e o espaçamento entre os elementos (ROBERSON e WIGHT, 1973).

Segundo Vanoni e Brooks (1957), o tamanho da rugosidade é necessário para definir a submersão relativa. Utilizar uma altura de rugosidade equivalente (k) com a finalidade de se considerar a resistência das extremidades foi bastante útil para vazões em tubos. Os autores ainda constataram que o conceito não é tão proveitoso para canais abertos, visto que o valor de k não é equivalente a real altura da rugosidade mas sim o efeito sobre o fluxo dessa rugosidade determinada experimentalmente (VANONI e BROOKS, 1957).

Bathurst (1978) constatou que a forma dos elementos de rugosidade tem influência sob o coeficiente de arrasto. Esse coeficiente de arrasto dos objetos é determinado sob as premissas de que há um campo uniforme de velocidade e que o objeto é muito longo na direção do fluxo normal àquela em que o fluxo transversal passa (James *et al.*, 2004). Tal diagrama está representado na Figura 1 abaixo.

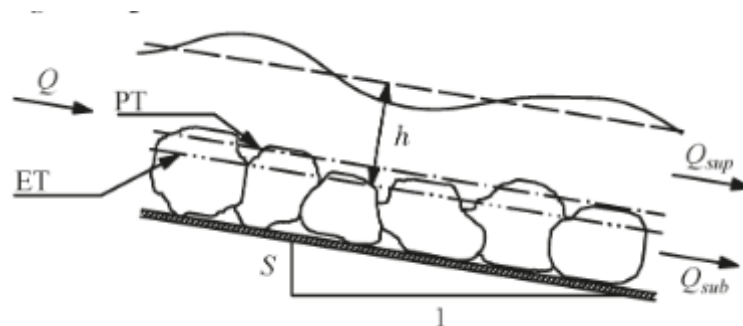


Figura 1 - Diagrama de um curso d'água (onde Q é a vazão total, S é a declividade, h é a profundidade do canal, PT é a média do topo físico das rochas, ET é o topo efetivo do enrocamento e Q_{sup} é a vazão superficial).

Fonte: Adaptado de Bathurst (1978).

Constatou-se ainda que em sedimentos naturais, a forma da rugosidade é amplamente influenciada pela geologia do local, tanto que em uma região com uma determinada geologia, o efeito da forma da rugosidade é constante (BATHURST, 2002).

Utilizar um único percentil do tamanho da distribuição de sedimento do leito exige que a proporção desse percentil com qualquer outro percentil deve ser constante de local para local (BATHURST, 1981). Essa relação pode ser testada através do uso do desvio padrão da distribuição de tamanho da rugosidade pois os sedimentos naturais tem distribuições de tamanho igual a cerca da declividade do canal e o desvio padrão depende de uma proporção de percentis (MASHAU, 2006). Segundo Bathurst (1978), para sedimentos com distribuição de tamanho não uniforme, a proporção da relação entre a velocidade média do fluxo e o arrasto varia de rocha para rocha.

Segundo Mashau (2006), o espaçamento dos elementos de rugosidade influencia na resistência do fluxo em canais abertos de tal forma que, quando esses elementos são arranjados em padrão escalonado possuem maior influência na resistência do fluxo. Ainda de acordo com Mashau (2006), isso ocorre pois o fluxo de água não passa livremente entre esses elementos de rugosidade, ao contrário que, quando esses elementos são arranjados em paralelo, eles não fornecem mais resistência pois a água escoava livremente através das asperezas dos elementos.

3 Material e Métodos

3.1 Local de Estudo

O local de estudo foi um trecho do Arroio do Ouro, localizado na bacia hidrográfica do Arroio do Ouro (Figura 2), entre os municípios de Pelotas e Morro Redondo no Rio Grande do Sul. A bacia está inserida na região geomorfológica do Escudo Sul-Rio-Grandense e possui uma área de drenagem de aproximadamente 17,17 km², a elevação varia de 76 a 326 metros acima do nível do mar e a declividade média da bacia é igual a 13% (0,13 m/m) podendo chegar até 58% (0,58 m/m) (BARTELS, 2021). As principais ocupações e usos do solo na bacia são lavouras com cultivo anuais, campo nativo e mata nativa.

O trecho do Arroio do Ouro estudado tem aproximadamente 66 metros de comprimento e uma largura média de 5,50 metros.

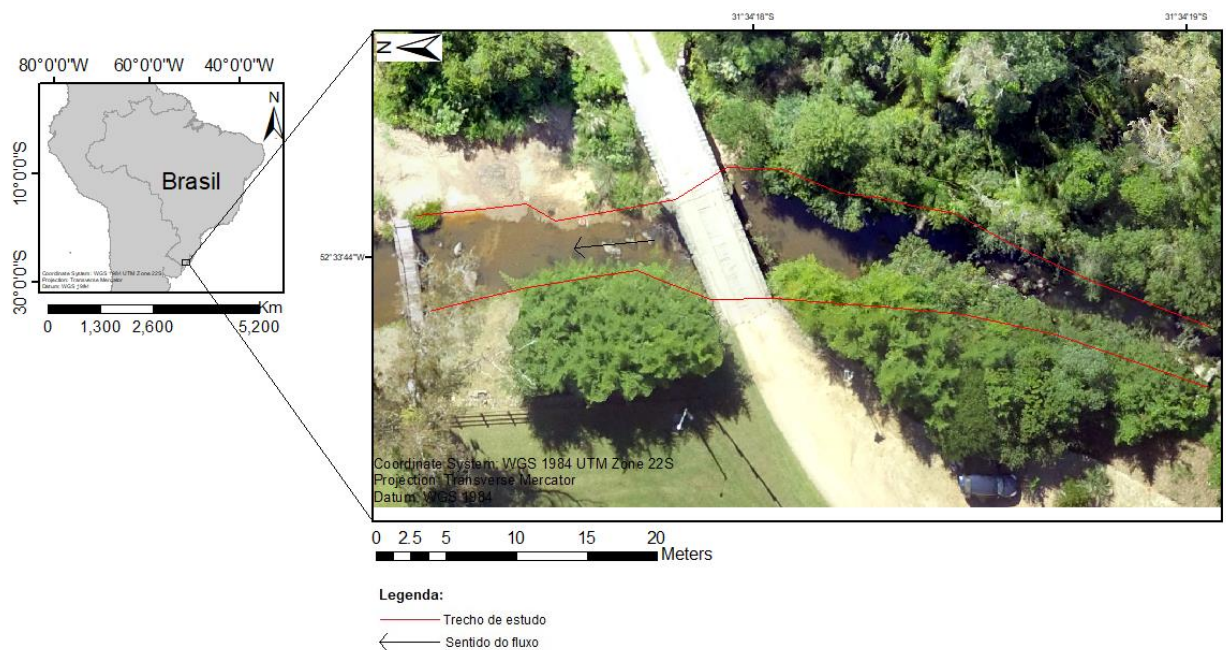


Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo.
Fonte: Autor, 2022.

3.2 Medições de Velocidade do Fluxo

Foram utilizadas 55 medições de velocidade, obtidas entre março de 2013 e julho de 2015 que, com o auxílio das áreas conhecidas de cada seção transversal, resultaram em valores de vazão para o local. Essas medições foram realizadas com o uso de um medidor de corrente tradicional. Esses valores de velocidade foram medidos em séries de espaçamentos verticais de 0,5 m ou 1,0 m com a finalidade de se quantificar a vazão, a área da seção, a largura da seção e o perímetro molhado. A

partir desses dados, foram calculados o raio hidráulico, a profundidade média do fluxo e a velocidade média do fluxo. Esses valores foram utilizadas para validar as equações empíricas e aquelas obtidas através dos dados topográficos para o trecho de estudo. Visto que o trecho de estudo é um local de monitoramento contínuo desde 2013 e com uma grande série de dados, sem alterações das características morfológicas e granulométricas do leito torna-se adequado a utilização de dados mais antigos.

3.3 Levantamento Topográfico

Foram realizados dois levantamentos topográficos no trecho de estudo, sendo que cada um foi realizado com equipamentos diferentes.

O primeiro levantamento foi realizado nos meses de fevereiro e março de 2019 com o uso de estação total e prisma, além de um GNSS (Global Navigation Sattelite System). A estação total foi posicionada em locais com boa visão do trecho, nivelada e posteriormente, com uma segunda pessoa em posse de um bastão com um prisma na ponta foram realizadas visadas nesse prisma ao longo do curso d'água, gerando as coordenadas tridimensionais de cada ponto.

No segundo levantamento, realizado em fevereiro de 2022, utilizou-se o *LST* fabricado pela empresa *MatterPort*, modelo *MC250 Pro2*. Este equipamento possui um eixo-motor com rotação horizontal de 360°, dividido em leituras de 60°, capturando automaticamente uma imagem panorâmica de profundidade. Segundo o fabricante, os principais diferenciais deste equipamento são a rápida aquisição da cena completa, levando 20 segundos por varredura e a resolução do sensor de luz estruturada (infravermelho), a qual gera 10 pontos por grau, ou seja, 3.600 pontos no equador e 1.800 pontos no meridiano.

O *LST MC250 Pro2* utiliza em conjunto, as três câmeras digitais *RGB* e os três sensores de profundidade, posicionados em três fileiras, com um sensor de cada por fileira. As fileiras inferior e superior, apontam para cima (135°) e para baixo (45°), respectivamente, com a terceira fila na posição horizontal (90°). Durante um escaneamento, o sistema conclui uma rotação horizontal completa, capturando imagens em seis ângulos (INGMAN *et al.*, 2020). O fabricante recomenda escaneamentos com intervalos de varredura de 1 m, para projetos em áreas externas,

sendo que em áreas internas o limite de medição pode chegar a 4,5 m (MATTERPORT, 2022).

A *MC250 Pro2* é um equipamento que apresenta sensibilidade a interferência da luz solar, nos comprimentos de onda usados pela câmera infravermelha, podendo assim afetar a aquisição de dados 3D e alinhamento das varreduras (CHANG *et al.*, 2017 e INGMAN *et al.*, 2020). Segundo Ingman *et al.* (2020), no planejamento do levantamento deve ser considerada a condição de incidência solar, principalmente variações de iluminação ou sombra.

Para o controle e visualização prévia dos escaneamentos, a Matterport disponibiliza o aplicativo *Capture*, para *Smartphone* com sistema operacional Android ou IOS. Além disso, o aplicativo é a interface para o encaminhamento dos dados escaneados para o processamento na nuvem, em servidor de processamento da própria Matterport.

3.3.1 Determinação das Coordenadas dos Pontos de Controle e dos Pontos de Checagem

Foram determinadas as coordenadas geodésicas de 4 pontos de controle, utilizados no georreferenciamento dos dados, assim como, 20 pontos de checagem os quais foram utilizados para o cálculo da acurácia posicional da nuvem densa e do modelo digital de superfície (MDS). Nesse processo, foi empregado um par de GNSS com recepção de correções em tempo real (RTK) e uma Estação Total. Os receptores GNSS são da marca *Emlid*, modelo *Reach RS2*, bandas L1, L2, L5 e multi-constelação (GPS, GLONASS, BeiDou e Galileo). A Estação Total utilizada é da Marca *Leica Geosystems*, modelo *FlexLine TS07*. As características dos equipamentos constam na Tabela 2.

Tabela 2 - Especificações técnicas dos receptores GNSS e da Estação Total.

Receptor GNSS Emlid Reach RS2	Estação Total Leica FlexLine TS07
Precisão horizontal (modo RTK): 7mm + 1ppm	Precisão Horizontal e Vertical: 2"
Precisão vertical (modo RTK): 14mm + 1ppm	Precisão do distanciômetro (c/prisma): 1mm+1ppm

Constelações: GPS, GLONASS, Beidou e Galileu	Alcance do distanciômetro (c/prisma): até 3.500m
Frequências: L1C/A, L2C, L1OF, L2OF, B1I, B2I, E1-B/C e E5b	Precisão do prumo laser vertical: 1mm + 1ppm
Rádio: LoRa 868/915 MHz	Ampliação do telescópio: 30x
Alcance máximo do rádio: 8km	Resolução do telescópio: 3"

Fonte: Emlid (2022) e Leica (2022).

O método de levantamento GNSS empregado foi o de Posicionamento Relativo em Tempo Real (RTK), onde um dos receptores é utilizado como base de referência (estático) e transmite sua posição em tempo real, através da comunicação por sinal de rádio. Desta maneira, o receptor base de referência foi instalado em um marco com coordenadas conhecidas, pertencentes à Rede SAT do IBGE, o qual está vinculado ao Sistema Geodésico Brasileiro (SGB). Já com o segundo receptor GNSS, identificado como *Rover*, foram rastreadas duas posições, uma delas utilizada como ponto de estação e outra como ponto a ré, no levantamento topográfico utilizando a Estação Total.

O registro dos pontos com GNSS foi realizado após as ambiguidades serem resolvidas e a posição ser obtida com solução fixa, ou seja, com precisões horizontais e verticais dentro dos limiares de aceitação descritos na Tabela 2. O sistema de referência geodésico utilizado foi o SIRGAS 2000 e a Projeção é a Universal Transversa de Mercator, em seu Fuso 22S. Como referência para as altitudes, optou-se pelo modelo de conversão de altitudes MAPGEO 2015, o qual foi inserido na coletora *Reach View* para *Smartphone* do receptor GNSS utilizado, resultando assim, em altitudes ortométricas.

Visto a significativa cobertura vegetal próxima às margens do curso d'água a ser mapeado, a qual causa obstrução do sinal GNSS impossibilitando aplicar-se multicaminhamento devido à baixa precisão horizontal e vertical das posições determinadas com essa técnica, optou-se pelo levantamento dos 22 pontos de checagem utilizando-se a Estação Total. Para o uso de coordenadas projetadas UTM em um Plano Topográfico Local (PTL), faz-se necessário determinar o Fator da Quadrícula, a ser inserido na Estação Total. Nesta pesquisa optou-se pelo método proposto por Silva *et al.* (2016a), onde primeiramente é determinado o Fator da Altitude (Fa), conforme a Equação 9 a seguir:

$$Fa = \frac{R}{R + h} \quad (9)$$

Onde o R é o raio médio da Terra (6.371.000 km) e o h é a altitude em relação ao nível médio do mar.

A próxima etapa foi calcular o Fator Escala (Fe), conforme Equação 10:

$$Fe = 0,9996 \left(1 + \frac{(500000 - E)^2}{2 * R^2} \right) \quad (10)$$

Onde E representa a coordenada Leste (eixo X) UTM e o R o raio médio da Terra (6.371.000 km).

Com esse resultado, passa-se para a última etapa que é a multiplicação das duas fórmulas anteriores, conforme Equação 11:

$$Fq = Fa \times Fe \quad (11)$$

Na materialização dos pontos de controle e dos pontos de checagem, utilizou-se marcações com tinta laranja/branca nas rochas do curso d'água, com dimensões de 40x40 cm, através de pintura em alvo, conforme a Figura 3.



Figura 3 – Alvo marcado em uma rocha no trecho de estudo.

Fonte: Autor, 2022.

3.3.2 Avaliação da Acurácia Posicional

A avaliação da acurácia posicional planialtimétrica tem por base o cálculo das discrepâncias posicionais das coordenadas comparadas. Sendo assim, primeiramente foi verificado o número de pontos necessários para a geração de uma análise estatística confiável. Segundo a norma americana *National Standard for Spatial Data Accuracy* (NSSDA) e o *Federal Geographic Data Comitee*, são necessários no mínimo 20 pontos de checagem para uma análise estatística com grau de confiabilidade satisfatório (MILLER, 2004). Estudos descritos por Bolkas (2019),

Tomastik *et al.* (2019), Zhang *et al.* (2019), Zhou *et al.* (2019) e Yu *et al.* (2020), utilizam 12 ou mais pontos de checagem, sendo que ambos concordam com a norma NSSDA e com o *Federal Geographic Data Comitee* e anuem confiabilidade nas análises geradas com 20 pontos de checagem.

Destaca-se a necessidade de uma equidistância na distribuição espacial dos pontos de checagem, sendo que estes foram demarcados nas diferentes variações topográficas e de rugosidade da drenagem, além disso, abarcando os pontos extremos da área de estudo, conforme proposta de Santos *et al.* (2016), Ferraz *et al.* (2016), Bruch *et al.* (2019) e Yu *et al.* (2020).

Contudo, no controle da qualidade posicional de produtos cartográficos ou modelos de representação de superfícies físicas, é realizada a comparação das coordenadas assumidas como Referência (Re), que foram determinadas com receptores GNSS e Estação Total no terreno, e as coordenadas identificadas como Teste (T), extraídas da nuvem densa ou ortomosaico e do MDS. Essa comparação é realizada aplicando-se a Equação 12, para os três eixos de coordenadas (C). Também foi calculada a discrepância planimétrica (Δ_{2d}), ou seja, numa análise bidimensional, conforme Equação 13, para então avaliar o enquadramento dos resultados obtidos segundo os limites de acurácia e precisão estabelecidos pelo Padrão de Exatidão Cartográfica para Produtos Cartográficos Digitais (PEC-PCD).

$$\Delta C = (C_T - C_{Re}) \quad (12)$$

$$\Delta_{2d} = \sqrt{(X_{Re} - X_T)^2 + (Y_{Re} - Y_T)^2} \quad (13)$$

A partir dos resultados da aplicação das Equações 12 e 13, gera-se a estatística da média (Equação 14), e o desvio padrão (Equação 15), para os eixos X, Y e Z, onde n será o número total de amostras.

$$\overline{\Delta C} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta C \quad (14)$$

$$S_{\Delta C} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\Delta C_i - \overline{\Delta C})^2} \quad (15)$$

Consequente, é realizado o cálculo estatístico amostral do *t* de *Student*, com o intuito de verificar se o resultado está no intervalo de aceitação ou rejeição da hipótese nula (FERRAZ *et al.*, 2016 e ELIAS *et al.*, 2017). O teste *t* é aplicado objetivando-se um intervalo de confiança $(1 - \alpha)$ igual a 90% ($\alpha = 0,10$) e calculado conforme Equação 16 para os três eixos de coordenadas.

$$t_C = \frac{\overline{\Delta C}}{S_{\Delta C}} \sqrt{n} \quad (16)$$

Portanto, a partir do número de pontos de checagem coletados em campo, encontra-se um valor limite $t(n - 1, \alpha/2)$, que pode ser obtido através dos valores tabelados, de acordo com a Equação 17. Se o valor do teste *t* de *Student*, for inferior ao valor limite tabelado para as variáveis X, Y e Z analisadas, pode-se afirmar que o produto avaliado apresenta o valor da média das discrepâncias posicionais estatisticamente igual à zero, ou seja, pode-se inferir que o produto não apresenta tendências em suas coordenadas ou erros sistemáticos (MENEZES *et al.*, 2019).

$$|t_{\text{calc}}| < t_{n-1; \alpha/2} \quad (17)$$

Autores como Silva (2015), Silva *et al.* (2016b), Elias *et al.* (2017) e Bruch *et al.* (2019), sugerem o uso do teste Qui-quadrado e o enquadramento conforme estabelecido na Especificação Técnica para o Controle de Qualidade de Dados Geoespaciais (ET-CQDG) (DSG, 2016) e o Erro Padrão Esperado (σ_C), para determinado eixo das coordenadas (C). Com o σ_C conhecido, aplica-se um teste de hipótese, comparando o desvio padrão das discrepâncias das alturas com o EP esperado para a classe PEC-PCD a qual se deseja testar, $H_0: S_{\Delta C}^2 = \sigma_C^2$, contra $H_1: S_{\Delta C}^2 > \sigma_C^2$ (SILVA *et al.*, 2016b). O valor do teste Qui-quadrado calculado χ_C^2 conforme Equação 18 deve apresentar valor inferior ao teste Qui-quadrado tabelado $\chi_{n-1, \alpha}^2$ demonstrado na Equação 19, possibilitando determinar a escala de representação a qual o ortomosaico e o MDS se enquadram, ou seja, dentro das classes (A, B, C, D).

O tamanho da amostra é representado pelo n , o s é o desvio padrão das discrepâncias e o σ é o EP esperado para uma determinada classe PEC-PCD.

$$x_C^2 = (n-1) \frac{s_{\Delta C}^2}{\sigma_C^2} \quad (18)$$

$$x_C^2 \leq x_{(n-1, \alpha)}^2 \quad (19)$$

A última etapa da avaliação da acurácia posicional é o enquadramento conforme as normas vigentes, ou seja, a classificação de acordo com o padrão do Decreto nº 89.817 (BRASIL, 1984) e da ET-CQDG, com a geração de produtos digitais acurados na escala de 1:1.000. Essa classificação determina que 90% dos pontos coletados nos produtos cartográficos gerados, em relação aos seus pontos homólogos de maior precisão, não deverão apresentar discrepâncias superiores ou iguais ao PEC. Além disso, o resultado do Erro Quadrático Médio - EQM (*Root Mean Square Error* – RMSE) das amostras deverá ser igual ou inferior ao valor do EP, conforme apresentado na Tabela 3.

Tabela 3 - Valores de tolerância para avaliação da acurácia posicional planialtimétrica segundo o Decreto-lei nº 89.817.

Classe (PEC)	Classe (PEC-PCD)	Planimetria		Altimetria	
		PEC	EP	PEC	EP
-	A	0,28 mm	0,17 mm	0,27 eq.	1/6 eq.
A	B	0,50 mm	0,30 mm	1/2 eq.	1/3 eq.
B	C	0,80 mm	0,50 mm	3/5 eq.	2/5 eq.
C	D	1,00 mm	0,60 mm	3/4 eq.	1/2 eq.

Fonte: Autor, 2022.

3.4 Tratamento dos Dados

Os dados obtidos do levantamento topográfico, utilizando a estação total e o laser scanner, geraram duas nuvens de pontos distintas que foram tratadas no *software CloudCompare* versão 2.12 *alpha*. Devido ao método de obtenção de pontos do laser scanner, foi necessário realizar uma filtragem para excluir pontos que eram

da vegetação aérea e das margens, os quais não agregam em nada os resultados de resistência do fluxo e podem acabar influenciando negativamente. Para tais filtrações, foi utilizada a ferramenta *CSF Filter* do próprio software. Segundo Zhang *et al.* (2016) o método de filtração CSF é baseado em uma técnica chamada de simulação de pano, a qual consiste no pressuposto que um pedaço de pano é colocado em cima de um terreno e, em seguida, esse mesmo pano cai devido a gravidade. Supondo que o pano seja macio o suficiente para grudar na superfície, a forma final desse pano é o Modelo de Superfície Digital (MSD). Porém, se o terreno for virado de cabeça para baixo e o tecido tiver uma rigidez, a forma final do pano será o Modelo Digital do Terreno (MDT). Com base nessa técnica, os autores desenvolveram um algoritmo de filtração de simulação de pano (CSF) para extrair os pontos de superfície. O conceito geral do algoritmo pode ser observado na Figura 4. Em um primeiro momento, a nuvem de pontos original é virada de cabeça para baixo e, em seguida, um pano cai nessa superfície invertida. Então, as interações entre os nós do tecido e dos pontos são analisadas e a forma final do tecido pode ser determinada e usada como base para classificar quais pontos da nuvem são da superfície e quais não são.

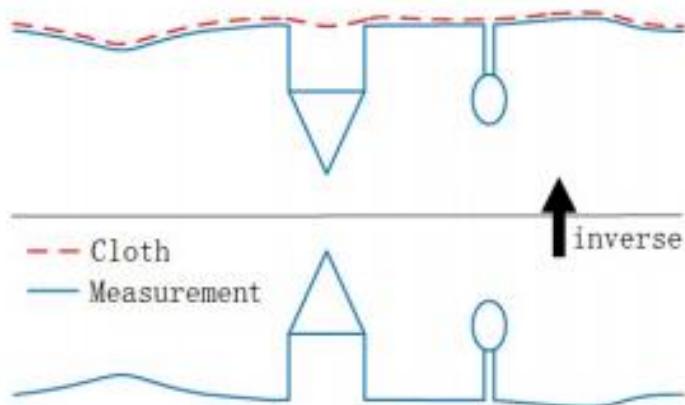


Figura 4 - Visão geral do algoritmo de simulação de pano.

Fonte: Zhang *et al.*, 2016.

Após a filtração, foi necessário realizar pós processamento manual dos pontos resultantes, para retirar pontos da vegetação que restaram após a filtração, assim como para inserir novamente algumas rochas na nuvem de pontos final que acabaram sendo retiradas no filtro do *software*, além de retirar também alguns pontos aéreos que restaram do uso do *CSF Filter*. Essas seleções de pontos foram realizadas manualmente através da ferramenta *Segment* do próprio *software*.

Finalizados esses tratamentos de dados, foi utilizada a ferramenta *Merge* do software *CloudCompare* para unir a nuvem de pontos do laser scanner com a nuvem de pontos obtida do levantamento topográfico realizado com estação total e prisma. Posteriormente à união das duas nuvens de pontos, ainda foi necessário utilizar a ferramenta *Segment* para cortar alguns pontos do levantamento topográfico com estação total que estavam fora dos limites do trecho de estudo, com a finalidade de se obter melhores resultados.

Para o cálculo do desvio padrão da elevação do leito foi necessário remover a influência da declividade natural do curso d'água, a fim de se obter um resultado fidedigno. Para tanto, os dados foram processados no software *MATLAB*, onde foi realizada a correção da declividade de acordo com a Equação 20 a seguir:

$$Hr = H - (Dist * S) \quad (20)$$

onde Hr é a altitude corrigida (m), H é a altitude (m), $Dist$ é a distância de jusante até o ponto (m) e S é a declividade (m/m). Por fim, foi calculado o desvio padrão das altitudes corrigidas.

Os dados de resistência do fluxo obtidos em campo foram comparados com aqueles compilados por Rickenmann e Recking (2011), visto que as equações geradas pelos autores são amplamente utilizadas na literatura, pois são oriundos de 2890 locais, possuindo uma grande variedade de tipos de canais. Os dados também foram comparados por aqueles obtidos por David *et al.* (2010) pois os autores estudaram um canal com condições de alta rugosidade, similar a condição encontrada no trecho de estudo. Ainda, foi traçada a equação de Ferguson (2007), a VPE, também devido ao seu amplo uso na literatura.

4 Resultados e Discussão

4.1 Dados Topográficos

Do levantamento topográfico realizado com a estação total e prisma, realizado nos meses de fevereiro e março de 2019, gerou-se 3.085 pontos no trecho de estudo, o que resulta em uma densidade de pontos de 8,49 pontos/m². Os pontos deste levantamento tiveram grande importância no trabalho, visto que o LST não coleta informações em áreas submersas, portanto complementaram áreas sem dados topográficos.

Enquanto isso, do levantamento com o uso do *Laser Scanner Matterport MC250 Pro2*, foram realizados 75 escaneamentos ao longo do trecho de estudo, o que gerou 9.273.767 pontos ao todo, resultando em uma nuvem de pontos com densidade de 25.547,57 pontos/m². A amplitude altimétrica encontrada no MDS foi de 2,53 metros, variando de 85,45 até 87,98 metros. A Figura 5 abaixo representa o MDS do local.

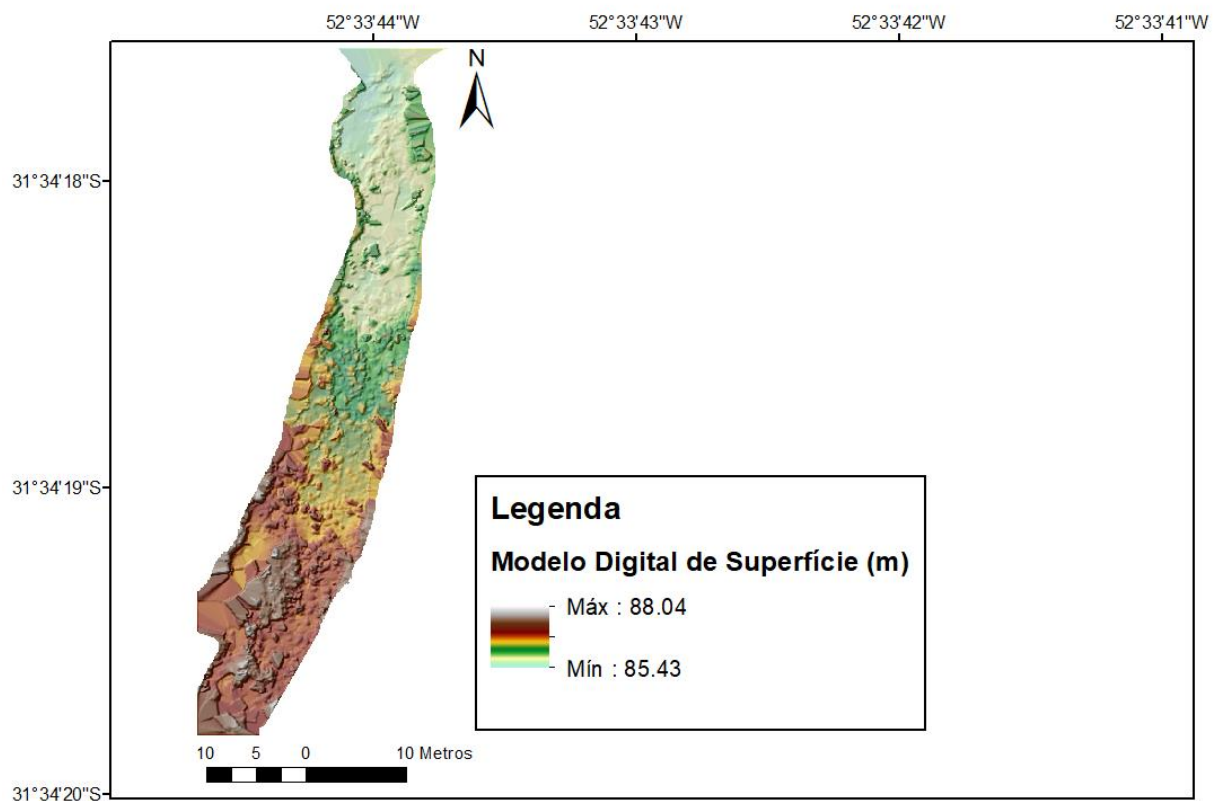


Figura 5 - Modelo Digital de Superfície do trecho de estudo.
Fonte: Autor, 2022.

A Figura 6 a seguir representa o local de estudo com todos os locais de escaneamento.

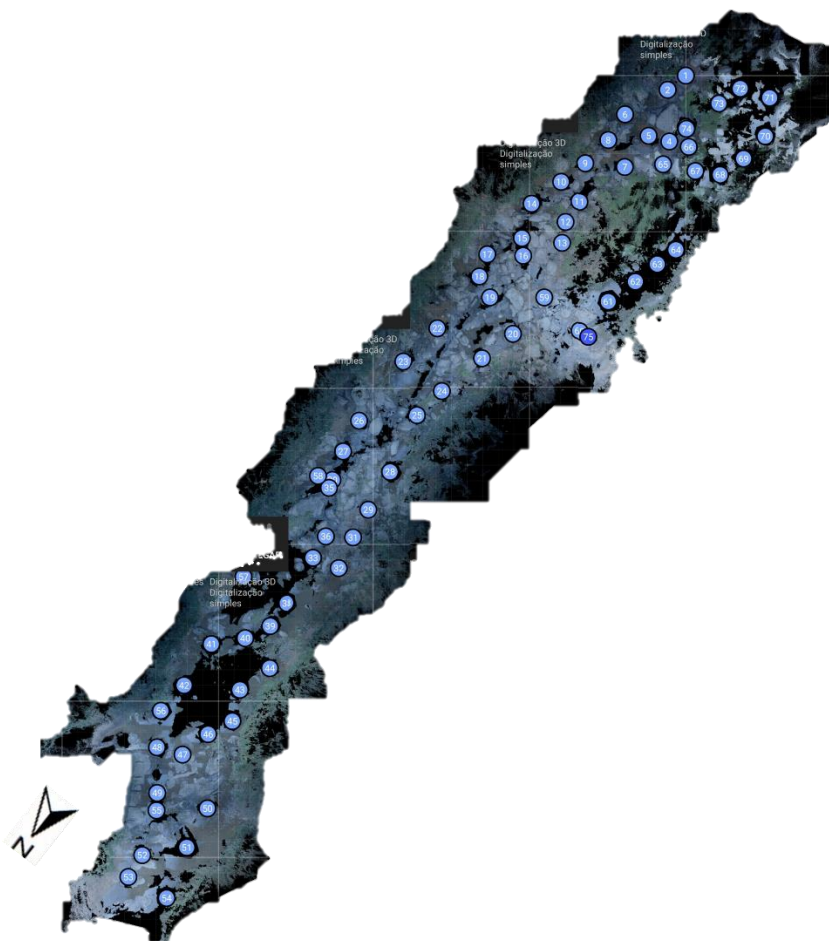


Figura 6 - Posição dos escaneamentos do LST.

Fonte: Autor, 2022.

Os pontos obtidos com o uso do *Laser Scanner* passaram por um processo de filtragem no *software CloudCompare*, inicialmente com a ferramenta *CSF Filter* e posteriormente com uma edição manual. Posteriormente, essa nuvem de pontos filtrada foi unida com a do levantamento topográfico inicial, e então cortados mais alguns pontos para que ambas as nuvens de pontos compreendam apenas o trecho de estudo. Por fim, resultou-se uma única nuvem de pontos, com um total de 4.906.936 pontos e uma densidade de pontos de 13.517,73 pontos/m², representada abaixo pela Figura 7.

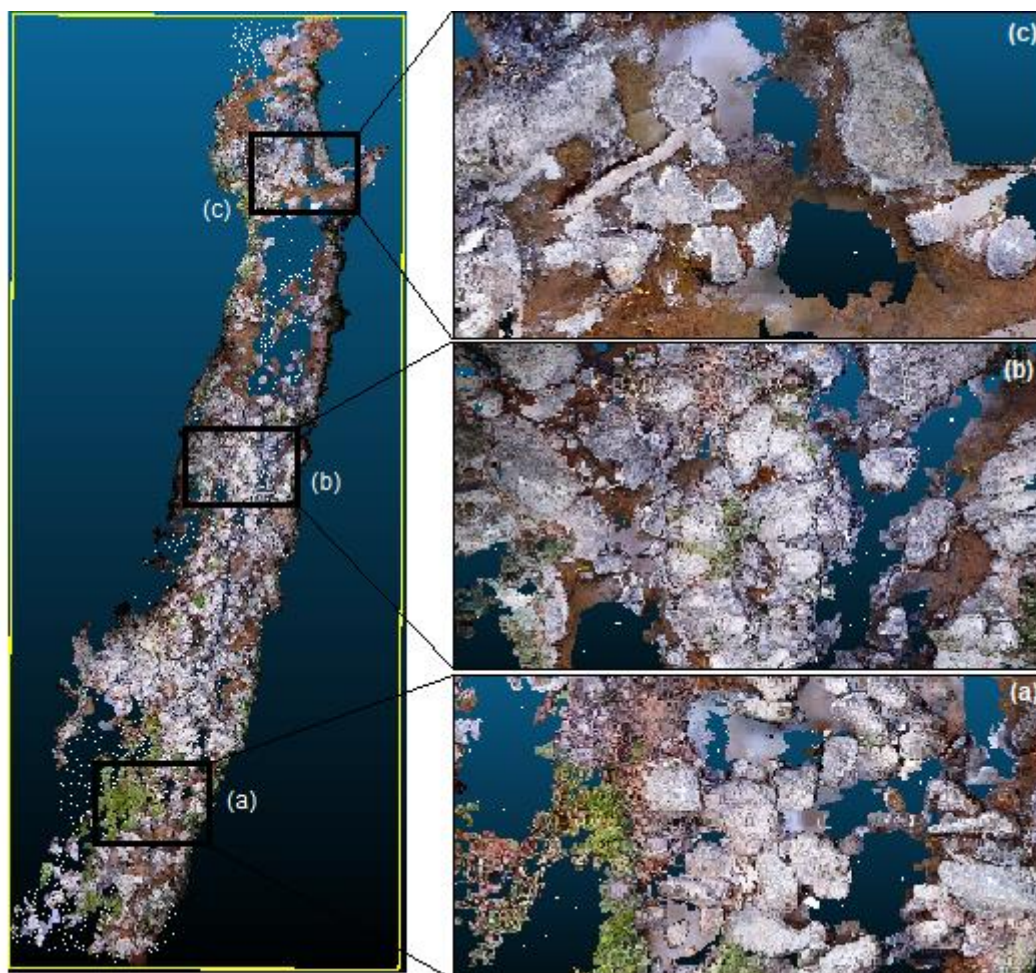


Figura 7 - Nuvem de pontos gerada pelo levantamento com o Laser Scanner com focos em três áreas.
Fonte: Autor, 2022.

Com a correção da declividade do leito realizado no *MATLAB*, os pontos e suas respectivas altitudes corrigidas foram exportadas para o *CloudCompare*, onde comparou-se a nuvem de pontos com a declividade natural do curso d'água (Figuras 8a e 8b) com a nuvem de pontos composta pelas altitudes corrigidas (Figura 8c). Foi então calculado o desvio padrão da elevação do leito, o qual resultou em 0,2695 m.

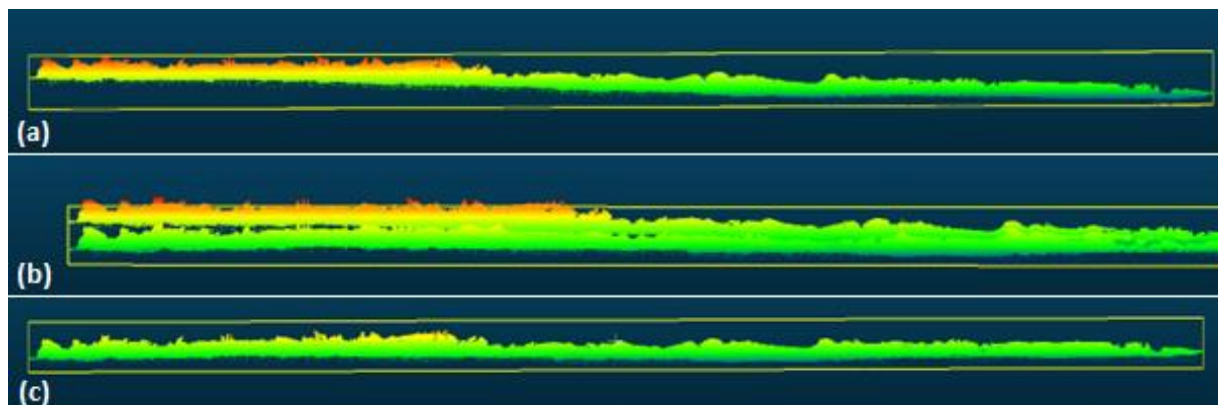


Figura 8 – (a) Declividade natural do trecho de estudo, (b) declividade natural e sem elevação do leito e (c) declividade ajustada sem a elevação do leito.

Fonte: Autor, 2022.

4.1.1 Levantamento Topográfico com Laser Scanner Terrestre

A utilização da tecnologia de LST no mapeamento de ambientes naturais é recente. Os trabalhos publicados em revistas especializadas concentram-se na avaliação da precisão e acurácia de modelos tridimensionais de obras de civis, discutindo os resultados com base no parâmetro de EQM e nos limiares de precisão fornecidos pelos fabricantes. Em pesquisas realizadas por Ferraz *et al.* (2016), Chang *et al.* (2017), Igman *et al.* (2020), Francisco *et al.* (2020) e Truong *et al.* (2021), resultaram em precisões que variaram de 5 a 30 cm, influenciadas diretamente pela distância entre o equipamento e o alvo e a rugosidade das superfícies.

Neste trabalho, primeiramente se realizou a análise das coordenadas tridimensionais lidas na nuvem densa e no MDS, definidas aqui como teste (T), e as coordenadas entendidas como referência (R), obtidas com receptores GNSS e Estação Total, sobre os alvos pré-sinalizados, conforme apresentado na Tabela 4.

Tabela 4 - Coordenadas de referência e teste, com as discrepâncias tridimensionais e planialtimétricas calculadas.

Ponto	Coordenadas de Referência (R)			Coordenadas Teste (T)			Discrepâncias			
	E	N	Z	E	N	Z	ΔE	ΔN	ΔZ	ΔP
1	351751,438	6505950,803	86,469	351751,406	6505950,795	86,481	0,032	0,008	-0,012	0,033
2	351743,760	6505929,347	87,578	351743,803	6505929,333	87,591	-0,043	0,014	-0,013	0,045
3	351740,686	6505932,852	87,644	351740,703	6505932,849	87,626	-0,017	0,003	0,018	0,017
4	351744,474	6505936,701	87,132	351744,464	6505936,677	87,116	0,010	0,024	0,016	0,026
5	351744,202	6505933,958	87,339	351744,181	6505933,944	87,333	0,021	0,014	0,006	0,025
6	351746,050	6505932,926	87,212	351746,063	6505932,917	87,222	-0,013	0,009	-0,010	0,016
7	351748,703	6505939,209	87,178	351748,681	6505939,217	87,220	0,022	-0,008	-0,042	0,023
8	351746,228	6505941,299	87,345	351746,202	6505941,277	87,341	0,026	0,022	0,004	0,034
9	351743,625	6505946,896	87,136	351743,596	6505946,900	87,113	0,029	-0,004	0,023	0,029
10	351745,568	6505948,775	87,103	351745,525	6505948,768	87,109	0,043	0,007	-0,006	0,044
11	351748,620	6505952,869	86,936	351748,589	6505952,872	86,952	0,031	-0,003	-0,016	0,031
12	351750,236	6505953,532	86,650	351750,203	6505953,523	86,669	0,033	0,009	-0,019	0,034
13	351748,881	6505954,896	86,611	351748,842	6505954,863	86,622	0,039	0,033	-0,011	0,051
14	351748,783	6505962,599	86,678	351748,775	6505962,584	86,666	0,008	0,015	0,012	0,017
15	351754,539	6505960,695	86,496	351754,515	6505960,676	86,532	0,024	0,019	-0,036	0,031
16	351751,269	6505962,637	86,520	351751,241	6505962,615	86,535	0,028	0,022	-0,015	0,036
17	351752,712	6505965,084	86,108	351752,684	6505965,089	86,142	0,028	-0,005	-0,034	0,028
18	351753,435	6505985,546	85,813	351753,436	6505985,549	85,816	-0,001	-0,003	-0,003	0,003
19	351754,338	6505989,446	85,670	351754,353	6505989,428	85,672	-0,015	0,018	-0,002	0,023
20	351756,301	6505986,840	85,962	351756,320	6505986,825	85,970	-0,019	0,015	-0,008	0,024

Fonte: Autor, 2022.

As discrepâncias máximas foram de 0,043 m na planimetria e 0,042 m na altimetria. Já as discrepâncias médias foram de 0,013, 0,010 e -0,007 m nos eixos E, N e Z, respectivamente, com uma discrepância posicional planimétrica (ΔP) média de 0,029 m (Tabela 5). No enquadramento de um produto cartográfico acurado, 90% dos pontos devem apresentar discrepâncias inferiores a PEC-PCD, 0,28 m na planimetria e 0,27 m na altimetria, sendo que nesta pesquisa, todos os pontos de checagem apresentaram discrepâncias substancialmente menores que os limites do PEC-PCD (Tabela 4). O desvio padrão acompanhou os resultados da média, com resultados de 0,023, 0,011 e 0,010 m nos eixos E, N e Z, com um desvio padrão planimétrico de 0,029 metros. Estes resultados são sensivelmente melhores que os encontrados por Chang *et al.* (2017), Igman *et al.* (2020), Francisco *et al.* (2020) e Truong e Veelaert (2021) e muito próximos aos encontrados por Ferraz *et al.* (2016), ambos avaliando a acurácia e precisão de LST.

Tabela 5 - Enquadramento dos resultados na PEC-PCD.

Planimetria	Escala	Classe	PEC (m)	Discrepância Média			Condição ΔP +90% ≤ PEC	Classificação
	1:1.000	A	0,28	E	N	ΔP		
				0,013	0,010	0,029	100%	
Altimetria	Escala	Classe	PEC (m)	Discrepância Média			Condição ΔZ +90% ≤ PEC	Classificação
	1:1.000	A	0,27	Z				
				-0,007			100%	

Fonte: Autor, 2022.

Buscando identificar *outliers*, foram elaborados os *boxplots* para as discrepâncias nos três eixos de coordenadas analisadas, representados na Figura 9, onde verifica-se a inexistência de *outliers*, conferindo confiabilidade às amostras. Para tanto, aplicou-se o teste estatístico de normalidade de Shapiro-Wilk ao nível de confiança de 95%, onde os resultados demonstram que a amostra é do tipo Normal ou Gaussiana.

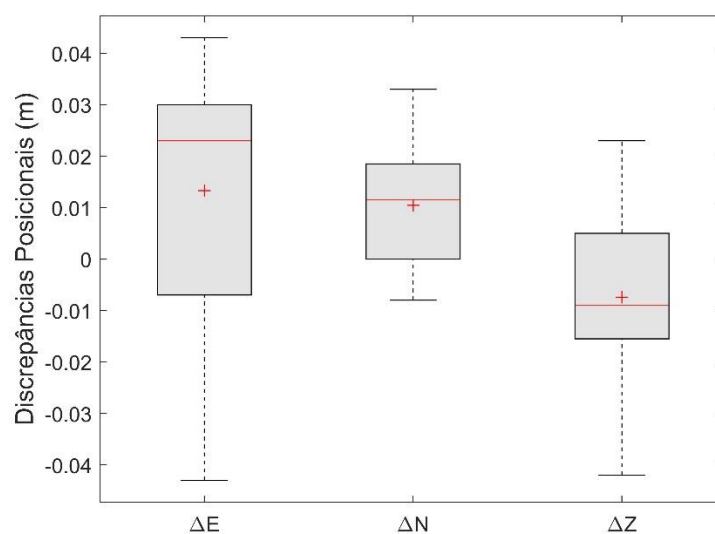


Figura 9 - Discrepâncias posicionais nos eixos E, N e Z.

Fonte: Autor, 2022.

Comprovada a ausência de *outliers*, a próxima etapa foi a aplicação do teste *t* de *Student*, para avaliar as tendências de distribuição, ou seja, estimando se os resultados amostrais estão dentro do intervalo de aceitação ou rejeição. O limiar aceitável, para um intervalo de confiança igual a 90% ($\alpha = 0,10$), ou seja, $1 - \alpha$, tendo como referência os 20 pontos de checagem obtidos em campo e 19 graus de liberdade, obtém-se o valor limite de $t_{90}(19)$ tabelado igual a 1,729.

Com a aplicação da Equação 9, verificou-se que o t_{cal} para todos os eixos era tendencioso, sendo o t_{cal} resultante 2,531, 4,228 e -1,912, respectivamente nos eixos E, N e Z (Tabela 6). Esses resultados demonstram uma tendenciosidade direcional em ambos os produtos, Nuvem Densa e MDS, ou seja, um efeito sistemático nas posições dos produtos resultantes e avaliados nos pontos testados (Figura 10a), sendo que a direção de deslocamento planimétrico médio é de $24,13^\circ$ (Figura 10b). Já no resultado altimétrico, a tendenciosidade dos dados é positiva na maioria dos pontos (14 pontos), ou seja, os pontos de teste apresentaram valores de altitude superiores aos pontos de referência. Resultados semelhantes foram encontrados por Schulz (2007), Garcia-San-Miguel e Lerma (2013) e Igman *et al.* (2020), atribuindo essa tendência direcional ao sentido de escaneamento e a atrasos no registro pelo obturador da câmera e consideradas comuns na fotogrametria.

Tabela 6 - Resultado do teste t de Student e enquadramento.

Planimetria e Altimetria	Amostras	$t_{90\%}$ tabelado (t_{tab})	t Calculado (t_{cal})			Condição	Classificação
			E	N	Z	$t_{cal} \leq t_{tab}$	
			2,531	4,228	-1,912		Tendencioso

Fonte: Autor, 2022.

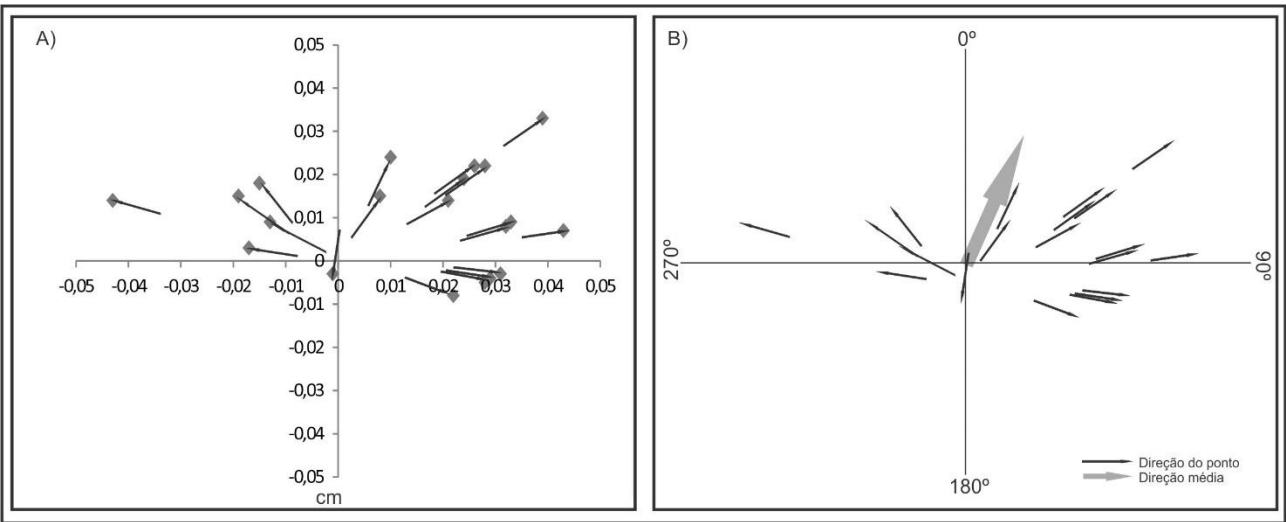


Figura 10 – (a) Distribuição planimétrica tendenciosa dos pontos testados e (b) vetor de direção entre a posição de referência a testada.

Fonte: Autor, 2022.

Na avaliação da precisão dos resultados, foi aplicado o teste Qui-Quadrado, conforme a proposta de Merchant (1982), Galo e Camargo (1994), Leal (1998), Silva e Nazareno (2009), Nazareno *et al.* (2009) e Côrtes (2010). Em todos os eixos, os resultados foram inferiores ao limite tabelado, sendo X^2 4,656, 3,314 e 0,795, em E, N e Z, respectivamente (Tabela 7). Os resultados demonstram uma alta precisão do levantamento, tanto na planimetria quanto na altimetria, comparado com o limite tabelado.

Tabela 7 - Resultado do teste Qui-quadrado e enquadramento de precisão.

Planimetria e Altimetria	Amostras	X^2	X^2 Calculado			Condição	Classificação
		Tabelado	E	N	Z	$X^2 \leq X^2$	
	20	27,204	4,656	3,314	0,795	Tabelado	Preciso

Fonte: Autor, 2022.

A última etapa da análise é o cálculo do EQM, sendo este comparado com o EP esperado para uma determinada escala e classe PEC-PCD, no caso da planimetria e Escala (equidistância das curvas de nível) e classe PEC-PCD, no caso da altimetria. Os valores de EQM foram de 0,026, 0,015 e 0,0187 m, em E, N e Z, respectivamente (Tabela 8), sendo que o EP na planimetria foi de 0,030 m. O EP planimétrico e altimétrico esperado é de no máximo 0,17 m para documentos cartográficos digitais na escala 1:1.000 na classe A do PEC-PCD. Sendo assim, tanto a nuvem densa, quanto o MDS podem ser enquadrados como PEC-PCD Classe A.

Tabela 8 - Enquadramento dos resultados do EQM.

Planimetria	Escala	Classe	EP (m)	EQM Calculado		Condição	Classificação
				E	N	EQM ≤ EP	
	1:1.000	A	0,17	0,026	0,015		Aprovado
Altimetria	Escala	Classe	EP (m)	EQM Calculado		Condição	Classificação
				Z		EQM ≤ EP	
	1:1.000	A	0,17	0,018			Aprovado

Fonte: Autor, 2022.

4.3 Resistência do Fluxo

Sendo que o trecho de estudo é um curso d'água com leito misto entre aluvial e rochoso, comparamos os dados obtidos dos levantamentos realizados no Arroio do

Ouro com os dados obtidos por Rickenmann e Recking (2011), onde compilaram dados de 2890 cursos d'água aluviais, com os dados obtidos por David *et al.* (2010) onde estudou um canal íngreme montanhoso, com a equação gerada por Ferguson (2007) e com os resultados de Bartels *et al.* (2021), onde utilizou o parâmetro D84 como medida de rugosidade para o mesmo trecho de estudo. As equações de predição desenvolvidas por Rickenmann e Recking (2011) e a equação de variação potencial (VPE na sigla em inglês) também estão representadas na Figura 12 abaixo.

Podemos perceber que, de acordo com a Figura 12, os dados obtidos através de levantamento topográfico com o uso de um LST no Arroio do Ouro apresentam uma sobreposição com os dados obtidos por David *et al.* (2010) no que se refere às relações de Darcy-Weisbach. Segundo Nitsche *et al.* (2012), a macro-rugosidade é o fator que mais influencia a resistência do fluxo, portanto, visto que o trecho de estudo é composto por uma grande quantidade de rochas maiores, como pode ser visto na Figura 11, é de grande importância que um levantamento com uma maior gama de informações, como o que foi realizado com laser scanner, seja feito, visto sua capacidade de representar melhor o trecho de estudo, inclusive as rochas maiores que ficam nas margens do local, e por fim acabe auxiliando em obter melhores resultados.



Figura 11 - Local de estudo destacando a presença de grandes rochas compondo a macrorugosidade.
Fonte: Autor, 2022.

Assim como observado no gráfico baseado nas relações de Darcy-Weisbach, as equações obtidas dos estudos de Rickenmann e Recking (2011) ficam superestimados quando comparados com aquelas obtidas no levantamento do Arroio do Ouro no que se refere tanto as relações usando a velocidade do fluxo adimensional (v^{**}) e a vazão unitária (q^{**}) quanto nas relações que usam a profundidade relativa e f_{tot} (Figura 11) para o trecho de estudo. Isso pode estar associado ao fato de que Rickenmann e Recking (2011) não consideraram a rugosidade adicional na constante empírica k , a qual é utilizada para tornar os fatores velocidade e vazão adimensionais, nos seus estudos. A constante empírica k implica em uma maior resistência do fluxo, pois adiciona elementos de rugosidade (BARTELS *et al.*, 2021).

Seguindo a linha do que foi visualizado na Figura 12, percebe-se também que na Figura 13 as equações de Rickenmann e Recking (2011) e Ferguson (2007) superestimam as velocidades. Entretanto, podemos observar nas Figuras 12 e 13 que a equação empírica de resistência do fluxo e velocidade ajustada para o trecho de

estudo apresentaram os melhores resultados quando comparadas com as outras equações no local deste trabalho. Baseado nas performances das equações, podemos observar que, de acordo com o boxplot na Figura 13, a que tem o melhor desempenho é aquela que utiliza geometria hidráulica adimensional.

Chen *et al.* (2020) e Fergunson *et al.* (2019) obtiveram resultados melhores utilizando o desvio padrão da elevação do leito como parâmetro de rugosidade em um curso d'água com leito de cascalho e um pequeno trecho com leito rochoso, respectivamente. Entretanto, o uso do desvio padrão do leito como medida de rugosidade não trouxe resultados melhores para o trecho de estudo daqueles obtidos por Bartels *et al.* (2021), o qual utilizou o parâmetro D84 para o mesmo trecho.

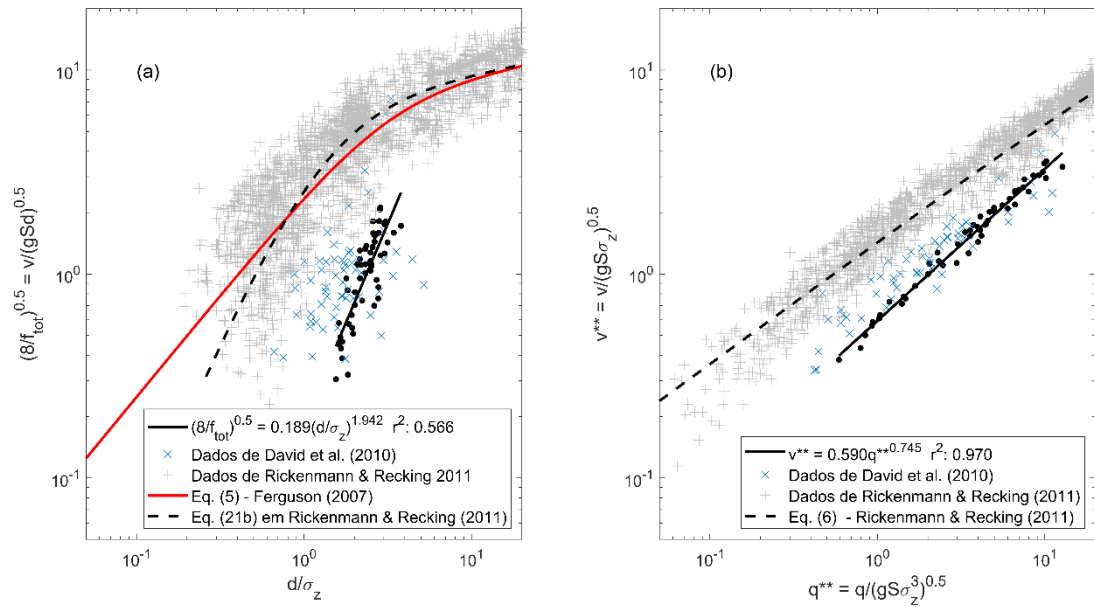


Figura 12 – Relação entre resistência do fluxo e profundidade relativa (a); relação entre a velocidade adimensional e a vazão adimensional (b).

Fonte: Autor, 2022.

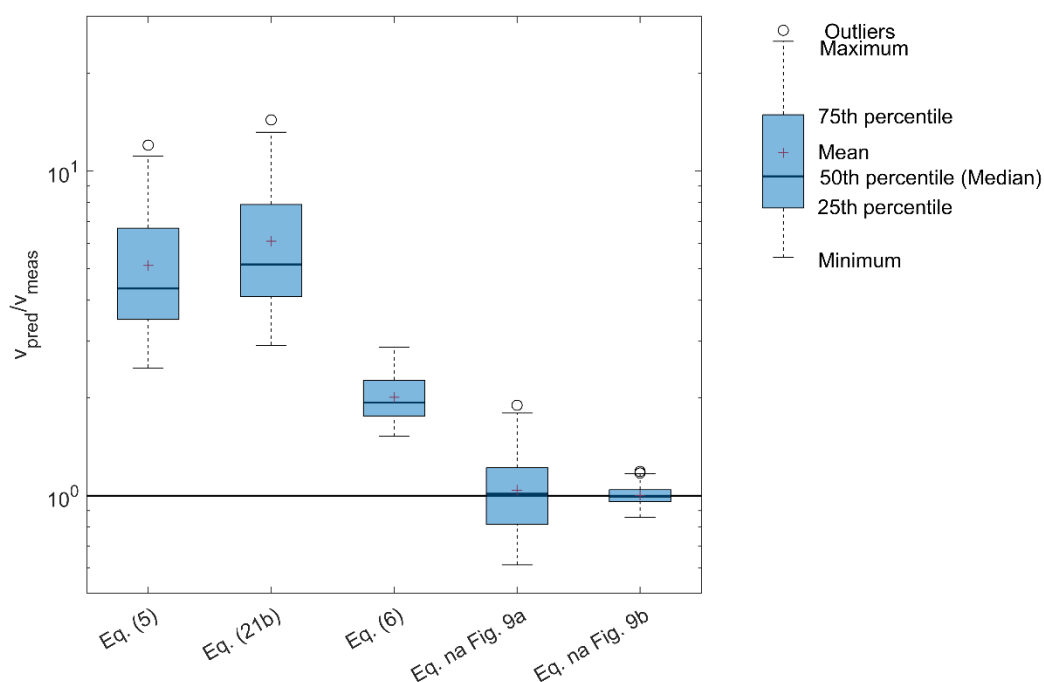


Figura 13 – Comparação entre as previsões de velocidades (v_{pred}) baseadas na profundidade relativa e na vazão adimensional e as velocidades medidas (v_{meas}).

Fonte: Autor, 2022.

5 Considerações Finais

O uso de um Laser Scanner Terrestre para criar um Modelo Digital do Terreno de um trecho do Arroio do Ouro, resultou em um levantamento topográfico coeso e condizente com a realidade. O levantamento topográfico que gerou o desvio padrão da elevação do leito do trecho de estudo, permitiu empregar esse parâmetro como medida de rugosidade em equações de resistência do fluxo.

A utilização do desvio padrão da elevação do leito como medida de rugosidade trouxe resultados satisfatórios para o trecho proposto nesse estudo. Entretanto, não houve melhora nos resultados quando comparados ao uso do parâmetro D84 como medida de rugosidade, no mesmo trecho do Arroio do Ouro estudado.

Pode-se observar que as equações empíricas de resistência do fluxo subestimam a influência da macrorugosidade no fluxo do curso d'água e, portanto, considerar todos os aspectos de um curso d'água, como a presença de grandes rochas nas margens e no leito, além da presença de madeiras dispostas no mesmo, possivelmente resultará em melhores resultados.

Por fim, é importante ressaltar que limitações como a influência da rugosidade horizontal do curso d'água, dificuldades de medição, rugosidade das margens e o transporte de sedimentos necessitam de maiores estudos para que se possa utilizar o desvio padrão da elevação do leito na predição de velocidades.

Como recomendações futuras, ressalta-se a importância de avaliar outros trechos do curso d'água em questão, com características diferentes do utilizado nesse estudo, como a declividade e a maior presença de rochas no leito ocasionando uma influência maior na macrorugosidade. Também seria interessante comparar os dados deste estudo com aqueles obtidos por Comiti *et al.* (2007) ou ainda com a equação gerada por Rickenmann (1999).

Referências

- ABERLE, J.; SMART, G. M. The influence of roughness structure on flow resistance on steep slopes. **Journal of hydraulic research**, v. 41, n. 3, p. 259-269, 2003.
- AFONSO, J. M. N. L. D., **Filtragem de nuvens de pontos para geração de Modelos Digitais do Terreno**. Dissertação (Mestre em Engenharia Informática), p. 1-87. 2013/2014.
- ANDREWS, Edmund D. Bed-material entrainment and hydraulic geometry of gravel-bed rivers in Colorado. **Geological Society of America Bulletin**, v. 95, n. 3, p. 371-378, 1984.
- BAPTISTA, Márcio; PÁDUA, Valter Lúcio. **Restauração de Sistemas Fluviais**. São Paulo: Manole, 2016.
- BARNES, Harry Hawthorne. **Roughness characteristics of natural channels**. US Government Printing Office, 1967.
- BARTELS, Guilherme Kruger et al. Performance of bedload transport equations in a mixed bedrock–alluvial channel environment. **Catena**, v. 199, p. 105108, 2021.
- BATHURST, J. C. At-a-site variation and minimum flow resistance for mountain rivers. **Journal of Hydrology**, v. 269, n. 1-2, p. 11-26, 2002.
- BATHURST, James C. Flow resistance of large-scale roughness. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 104, n. 12, p. 1587-1603, 1978.
- BATHURST, James C.; SIMONS, Daryl B.; LI, Ruh-Ming. Resistance equation for large-scale roughness. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 107, n. 12, p. 1593-1613, 1981.

BIGARELLA, JOÃO J. Sedimentary structures in dunes. **US Geological Survey Professional Paper**, n. 1052, p. 83, 1979.

BISSE, P. A.; MONTGOMERY, D. R.; BUFFINGTON, J. M. Valley segments, stream reaches, and channel units In: Hauer, FR; Lamberti, GA, eds. **Methods in Stream Ecology**. 2006.

BOLKAS, D. Assessment of GCP Number and Separation Distance for Small UAS Surveys with and without GNSS-PPK Positioning. **Journal of Surveying Engineering**. v. 145, n. 3. p. 1-17. 2019.

BRASIL. **Decreto Nº 89.817 de 20 de Junho de 1984**. Normas Técnicas da Cartografia Nacional. Brasil, 1984.

BROWN, Rocko A.; PASTERNAK, Gregory B.; WALLENDER, Wesley W. Synthetic river valleys: Creating prescribed topography for form–process inquiry and river rehabilitation design. **Geomorphology**, v. 214, p. 40-55, 2014.

BRUCH, A. F.; CIROLINI, A.; THUM, A. B.; CARNEIRO, M. Avaliação da Acurácia das Cubagens de Volumes de Mineração através de Levantamentos Convencionais e Fotogramétricos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 12, n. 1. p. 283-298, 2019.

BRUSSOCK, Peter P.; BROWN, Arthur V.; DIXON, John C. CHANNEL FORM AND STREAM ECOSYSTEM MODELS 1. JAWRA **Journal of the American Water Resources Association**, v. 21, n. 5, p. 859-866, 1985.

CASPARY, W.F. **Concepts of network and deformation analysis**. Monograph II. School of Surveying. University of New South Wales. Kensington, N. S. W. Australia. 1987.

CENDERELLI, Daniel A.; CLUER, Brian L. Depositional processes and sediment supply in resistant-boundary channels: examples from two case studies. **Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels**, v. 107, p. 105-131, 1998.

CHANG, A.; DAI, A.; FUNKHOUSER, T.; HALBER, M.; NIESSNER, M.; SAVVA, M.; SONG, S.; ZENG, A.; ZHANG, Y. Matterport3D: Learning from RGB-D Data in Indoor Environments. **Anais International Conference on 3D Vision**. 2017.

CHATANANTAVET, Phairot; PARKER, Gary. Experimental study of bedrock channel alluviation under varied sediment supply and hydraulic conditions. **Water Resources Research**, v. 44, n. 12, 2008.

CHOW, V.T. **Open Channel Hydraulics**. New York: Mc GRAW-HILL, 1988

CHOW, Ven Te. **Open-channel hydraulics**. Caldwell. 1959.

CHRISTOFOLETTI, Antonio. **Geomorfologia Fluvial - O Canal Fluvial**. vol. 1. São Paulo: Ed. Edgard Blücher, 1981.

CHRISTOFOLETTI, Antonio. **Geomorfologia**. Editora Blucher, 1974.

CHURCH, Michael. Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, v. 34, p. 325-354, 2006.

CHURCH, Michael. Geomorphic thresholds in riverine landscapes. **Freshwater biology**, v. 47, n. 4, p. 541-557, 2002.

CHURCH, Michael; ZIMMERMANN, André. Form and stability of step-pool channels: Research progress. **Water Resources Research**, v. 43, n. 3, 2007.

COLEMAN, Stephen E.; NIKORA, Vladimir I.; ABERLE, Jochen. Interpretation of alluvial beds through bed-elevation distribution moments. **Water Resources Research**, v. 47, n. 11, 2011.

COMITI, Francesco et al. Field-derived relationships for flow velocity and resistance in high-gradient streams. **Journal of hydrology**, v. 340, n. 1-2, p. 48-62, 2007.

CÔRTEZ, J. B. R. **Análise da estabilidade geométrica de câmaras digitais de baixo custo com diferentes métodos de calibração**. 177f. Tese (Doutorado em Ciências), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2010.

DAL POZ, A. P., Filtragem de dados de varredura a laser: Princípios e exemplos. **Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR**. Foz do Iguaçu, PR, Brasil, INPE, pp. 6057-6064. 2013.

DAVID, Gabrielle CL et al. Controls on at-a-station hydraulic geometry in steep headwater streams, Colorado, USA. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 15, p. 1820-1837, 2010.

DAVIS, J. R. et al. The influence of bed roughness on partial alluviation in an experimental bedrock channel. In: **AGU Fall Meeting Abstracts**. 2005.

DEMETER, G. I.; SKLAR, L. S.; DAVIS, J. R. The influence of variable sediment supply and bed roughness on the spatial distribution of incision in a laboratory bedrock channel. In: **AGU Fall Meeting Abstracts**. 2005.

DESHPANDE, Vishal; KUMAR, Bimlesh. Review and assessment of the theories of stable alluvial channel design. **Water Resources**, v. 39, n. 4, p. 481-487, 2012.

DIRETORIA DO SERVIÇO GEOGRÁFICO - DSG. **Especificação Técnica Para Controle de Qualidade de Dados Geoespaciais (ET-CQDG)**. Brasília, 2016.

DSG. ET-ADGV - **Especificação Técnica para a Aquisição de Dados Geoespaciais Vetoriais**. Infra-Estrutura Nacional De Dados Espaciais, Diretoria De Serviço Geográfico Do Exército – DSG, pp. 1-253. 2010.

DUBOYS, M. P. Etudes du regime et l'action exercée par les eaux sur un lit a fond de graviers indefiniment affouilable. **Annals des Ponts et Chaussées**, v. 5, p. 141-195, 1879.

DURY, George Harry. **Rivers and river terraces**. Springer, 1970.

EGG, G. C., **Geração de Modelos Digitais de Superfície Compostos Utilizando Imagens do Sensor PRISM/ALOS**. Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-Minas Gerais, pp. 1-159. 2012.

ELIAS, E. N. N.; MIRANDA, P. C. A.; CUNHA, A. A.; FERNANDES, V. O. Aplicação do Padrão de Exatidão Planimétrica para produtos cartográficos digitais (PEC-PCD). In: **SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO**. Salvador-BA, 2017. p. 248-252.

ETCHELAR, Cecilia Balsamo; FERRAZ, Rodrigo da Silva; GUASSELLI, Laurindo Antônio. Metodologias para monitoramento dos processos erosivos no Banhado Grande, bacia Hidrográfica do Rio Gravataí. **Simpósio sobre Sistemas Sustentáveis (5.: 2019: Porto Alegre). Anais: volume 01. Porto Alegre: GFM, 2019.**, 2019.

FERGUSON, R. I. et al. Flow resistance and hydraulic geometry in contrasting reaches of a bedrock channel. **Water Resources Research**, v. 53, n. 3, p. 2278-2293, 2017.

FERGUSON, Rob. Flow resistance equations for gravel-and boulder-bed streams. **Water resources research**, v. 43, n. 5, 2007.

FERGUSON, Robert I.; HARDY, Richard J.; HODGE, Rebecca A. Flow resistance and hydraulic geometry in bedrock rivers with multiple roughness length scales. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, n. 12, p. 2437-2449, 2019.

FERRAZ, R. D. S.; SOUZA, S. F.; REIS, M. L. Laser Scanner Terrestre: teoria, aplicações e prática. **Revista Brasileira de Geomática**. v. 04. n. 2. p. 99-109. 2016.

FINNEGAN, Noah J.; SKLAR, Leonard S.; FULLER, Theodore K. Interplay of sediment supply, river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experimental bedrock channel. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F3, 2007.

FRANCISCO, F. A.; NÜHRENBURG, P.; JORDAN, A. High-resolution, non-invasive animal tracking reconstruction of focal environment in aquatic ecosystems. **Movement Ecology**, v. 8, n. 27, p. 1-12, 2020.

FRYIRS, Kirstie; BRIERLEY, Gary J. Antecedent controls on river character and behaviour in partly confined valley settings: Upper Hunter catchment, NSW, Australia. **Geomorphology**, v. 117, n. 1-2, p. 106-120, 2010.

GALO, M.; CAMARGO, P. O. Utilização do GPS no controle de qualidade de cartas. In: 1º **CONGRESSO BRASILEIRO DE CADASTRO TÉCNICO MULTIFINALITÁRIO**. Florianópolis, 1994, p. 41-48.

GARCÍA-SAN-MIGUEL, D.; LERMA, J. L. Geometric calibration of a terrestrial laser scanner with local additional parameters: An automatic strategy. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 79, n. 1, p. 122-136, 2013.

GOODWIN, N. R.; ARMSTON, J.; STILLER, I.; MUIR, J. Assessing the repeatability of terrestrial laser scanning for monitoring gully topography: A case study from Aratula, Queensland, Australia. **Geomorphology**, v. 262, p. 24–36, 2016.

GRANT, G. E.; SWANSON, F. J. Morphology and processes of valley floors in mountain streams, western Cascades, Oregon. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union**, v. 89, p. 83-83, 1995.

GRANT, Gordon E.; SWANSON, Frederick J.; WOLMAN, M. Gordon. Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon. **Geological Society of America Bulletin**, v. 102, n. 3, p. 340-352, 1990.

GREGORY, K. J.; GURNELL, A. M. Vegetation and river channel form and process. In: **Biogemorphology**. p. 11-42. 1988.

GUERRA, Antonio José Teixeira. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Bertrand Brasil, 1994.

HASSAN, Marwan A. et al. Sediment transport and channel morphology of small, forested streams 1. **Jawra journal of the american water resources association**, v. 41, n. 4, p. 853-876, 2005.

HEY, Richard D. Flow resistance in gravel-bed rivers. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 105, n. 4, p. 365-379, 1979.

HEY, Richard D.; THORNE, Colin R. Stable channels with mobile gravel beds. **Journal of Hydraulic engineering**, v. 112, n. 8, p. 671-689, 1986.

HICKIN, Edward J.; NANSON, Gerald C. Lateral migration rates of river bends. **Journal of hydraulic engineering**, v. 110, n. 11, p. 1557-1567, 1984.

HODGE, Rebecca A.; HOEY, Trevor B.; SKLAR, Leonard S. Bed load transport in bedrock rivers: The role of sediment cover in grain entrainment, translation, and deposition. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 116, n. F4, 2011.

HODGE, Rebecca; BRASINGTON, James; RICHARDS, Keith. In situ characterization of grain-scale fluvial morphology using Terrestrial Laser Scanning. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, n. 7, p. 954-968, 2009.

HOHENTHAL, Johanna et al. Laser scanning applications in fluvial studies. **Progress in Physical Geography**, v. 35, n. 6, p. 782-809, 2011.

HOWARD, Alan D. A detachment-limited model of drainage basin evolution. **Water resources research**, v. 30, n. 7, p. 2261-2285, 1994.

HUANG, He Qing. **Multivariate controls of alluvial channel geometry: model development and applications**. 1996.

HYNES, Hugh Bernard Noel; HYNES, H. B. N. **The ecology of running waters**. Liverpool: Liverpool University Press, 1970.

INGMAN, Matias et al. A comparison of low-cost sensor systems in automatic cloud-based indoor 3D modeling. **Remote Sensing**, v. 12, n. 16, p. 2624, 2020.

JAMES, C. S. et al. Flow resistance of emergent vegetation. **Journal of Hydraulic Research**, v. 42, n. 4, p. 390-398, 2004.

JAMES, C. S. et al. Interaction of reeds, hydraulics and river morphology. **Water Research Commission Report**, v. 856, n. 1, p. 01, 2001.

JOHNSON, Joel P.; WHIPPLE, Kelin X. Feedbacks between erosion and sediment transport in experimental bedrock channels. **Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group**, v. 32, n. 7, p. 1048-1062, 2007.

JOHNSON, Joel PL; WHIPPLE, Kelin X. Evaluating the controls of shear stress, sediment supply, alluvial cover, and channel morphology on experimental bedrock incision rate. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 115, n. F2, 2010.

KAISER, A.; NEUGIRG, F.; ROCK, G.; MÜLLER, C.; HAAS, F.; RIES, J.; SCHMIDT, J. Small-scale surface reconstruction and volume calculation of soil erosion in Complex Moroccan Gully Morphology using Structure from Motion. **Remote Sensing**, 6, p. 7050-7080, 2014.

KNIGHTON, A. David. Downstream variation in stream power. **Geomorphology**, v. 29, n. 3-4, p. 293-306, 1999.

KOLL, Katinka. **Feststofftransport und geschwindigkeitsverteilung in raugerinnen**. 2002. Tese de Doutorado. Karlsruhe, Univ., Diss., 2002.

KUO, Cheng-Wei; BRIERLEY, Gary; CHANG, Yo-Ho. Monitoring channel responses to flood events of low to moderate magnitudes in a bedrock-dominated river using morphological budgeting by terrestrial laser scanning. **Geomorphology**, v. 235, p. 1-14, 2015.

LEAL, E. M. **Análise da qualidade posicional em bases cartográficas geradas em cad**. 1998. 127p. Dissertação de mestrado. (Programa de Pós- Graduação em Ciências Geodésicas), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1998.

LECLERCQ, J. KUENEN, PH.-Kruistochten over de Indische Diepzeebekkens. **Scientia**, v. 38, n. 75, 1944.

LEE, Jong-Seok; JULIEN, Pierre Y. Downstream hydraulic geometry of alluvial channels. **Journal of hydraulic engineering**, v. 132, n. 12, p. 1347-1352, 2006.

LEICA GEOSYSTEMS. **Leica TS07 user manual**. Heerbrugg: Leica Geosystems, 2019.

LEOPOLD, Luna Bergere; MADDOCK, Thomas. **The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications**. US Government Printing Office, 1953.

LINDOW, Nicholas; EVANS, Robert O.; BASS, Kris. Channel evolution and sediment transport in a restored sand bed stream. In: **World Environmental and Water Resources Congress 2007: Restoring Our Natural Habitat**. p. 1-10. 2007.

MARCUS, W. Andrew; FONSTAD, Mark A. Optical remote mapping of rivers at sub-meter resolutions and watershed extents. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, v. 33, n. 1, p. 4-24, 2008.

MASHAU, Mashau Samson. **Flow resistance in open channels with intermediate scale roughness**. 2006. Tese de Doutorado. University of the Witwatersrand.

MATTERPORT. **Pro2 3D Camera—Professional 3D Capture**. 2022 Disponível em: <https://matterport.com/pro2-3d-camera/> (Acessado em 29/04/2022).

MENEZES, R. R. V.; LISBOA, M. H. M.; SANTOS, A. P.; DIAS, J. S. Avaliação da acurácia planimétrica das imagens do Google Earth para produção de base cartográfica. *Revista Brasileira de Cartografia*. v. 71. n. 2. p. 367-391. 2019.

MERCHANT, Dean C. Spatial accuracy standards for large scale line maps. In: **Proceedings of the technical congress on surveying and mapping**. p. 222-231. 1982.

MILAN, D. J. et al. Mapping hydraulic biotopes using terrestrial laser scan data of water surface properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 35, n. 8, p. 918-931, 2010.

MILLER, S. B. **Photogrametric Products in Manual of Photogrametry**, 5^a Ed, Bethesda: ASPRS. 2004.

MIRANDA, G. H. B., MEDEIROS, N., SANTOS, A., & SANTOS, G. Análise de Qualidade de Amostragem e Interpolação na Geração de MDE. *Revista Brasileira de Cartografia*, 70(1), 226-257. 2018.

MONTGOMERY, David R.; BUFFINGTON, John M. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, n. 5, p. 596-611, 1997.

MORÁN-TEJEDA, Enrique et al. Streamflow timing of mountain rivers in Spain: Recent changes and future projections. **Journal of Hydrology**, v. 517, p. 1114-1127, 2014.

NAKANO, Daisuke et al. River restoration for macroinvertebrate communities in lowland rivers: insights from restorations of the Shibetsu River, north Japan. **Landscape and Ecological Engineering**, v. 4, n. 1, p. 63-68, 2008.

NAZARENO, N. R. X.; FERREIRA, N. C.; MACEDO, F. C. Avaliação da Exatidão Cartográfica da Ortoimagem Quickbird e da Ortofoto Digital do Município de Goiânia. In: **XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Natal-RN, 2009.

NELSON, Peter A.; SEMINARA, Giovanni. A theoretical framework for the morphodynamics of bedrock channels. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 6, 2012.

NERO, M. A. 2005. **Propostas para o controle de qualidade de bases cartográficas com ênfase na componente posicional**. 2005. 186 p. Tese (Doutorado Departamento de Engenharia de Transportes) – Escola Politécnica da Universidade de São Paulo - USP. São Paulo, 2005.

NIKORA, Vladimir I.; GORING, Derek G.; BIGGS, Barry JF. On gravel-bed roughness characterization. **Water Resources Research**, v. 34, n. 3, p. 517-527, 1998.

NIKURADSE, Johann et al. **Laws of flow in rough pipes**. 1950.

NITSCHÉ, M. et al. Macroroughness and variations in reach-averaged flow resistance in steep mountain streams. **Water Resources Research**, v. 48, n. 12, 2012.

NOGUEIRA JR., J. B., **Controle de qualidade de produtos cartográficos: uma proposta metodológica**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Cartográfica) – UNESP, Campus Presidente Prudente, Presidente Prudente. pp. 1-128. 2003.

O'CONNOR, JIM E.; WEBB, Robert H.; BAKER, Victor R. Paleohydrology of pool-and-riffle pattern development: Boulder Creek, Utah. **Geological Society of America Bulletin**, v. 97, n. 4, p. 410-420, 1986.

OLIVEIRA, L. F., **Análise de modelos digitais de superfície gerados a partir de imagens do sensor PRISM/ALOS**. Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, Viçosa Minas Gerais, pp. 1-163. 2011.

PEDERSEN, Tina Charlotte Moustgaard; BAATTRUP-PEDERSEN, ANNETTE; MADSEN, Tom Vindbaek. Effects of stream restoration and management on plant communities in lowland streams. **Freshwater Biology**, v. 51, n. 1, p. 161-179, 2006.

PICCO, L. et al. Evaluating short-term morphological changes in a gravel-bed braided river using terrestrial laser scanner. **Geomorphology**, v. 201, p. 323-334, 2013.

PLAYFAIR, J. **Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth**. William Creech, Edinburgh (528 pp.), 1802.

RICHARDSON, Keith; CARLING, Paul Anthony. The hydraulics of a straight bedrock channel: Insights from solute dispersion studies. **Geomorphology**, v. 82, n. 1-2, p. 98-125, 2006.

RICKENMANN, Dieter. Empirical relationships for debris flows. **Natural hazards**, v. 19, n. 1, p. 47-77, 1999.

RICKENMANN, Dieter; RECKING, Alain. Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field data set. **Water Resources Research**, v. 47, n. 7, 2011.

ROBERSON, John A.; WRIGHT, Steven J. Analysis of flow in channels with gravel beds. In: **Hydraulic Engineering and the Environment**. ASCE, p. 63-72. 1973.

RODRIGUES, Andréa Carla Lima et al. **Resistência ao fluxo em canais íngremes com leito de cascalho e formação de camada resistente**. 2001.

ROSA, Maria Luiza CC et al. Geological evolution and inundation hazard: an analysis through geotechnologies. **Journal of Coastal Research**, n. 75 (10075), p. 1227-1231, 2016.

ROSPORT, Michael. **Fließwiderstand und Sohlstabilität steiler Fließgewässer unter Berücksichtigung gebirgsbachtypischer Sohlstrukturen**. 1998. Tese de Doutorado. Inst. f. Wasserwirtschaft u. Kulturtechnik.

RUBIO, M. F. **Gênese e dinâmica de erosões em margens de reservatórios. Pesquisa & Desenvolvimento no estudo de caso nas UHEs Chavantes e Rosana (rio Paranapanema, SP/PR)**. Tese (Doutorado em Geografia Física). Faculdade de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 283p. 2014.

RUMSBY, B. T. et al. Monitoring and modelling particle and reach-scale morphological change in gravel-bed rivers: Applications and challenges. **Geomorphology**, v. 93, n. 1-2, p. 40-54, 2008.

SANTOS, A. P.; MEDEIROS, N, G, SANTOS, G, R; RODRIGUES, D, D. Avaliação da acurácia posicional planimétrica em modelos digitais de superfície com o uso de feições lineares. **Boletim de Ciências Geodésica**, sec. Artigos, Curitiba, v. 22, no 1, p. 157-174. Curitiba. 2016.

SANTOS, A. P.; MEDEIROS, N, G, SANTOS, G, R; RODRIGUES, D, D. Controle de qualidade posicional em dados espaciais utilizando feições lineares. **Boletim de Ciências Geodésica**, sec. Artigos, Curitiba, v. 21, no 2, p. 233-250. Curitiba. 2015.

SANTOS, A.P. **Avaliação da acurácia posicional em dados espaciais com o uso da estatística espacial**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Viçosa. 2010.

SARGENT, R. J. Variation of Manning's n roughness coefficient with flow in open river channels. **Journal of the Institution of Water Engineers and Scientists**, v. 33, n. 3, 1979.

SCHNEIDER, Johannes M. et al. Self-adjustment of stream bed roughness and flow velocity in a steep mountain channel. **Water Resources Research**, v. 51, n. 10, p. 7838-7859, 2015.

SCHULZ, T. **Calibration of a terrestrial laser scanner for engineering geodes.** Tese (Doutorado em Ciências), Universidade Técnica de Berlim, Berlim, 172f. 2007.

SEAR, D. A.; BRIGGS, A.; BROOKES, A. A preliminary analysis of the morphological adjustment within and downstream of a lowland river subject to river restoration. **Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems**, v. 8, n. 1, p. 167-183, 1998.

SILVA, C. A. **Avaliação da acurácia dos ortomosaicos e modelos digitais do terreno gerados por VANT e sua aplicação no cálculo de volume de pilhas de rejeito da pedra cariri.** 148f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2015.

SILVA, C. A.; DUARTE, C. R.; SOUTO, M. V. S.; SANTOS, A. L. S.; AMARO, V. E.; BICHO, C. P.; SABADIA, J. A. B. Avaliação da acurácia do cálculo de volume de pilhas de rejeito utilizando VANT, GNSS e LIDAR. **Boletim de Ciências Geodésicas**. v. 22. n. 1. p. 73-94. 2016b.

SILVA, C.S.; SANTIAGO, A. **Urbanização e inundação: conflitos e possibilidades.** **Paisagem Ambiente: ensaios**, São Paulo, n. 24, p. 327-334, 2007.

SILVA, D. C.; FREDERICO, L. N. S.; COSTA, G. C. Cálculo aproximado de fator de escala UTM para uso direto em Estações Totais. **Revista Brasileira de Geomática**, v. 4, n. 4, p. 59-676, 2016a.

SILVA, L. A.; NAZARENO, N, R, X. Análise do padrão de exatidão cartográfica da imagem do Google Earth tendo como área de estudo a imagem da cidade de Goiânia. In: **XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. p. 1723-1730 Natal-RN, 2009.

SILVA, P. J. **Estrutura para Identificação e Avaliação de Impactos Ambientais em Obras Hidroviárias**. São Paulo: Tese (Doutorado) – Escola Politécnica da Universidade de São Paulo Departamento de Engenharia Hidráulica, 511 p., 2004.

SILVA, R. C. V., MASCARENHAS, F. C. B., MIGUEZ, M. G. **Hidráulica Fluvial**. Rio de Janeiro: COPPE/UFRJ, 304 p., 2003.

SILVA, R.C.V.; MASCARENHAS, F.C.B.; MINGUEZ, M.G. **Hidráulica Fluvial**. Rio de Janeiro: COPPE/UFRJ, 2007.

SIMON, Andrew; DOWNS, Peter W. An interdisciplinary approach to evaluation of potential instability in alluvial channels. **Geomorphology**, v. 12, n. 3, p. 215-232, 1995.

SIMON, Andrew; HUPP, Cliff R. **Geomorphic and vegetative recovery processes along modified stream channels of West Tennessee**. GEOLOGICAL SURVEY WASHINGTON DC, 1992.

STAIGER. R. Terrestrial Laser Scanning Technology, Systems and Applications. **Second FIG Regional Conference**, Marrakech, Morocos. 2003.

SUGUIO, Kenitiro. **Formação Bauru, calcários e sedimentos detriticos associados**. 1973. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

SZATTEN, Dawid et al. The impact of bridges on the process of water turbidity on the example of large lowland rivers. **Journal of Ecological Engineering**, v. 20, n. 10, 2019.

THEULE, J. I. et al. Sediment budget monitoring of debris-flow and bedload transport in the Manival Torrent, SE France. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 12, n. 3, p. 731-749, 2012.

THORNE, Colin R. Effects of vegetation on riverbank erosion and stability. **Vegetation and erosion**, 1990.

TINKLER, Keith J. et al. (Ed.). Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels. **American Geophysical Union**, 1998.

TOLKAMP, Harry H. **Organism-substrate relationships in lowland streams**. Wageningen University and Research, 1980.

TOMASTÍK, J.; MOKROS, M.; SUROVY, P.; GRZNÁROVÁ, A.; MERGANIC, J. UAV RTK/PPK Method-An Optimal Solution for Mapping Inaccessible Forested Areas? **Remote Sens**. V. 11, p. 721. 2019.

TOMMASELLI, Antonio Maria Garcia. Um estudo sobre as técnicas de varredura a laser e fotogrametria para levantamentos 3D a curta distância. **GEODÉSIA Online-Revista da Comissão Brasileira de Geodésia**, v. 4, n. 1415-1111, 2003.

TRICART, Jean. Os tipos de leitos fluviais. **Notícias Geomorfológicas**, v. 6, n. 11, p. 41-49, 1966.

TRUONG, A. M.; PHILIPS, W.; VEELAERT, W. P. Depth Completion and Super-Resolution with Arbitrary Scale Factors for Indoor Scenes. **Sensors**. v. 21. 2021.

TUROWSKI, Jens M.; RICKENMANN, Dieter. Tools and cover effects in bedload transport observations in the Pitzbach, Austria. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, n. 1, p. 26-37, 2009.

UIJTTEWAAL, Wim SJ. Hydrodynamics of shallow flows: application to rivers. **Journal of Hydraulic Research**, v. 52, n. 2, p. 157-172, 2014.

VANONI, Vito A.; BROOKS, Norman H. **Laboratory studies of the roughness and suspended load of alluvial streams**. US Army Engineer Division, Missouri River, 1957.

VEZZA, Paolo et al. Habitat modeling in high-gradient streams: the mesoscale approach and application. **Ecological Applications**, v. 24, n. 4, p. 844-861, 2014.

WHITE, William Rodney; BETTESS, Roger; PARIS, Enio. Analytical approach to river regime. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 108, n. 10, p. 1179-1193, 1982.

WILCOCK, Peter; PITLICK, John; CUI, Yantao. Sediment transport primer: estimating bed-material transport in gravel-bed rivers. **Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-226**. Fort Collins, CO: US Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 78 p., v. 226, 2009.

WOHL, Ellen E. Mountain rivers. **American Geophysical Union**, 2000.

WOHL, Ellen E.; MERRITT, David M. Bedrock channel morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 113, n. 9, p. 1205-1212, 2001.

WOHL, Ellen. Time and the rivers flowing: Fluvial geomorphology since 1960. **Geomorphology**, v. 216, p. 263-282, 2014.

WOHL, Ellen; KUZMA, Jessica N.; BROWN, Nancy E. Reach-scale channel geometry of a mountain river. Earth Surface Processes and Landforms: **The Journal of the British Geomorphological Research Group**, v. 29, n. 8, p. 969-981, 2004.

WOLFERT, Hendrik Pieter. **Geomorphological change and river rehabilitation: case studies on lowland fluvial systems in the Netherlands**. Wageningen University and Research, 2001.

YEN, Ben Chie. Open channel flow resistance. **Journal of hydraulic engineering**, v. 128, n. 1, p. 20-39, 2002.

YOCHUM, Steven E. et al. Velocity prediction in high-gradient channels. **Journal of Hydrology**, v. 424, p. 84-98, 2012.

YU, J. J.; KIM, D. W.; LEE, E. J.; SON, S. W. Determining the Optimal Number of Ground Control Points for Varying Study Sites through Accuracy Evaluation of Unmanned Aerial System-Based 3D Point Clouds and Digital Surface Models. **Drones**, v. 4, n. 3, P. 49. 2020.

ZHANG, H.; ALDANA-JAGUE, E.; CLAPUYT, F.; WILKEN, F.; VANACKER, V.; VAN OOST, K. Evaluating the potential of post-processing kinematic (PPK) georeferencing for UAV-based structure-from-motion (SfM) photogrammetry and surface change detection. **Earth Surface Dynamics**. v. 7, p. 807–827. 2019.

ZHANG, Wuming et al. An easy-to-use airborne LiDAR data filtering method based on cloth simulation. **Remote sensing**, v. 8, n. 6, p. 501, 2016.

ZHOU, Y.; RUPNIK, E.; MEYNARD, C.; THOM, C.; PIERROT-DESEILLIGNY, M. Simulation and Analysis of Photogrammetric UAV Image Blocks - Influence of Camera Calibration Error. **Remote Sensing**, v. 12. n. 1. p. 22. 2019.

ZIMMERMANN, André; CHURCH, Michael. Channel morphology, gradient profiles and bed stresses during flood in a step–pool channel. **Geomorphology**, v. 40, n. 3-4, p. 311-327, 2001.