

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

ESTUDO DA VELOCIDADE DE QUEDA E DO
INÍCIO DO MOVIMENTO DAS PARTÍCULAS DE
BORRACHA E AREIA

Bruno Souza Costa Campello

Belo Horizonte

2017

**ESTUDO DA VELOCIDADE DE QUEDA E DO INÍCIO
DO MOVIMENTO DAS PARTÍCULAS DE BORRACHA
E AREIA**

Bruno Souza Costa Campello

Bruno Souza Costa Campello

**ESTUDO DA VELOCIDADE DE QUEDA E DO INÍCIO
DO MOVIMENTO DAS PARTÍCULAS DE BORRACHA
E AREIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Hidráulica e Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Modelagem física e matemática em hidráulica

Orientador: Jorge Luis Zegarra Tarqui

Belo Horizonte
Escola de Engenharia da UFMG

2017

C193e

Campello, Bruno Souza Costa.

Estudo da velocidade de queda e do início do movimento das partículas de borracha e areia [manuscrito] / Bruno Souza Costa Campello . – 2017. ix, 92 f., enc.: il.

Orientador: Jorge Luis Zegarra Tarqui.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia.

Bibliografia: f. 88-92.

1. Engenharia sanitária - Teses. 2. Reservatório - Sedimentação - Teses. 3. Hidráulica - Modelos - Teses. 4. Recursos hídricos - Desenvolvimento - Teses. 5. Borracha - Teses. 6. Início do movimento - Teses. 7. Velocidade de queda - Teses. I. Zegarra Tarqui, Jorge Luis. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia. III. Título.

CDU: 628(043)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Escola de Engenharia

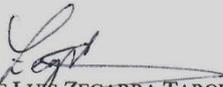
Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos
Avenida Antônio Carlos, 6627 - 4º andar - 31270-901 - Belo Horizonte - BRASIL
Telefax: 55 (31) 3409-1882 - posgrad@desa.ufmg.br
<http://www.smarh.eng.ufmg.br>

FOLHA DE APROVAÇÃO

Estudo da Velocidade de Queda e do Início do Movimento das Partículas de Borracha e Areia

BRUNO SOUZA COSTA CAMPELLO

Dissertação defendida e aprovada pela banca examinadora constituída pelos Senhores:


Prof. JORGÉ LUIS ZEGARRA TARQUI

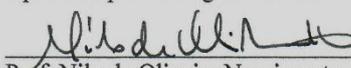

Prof. CARLOS BARREIRA MARTINEZ


Prof. ALOYSIO PORTUGAL MAIA SALIBA

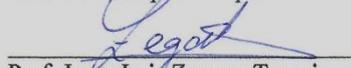

Profa EDNA MARIA DE FÁRIA VIANA


Prof. MARCELO GIULIAN MARQUES

Aprovada pelo Colegiado do PG SMARH


Prof. Nilo de Oliveira Nascimento
Coordenador

Versão Final aprovada por


Prof. Jorge Luis Zegarra Tarqui
Orientador

Belo Horizonte, 06 de julho de 2017.

AGRADECIMENTOS

A Deus, razão da minha existência e de toda a minha força para seguir em frente.

A minha mãe e meu pai (in memoria) que deram tudo de se para que eu me tornasse o profissional e pessoa que sou.

A minha esposa Isabela pela paciência, companheirismo e motivação nos dias de luta.

A minha querida filha Júlia por sua doçura e amor mesmo nos meus momentos de ausência.

Ao meu orientar Dr. Jorge Tarqui pela compreensão, ajuda, paciência, conselhos e disposição ao longo desta jornada.

Aos professores Dr. Carlos Martinez, Aloysio Saliba e Edna Viana pelas ajudas prestadas para desenvolver esta pesquisa.

A minha amiga Alessandra Lima, por sempre acreditar na minha capacidade e me apoiar em todos os momentos e doando o seu tempo para me ajudar.

A minha amiga Taina Mota, pelo companheirismo durante o curso e por toda a sua colaboração neste período.

A Potamos Engenharia e Hidrologia por acreditar e disponibilizar tempo para concluir o meu mestrado.

A CEMIG e FAPEMIG pelo apoio financeiro da pesquisa.

A todos os meus amigos que acreditaram e me incentivaram a tornar este sonho possível.

RESUMO

O projeto adequado de uma barragem depende de um conjunto de estudos e da tomada de decisões estratégicas, ambos fortemente impactados por condicionantes locais. Devido ao fato deste tipo de empreendimento se constituir em uma instalação de grande porte, diversos aspectos de engenharia devem ser considerados em seu projeto. Tais aspectos abrangem desde a disponibilidade hídrica, a geologia local e a existência de áreas de empréstimo até o tipo e quantidade de sedimentos transportados pelo curso de água. Este último aspecto, que está diretamente associado ao acúmulo de sedimentos ao longo dos reservatórios, envolve um problema que tem sido sistematicamente negligenciado ao longo dos anos no Brasil. À medida que esse processo de sedimentação se desenvolve, temporal e espacialmente, ocorre redução da capacidade de armazenamento e de regularização (caso existente) dos reservatórios e, em alguns casos, como das usinas hidrelétricas se observa gradativa queda na capacidade de geração de energia, impactando fortemente o sistema elétrico nacional. Tradicionalmente, a avaliação desse processo tem sido feita por meio do emprego de equações teóricas de transporte de sedimentos, que invariavelmente apresentam resultados aproximados. Nesse sentido, a previsão e determinação da magnitude desses impactos é um problema ainda em aberto, carecendo de investimentos e de capital intelectual para ser solucionado. Uma das alternativas utilizadas como contrapartida, principalmente na análise da interação entre o escoamento, os sedimentos afluentes e as estruturas hidráulicas, consiste no uso de modelos reduzidos de fundo móvel, com aplicação de grãos diversos para simular os sedimentos transportados pelo leito e a estimativa de fluxo pertinente com o regime de escoamento observado no local. Ou seja, os materiais e agentes do processo utilizados nesses modelos são ajustados para representar as condições reais, relativas às semelhanças geométricas, cinemáticas ou dinâmicas do processo de escoamento, bem como do transporte de sedimentos. Tradicionalmente, são empregados materiais orgânicos e de elevada densidade para simular os sedimentos afluentes. Tendo em vista a dificuldade de obtenção dos mesmos e o fato de estarem sujeitos à decomposição ao longo do tempo, o uso de materiais artificiais (sintéticos) e de baixo custo deve ser cotejado como alternativa neste tipo de aplicação. Diante desse fato, este trabalho apresenta os resultados do estudo das características físicas e hidrodinâmicas do grão de borracha de pneus moído como alternativa viável para utilização em modelos reduzidos, representando o comportamento dos grãos de areia, material presente em maior proporção no processo de transporte e deposição de sedimentos ao longo do reservatório.

ABSTRACT

The proper design of a dam depends on a set of studies and strategic decision-making, both strongly impacted by local constraints. Due to the fact that this type of enterprise usually consist in a large facility, several aspects of engineering should be considered in your project, which include water availability, local geology and even the type and amount of sediment carried by the river. The ladder aspect, which is directly associated to the accumulation of sediments along the reservoirs and its life spam, has been systematically neglected over the years in Brazil. The sedimentation process, a natural phenomenon to be expected whenever there is a decrease of water speed in river by the presence of the dam, causes a reduction in the storage and regularization capacity of the reservoirs. In some cases, as in hydroelectric plants, there is a gradual decrease in the capacity for generating energy, strongly affecting the national electricity system. The common sense applied by most studies consist in evaluating the sedimentation process with theoretical sediment transport equations, which invariably presents approximate results, that can be unreliable at times. In this context, the prediction and determination of the magnitude of the sedimentation impact is still an open problem that lacks investments and intellectual capital to be proper handled. The use of physical models with moving bed represents one of the alternatives used as counterpart, mainly in the analysis of the interaction between the flow, the affluent sediments and hydraulic structures. The sediment transport by the bed is simulated by applying diverse grain material and the flow estimation is made similar to the on-site flow regime. In other words, the material and processes used in these physical models are adjusted to mimic the real conditions of the study sites, in regards to the geometrical, kinematic or dynamic similarities of the flow process, as well as sediment transport. Traditionally, high density, organic materials are used to simulate affluent sediments, but it is important to notice that these organic materials are difficult to obtain and they are subject to decomposing over time. Nonetheless, the use of synthetic low cost materials can represent and viable alternative to be study in these physical models. Regarding the facts presented above, this thesis will show the results of the use of ground tire rubber grain as a viable alternative to be used in physical models, to mimic the natural behavior and characteristic of sand grain sediment, a material present in a high proportion of the transport and sediment deposition along reservoir.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	V
LISTA DE TABELAS.....	VII
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	6
2.1 OBJETIVO GERAL	6
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
3 REVISÃO DA LITERATURA	7
3.1 CONTEXTO.....	7
3.1.1 <i>Processos de Erosão, Transporte e Sedimentação</i>	7
3.1.2 <i>Taxa de Sedimentação em Reservatórios</i>	13
3.1.3 <i>Modelos Físicos em Escala</i>	17
3.2 VELOCIDADE DE QUEDA.....	24
3.3 INÍCIO DO MOVIMENTO.....	34
4 MATERIAL E MÉTODOS	38
4.1 PREPARAÇÃO DO MATERIAL.....	38
4.2 BANCADA EXPERIMENTAL.....	40
4.2.1 <i>Canal</i>	40
4.2.2 <i>Decantador</i>	44
4.3 SISTEMA DE AQUISIÇÃO DE IMAGENS	45
4.4 PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL.....	46
4.4.1 <i>Ângulo de Repouso</i>	46
4.4.2 <i>Parâmetros de Forma da Borracha</i>	49
4.4.3 <i>Início de Movimento</i>	53
4.4.4 <i>Velocidade de Queda</i>	58
4.5 METODOLOGIA DE ANÁLISE	60
4.5.1 <i>Início de movimento</i>	60
4.5.2 <i>Velocidade de Queda</i>	60
5 RESULTADOS	62
5.1 VELOCIDADE DE QUEDA	62
5.2 INÍCIO DE MOVIMENTO.....	76
6 CONCLUSÕES.....	85
7 RECOMENDAÇÕES	87
REFERÊNCIAS	88

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização geográfica da PCH Salto Paraopeba.	3
Figura 1.2 – Projeto básico de recuperação da PCH Salto Paraopeba SPEC (2011) e imagem do segundo modelo reduzido - CPH-UFMG.	3
Figura 3.1 – Morfogênese das bacias hidrográficas.	10
Figura 3.2 – Representação esquemática da equação de equilíbrio morfodinâmico de Lane (FISRWG, 1998).	11
Figura 3.3 – Coeficiente de arrasto <i>versus</i> número de Reynolds. Fonte: Rouse (1937) <i>apud</i> Yang (1996).	26
Figura 3.4 – Diagrama de Shields para início do movimento (García, 2008).	36
Figura 4.1 – Curva granulométrica da amostra de areia correspondente ao canal de adução da PCH Salto Paraopeba.	38
Figura 4.2 – Curva granulométrica da borracha.	40
Figura 4.3 – Aparato experimental composto por um canal retangular, bomba centrífuga, registro de gaveta, medidor de vazão eletromagnético, câmara de dissipação e reservatórios.	41
Figura 4.4 – Sistema de bombeamento, controle e medição de vazão.	42
Figura 4.5 – Equipamentos: (a) Nivelador a laser e (b) Régua milimétrica.	42
Figura 4.6 – Emboque do canal: (a) Tranquilizador de fluxo e (b) leito fixo com rugosidade da borracha.	43
Figura 4.7 – Reservatórios em série.	43
Figura 4.8 – Sistema de basculamento.	44
Figura 4.9 – Desenho esquemático e foto dos equipamentos utilizados no ensaio para determinação da velocidade de queda.	45
Figura 4.10 – Ângulo de repouso da borracha: classe granulométrica 3,00 mm a 2,00 mm.	48
Figura 4.11 – Ângulo de repouso da borracha: classe granulométrica 2,00 mm a 1,70 mm.	48
Figura 4.12 – Ângulo de repouso da areia: classe granulométrica 0,250 mm a 0,125 mm.	49
Figura 4.13 – Ângulo de repouso da areia: classe granulométrica 0,500 mm a 0,250 mm.	49
Figura 4.14 – Imagem do plano de maior área de projeção (a) e menor área de projeção (b) – Classe granulométrica 3,35 mm a 2,00 mm.	51
Figura 4.15 – Imagem do plano de maior área de projeção (a) e menor área de projeção (b) – Classe granulométrica 2,00 mm a 1,70 mm.	51
Figura 4.16 – Resultado da distribuição do material no canal.	56
Figura 4.17 – Esboço do canal e localização das regiões de influência do canal, aquisição de imagens e avaliação do início de movimento.	57
Figura 4.18 – Trajeto de uma amostra selecionada no software KINOVEA®.	59
Figura 5.1 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,090 mm a 0,125 mm.	64
Figura 5.2 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,125 mm a 0,180 mm.	64
Figura 5.3 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,180 mm a 0,250 mm.	65
Figura 5.4 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,250 mm a 0,355 mm.	65
Figura 5.5 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,355 mm a 0,500 mm.	66
Figura 5.6 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,500 mm a 0,850 mm.	66
Figura 5.7 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,850 mm a 1,18 mm.	67

Figura 5.8 – Flutuação da velocidade no tempo da borracha classe granulométrica 3,00 mm a 2,00 mm.	68
Figura 5.9 – Flutuação da velocidade no tempo da borracha classe granulométrica 2,00 mm a 1,70 mm.	69
Figura 5.10 – Flutuação da velocidade no tempo da borracha classe granulométrica 1,70 mm a 1,18 mm.	70
Figura 5.11 – Box-Plot de velocidades de queda da areia.	71
Figura 5.12 – Box-Plot de velocidades de queda da borracha.	72
Figura 5.13 – Velocidade de queda da areia <i>versus</i> os dados experimentais.	75
Figura 5.14 – Velocidade de queda da borracha <i>versus</i> os dados experimentais.	75
Figura 5.15 – Tensões críticas de Shields experimental da areia em relação a curva de Shields modificada.	78
Figura 5.16 – Tensões críticas de Shields experimental da borracha em relação a curva de Shields modificada para massa específica igual a 1200 kg/m ³	81
Figura 5.17 – Tensões críticas de Shields experimental da borracha em relação a curva de Shields modificada para massa específica igual a 1160 kg/m ³	81
Figura 5.18 – Relação entre a Profundidade Hidráulica e a Vazão para a faixa granulométrica de 0,125 mm a 0,250 mm – Areia.	82
Figura 5.19 – Relação entre a Profundidade Hidráulica e a Vazão para a faixa granulométrica de 0,250 mm a 0,500 mm – Areia.	83
Figura 5.20 – Relação entre a Profundidade Hidráulica e a Vazão para a faixa granulométrica de 2,00 mm a 1,70 mm – Borracha.	83
Figura 5.21 – Relação entre a Profundidade Hidráulica e a Vazão para a faixa granulométrica de 3,00 mm a 2,00 mm – Borracha.	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Materiais analisados, densidades, vantagens e desvantagens.....	5
Tabela 3.1 – Taxa de sedimentação de reservatórios no mundo.	15
Tabela 3.2 – Usinas com reservatórios assoreados, segundo Carvalho (2008).....	16
Tabela 3.3 – Propriedade de sedimentos para modelos de fundo móvel.....	21
Tabela 4.1 – Ângulos de repouso da borracha e da areia.	47
Tabela 4.2 – Dimensões l_c , l_b e l_a e coeficiente de Corey para as partículas de borracha.	52
Tabela 4.3 – Vazões teóricas para início de movimento das partículas de borracha.	54
Tabela 4.4 – Vazões teóricas para início de movimento das partículas da areia.....	54
Tabela 4.5 – Resultado tabular da posição X, Y e tempo de percurso de uma partícula do software KINOVEA®.	59
Tabela 5.1 – Resumo dos experimentos de medição da velocidade de queda da areia.....	62
Tabela 5.2 – Resumo dos experimentos de medição da velocidade de queda da borracha.....	63
Tabela 5.3 – Sumário estatístico dos dados experimentais da areia.....	73
Tabela 5.4 – Sumário estatístico dos dados experimentais da borracha.....	73
Tabela 5.5 – Comparação entre a velocidade de queda medida e as velocidade calculadas para a areia.....	74
Tabela 5.6 – Comparação entre a velocidade de queda medida e as velocidade calculadas para a borracha.	74
Tabela 5.7 – Resumo dos experimentos de início de movimento da areia – Classe granulométrica (0,125 mm a 0,250 mm).	77
Tabela 5.8 – Resumo dos experimentos de início de movimento da areia – Classe granulométrica (0,250 mm a 0,500 mm).	77
Tabela 5.9 – Resumo dos experimentos de início de movimento da borracha – Classe granulométrica (2,00 mm a 1,70 mm).	79
Tabela 5.10 – Resumo dos experimentos de início de movimento da borracha – Classe granulométrica (3,00 mm a 2,00 mm).	80

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

a, g	Aceleração da gravidade
A_s	Área transversal do grão
C_d	Coefficiente de arrasto
CEMIG	Companhia Energética de Minas Gerais
CPH	Centro de Pesquisas Hidráulicas e Recursos Hídricos
CPH-SP	PCH Salto do Paraopeba
C_{sf}, S_f	Parâmetro de forma de Corey
D	Diâmetro do cone
d^*	Diâmetro adimensional da partícula
d^*_r	Relação adimensional do diâmetro adimensional
d_{50}	Diâmetro mediano
d_N	Diâmetro nominal
d_s	Diâmetro da partícula
d_{sr}	Similaridade do diâmetro da partícula
F_D	Força de arrasto
F_p	Força peso
Fr	Número de Froude
Fr_r	Semelhança de Froude
G, s	Gravidade específica
H	Altura do cone
h, y_h	Profundidade hidráulica
I, S	Declividade
Ks	Altura de rugosidade
l_a, l_b, l_c	Dimensões da partícula
PCH	Pequena central hidrelétrica
q_{bv}	Descarga de sedimento unitária
Q_s	Vazão de sólidos
Q_w	Vazão
Re^*, Re, Re_p^*	Número de Reynolds da partícula
Re^*_r	Relação adimensional do Reynolds da partícula
R_h	Raio hidráulico
S_r	Similaridade da inclinação
u^*	Velocidade de atrito crítico

u_r	Velocidade de cisalhamento
V_s	Volume do grão
ω_r, ω_s	Velocidade de queda
x, y, z	Direção
x_r, y_r, z_r	Escala de comprimento
α	Angulo de repouso
ϕ	Ângulo de atrito dos sedimentos
γ	Peso específico
μ	Viscosidade dinâmica
ν_m	Viscosidade cinemática da mistura água e sedimentos
ρ	Massa específica da água
ρ_s	Massa específica do grão
τ^*, τ_c^*	Parâmetro crítico de Shields
τ_r^*	Relação adimensional do Parâmetro de Shields
τ_0	Tensão de cisalhamento
τ_e	Tensão de Shields experimental
ν	Viscosidade cinemática
γ_s	Peso específico do grão

1 INTRODUÇÃO

A matriz energética do Brasil é composta principalmente por fontes hídricas. De acordo com o Banco de Informações de Geração da ANEEL, 1224 usinas se encontram em operação, representando uma capacidade instalada de 61,5% em relação às demais fontes de geração de energia elétrica: biomassa, eólica, fóssil, nuclear e solar.

Dada à importância que as usinas hidrelétricas possuem no âmbito da matriz de geração de energia elétrica do Brasil, deve-se destacar o processo de assoreamento de seus reservatórios, problema oriundo de diversas causas e que vem ocorrendo de forma acelerada. Dentre os principais efeitos desse processo podem ser citados: a redução da capacidade de armazenamento dos reservatórios; a abrasão dos equipamentos hidromecânicos; a obstrução da tomada de água, canal de adução e comportas de fundo; a formação de bancos de areia e a consequente interferência na navegabilidade e elevação do nível de água dos reservatórios, aumentando a frequência de inundações em benfeitorias e cidades próximas, situadas na área de remanso.

O Banco Mundial (MAHMOOD, 1987) apresentou um estudo em que a vida útil média dos reservatórios existe em todos os países do mundo decresceu de 100 para 22 anos. Neste estudo também foi demonstrado que a perda média anual de volume dos reservatórios devido ao aporte de sedimentos era de 1% ao ano, taxa variável entre países e regiões.

No Brasil estudos mostram que a perda anual média do volume útil dos reservatórios, em virtude do aporte de sedimentos, é de aproximadamente 0,5% (CARVALHO, 2008). Essa taxa pode estar associada a aportes de sedimentos de $2,0 \times 10^6$ m³ por ano, ou seja, volume correspondente ao de reservatórios de médio porte, tais como os das usinas de Estreito, Jaguari, Moxotó, Salto Osório, Porto Colômbia, etc. (CARVALHO *et al.*, 2000).

A evolução dos processos de assoreamento dos reservatórios no Brasil ainda é pouco conhecida, devido à ausência de levantamentos sistemáticos de seus volumes úteis e sua respectiva divulgação. Entretanto, Carvalho (2008) lista algumas usinas cujos reservatórios se encontram total ou parcialmente assoreados, tomando por base informações de levantamentos batimétricos realizados pelos respectivos empreendedores.

Neste cenário e devido à existência de uma série de usinas hidrelétricas que podem parar de operar devido ao assoreamento de seus reservatórios, além da crescente demanda por energia elétrica no mercado brasileiro, investidores têm despertado interesse na recuperação, repotenciação e modernização desses empreendimentos. Diante desse fato, diversos estudos têm apontado para os benefícios que podem ser alcançados com estas atividades, como, por exemplo, a garantia de segurança e a confiabilidade do abastecimento de energia elétrica.

Neste sentido, o CPH (Centro de Pesquisas Hidráulicas e Recursos Hídricos) da UFMG em parceria com a CEMIG (Companhia Energética de Minas Gerais), construiu dois modelos físicos reduzidos da PCH-SP, implantada no rio Paraopeba, afluente da margem esquerda do rio São Francisco, município de Jeceaba, Minas Gerais. O eixo da usina está posicionado no ponto de coordenadas geográficas 20°30'24'' de Latitude Sul e 43°59'10'' de Longitude Oeste (Datum Córrego Alegre). A Figura 1.1 mostra a localização geográfica da PCH Salto Paraopeba em relação à cidade de Jeceaba e da hidrografia local.

Esta usina encontra-se paralisada desde o ano de 2006 em decorrência de uma forte enchente que atingiu a casa de força e a subestação, bem como devido ao assoreamento do sistema de descarga de fundo, do canal de adução e da tomada d'água. Além destas estruturas o seu reservatório também se encontra totalmente assoreado (SPEC, 2011).

A atual capacidade instalada da usina é de 2,47 MW e estudos energéticos indicaram a possibilidade de ampliação da capacidade atual para 12,00 MW. Esta ampliação considera a instalação de duas novas unidades geradoras de 6,00 MW cada, novos equipamentos hidromecânicos e grupos de turbinas-geradoras em novas estruturas da casa de força. O projeto prevê ainda o desassoreamento do canal de adução e da tomada d'água, a construção de um muro para proteger a área de emboque, bem como a implantação de um descarregador de fundo próximo à tomada d'água, para permitir a limpeza do material depositado que ultrapassar o muro de proteção (SPEC, 2011).

Os modelos físicos da PCH-SP, citados anteriormente, foram concebidos com o objetivo de simular métodos de gerenciamento dos processos de assoreamento do reservatório e de manutenção de suas principais estruturas hidráulicas (canal de adução, tomada d'água e desarenadores de fundo). O primeiro modelo possui escala distorcida no plano horizontal (1:100) e vertical (1:25) para abranger no protótipo uma extensão de 1200 m e uma largura de 600 m, que corresponde à área mais afetada pelo processo de assoreamento no reservatório. O

segundo modelo não é distorcido e possui escala de 40:1, abrangendo no protótipo uma extensão de 240 m (Figura 1.2), que envolve a área adjacente à nova tomada d'água proposta no projeto básico elaborado pela SPEC (2011). A Figura 1.2 ilustra o projeto de recuperação da PCH Salto Paraopeba e parte do seu modelo físico.

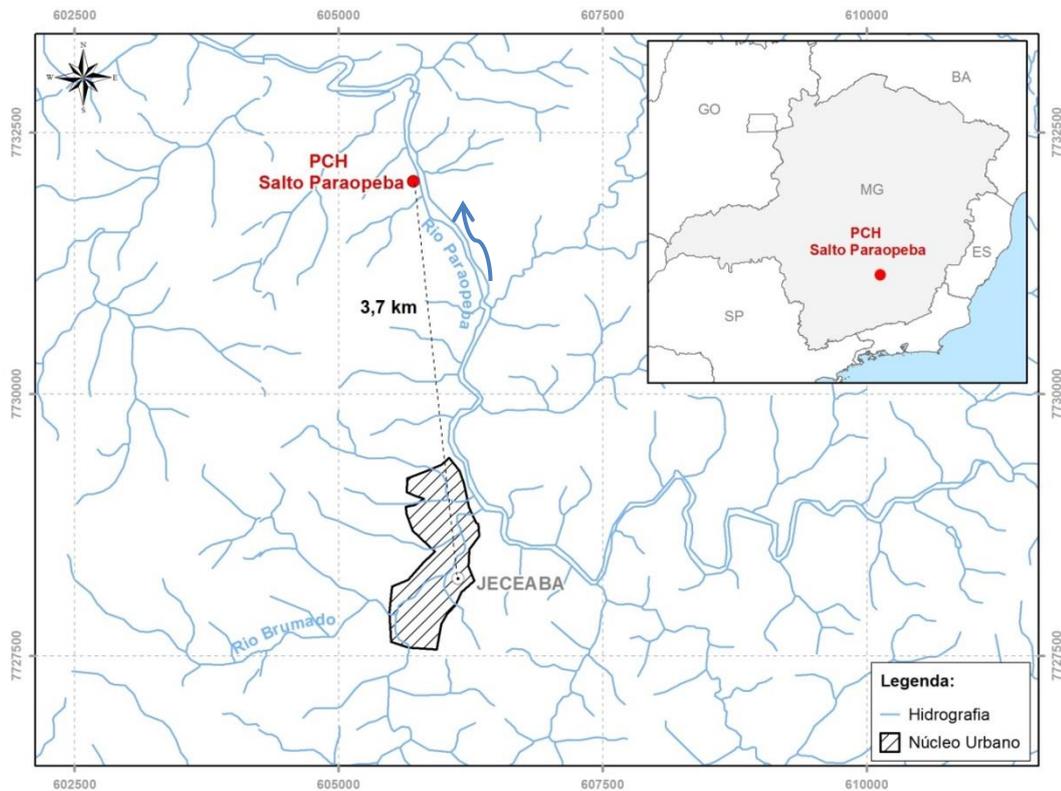


Figura 1.1– Localização geográfica da PCH Salto Paraopeba.

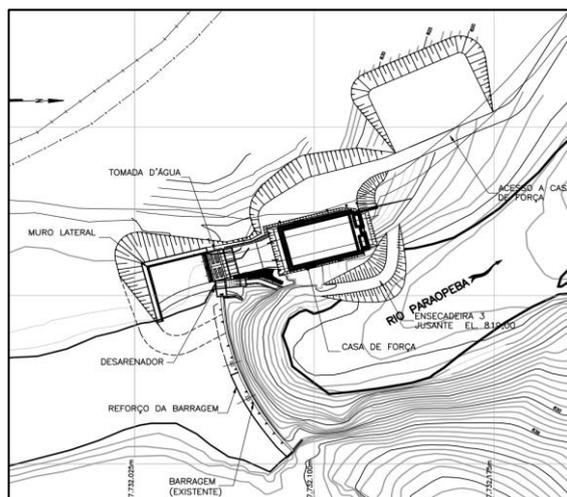


Figura 1.2 – Projeto básico de recuperação da PCH Salto Paraopeba SPEC (2011) e imagem do segundo modelo reduzido - CPH-UFGM.

Para o desenvolvimento da pesquisa foram realizadas coletas de material de fundo em toda a extensão e margens do reservatório da PCH Salto Paraopeba. Esse material passou por um processo de peneiramento, a fim de definir sua distribuição granulométrica que, em sua maioria, encontra-se na faixa de areia muito fina, fina e média.

Entretanto, utilizando-se a escala dos modelos físicos calculadas pela metodologia proposta por Julien (2002), que estabelece relações para modelos físicos de fundo fixo e móvel em termos de similaridade geométrica, cinemática e dinâmica, a faixa granulométrica encontrada no protótipo foi reduzida para aquela correspondente à do silte e da areia muito fina, o que impossibilitaria o estudo do fenômeno de transporte de sedimentos em um modelo físico. Por esta razão, houve a necessidade de substituir areia por outro material de maior diâmetro e menor densidade.

Após a análise dimensional do diâmetro e da densidade do material representativo do modelo físico, o CPH realizou uma ampla pesquisa no mercado de possíveis materiais que atendessem aos seguintes critérios:

- Densidade inferior à da areia;
- Forma parecida à da areia;
- Facilidade de composição de curvas granulométricas;
- Secagem rápida;
- Não higroscópico (não absorve água);
- Não produz resíduos finos, que geram poeira e material em suspensão;
- Sem carga elétrica.

Diante do exposto, foram avaliados diversos materiais com densidade menor que a da areia, tais como carvão, nylon, escória, poliacetal e a borracha. Para cada um desses materiais foram levantadas a correspondente massa específica, bem como as vantagens e as desvantagens de seu emprego na pesquisa. A Tabela 1.1 apresenta a lista dos materiais analisados, com destaque para a borracha, selecionada como base para representar o material de fundo no modelo físico da PCH Salto Paraopeba.

Tabela 1.1 – Materiais analisados, densidades, vantagens e desvantagens.

Material	Massa específica (g/cm ³)	Vantagens	Desvantagens
Carvão	2,20	<ul style="list-style-type: none"> - Densidade pouco menor que a da areia - Forma quase igual à da areia - Facilidade para construção da curva granulométrica. 	<ul style="list-style-type: none"> - Absorve água - Resíduos finos que geram poeira e material em suspensão, gerando problemas de visibilidade (água turva) - Apresenta carga elétrica - Caso o material esteja seco e seja colocado de forma direta na água, parte das partículas flutuam devido ao arraste de pequenas bolhas de ar - Demora na secagem - Quando seco as partículas de carvão geram poeira que pode ser inalada pelos membros da equipe.
Nylon	1,13	<ul style="list-style-type: none"> - Densidade menor que da areia - Não apresenta material fino - Facilidade para construção da curva granulométrica. 	<ul style="list-style-type: none"> - Absorve água - Apresenta carga elétrica - Caso o material esteja seco e fosse colocado de forma direta na água, parte das partículas flutuam devido ao arraste de pequenas bolhas de ar - Demora na secagem - Tem forma cilíndrica, afetando as condições de arraste.
Escória	2,40	<ul style="list-style-type: none"> - Preço baixo e de fácil aquisição - Forma arredondada similar à da areia - Material de resíduo - Moderada demora na secagem 	<ul style="list-style-type: none"> - Densidade muito similar à da areia - Resíduos finos que geram poeira e material em suspensão em contato com a água - Quando seco as partículas geram poeira que pode ser inalada pelos membros da equipe.
Poliacetil	1,41	<ul style="list-style-type: none"> - Densidade menor que da areia - Quase não absorve água - Não demora a secar - Facilidade para construção da curva granulométrica. 	<ul style="list-style-type: none"> - Apresenta carga elétrica - Caso o material esteja seco e seja colocado de forma direta na água, parte das partículas flutuam devido ao arraste de pequenas bolhas de ar - Tem forma cilíndrica, afetando as condições de arraste.
Borracha	1,20	<ul style="list-style-type: none"> - Densidade menor que da areia - Facilidade para a construção da curva granulométrica. - Quase não absorve água - Não demora a secar - Material reciclado 	<ul style="list-style-type: none"> - Caso o material esteja seco e seja colocado de forma direta na água, parte das partículas flutuam devido ao arraste de pequenas bolhas de ar.

Como o processo de transporte de sedimentos é extremamente complexo e envolve um grande número de variáveis, para entender e utilizar corretamente o material selecionado como material de pesquisa do processo de assoreamento do reservatório da PCH Salto Paraopeba, tornou-se indispensável avaliar e determinar o início de seu movimento, bem como conhecer a correspondente velocidade de queda experimental. Isto porque há bastante dificuldade na aplicação de formulações empíricas disponíveis para tal, desenvolvidas com base em parâmetros como densidade e forma das partículas. Tais análises se tornaram, portanto, objeto da presente pesquisa, conforme descrito nos capítulos subsequentes.

2 OBJETIVOS

2.1 *Objetivo geral*

Determinar uma metodologia para avaliação de materiais para representação de sedimentos a fim de subsidiar o estudo de transporte e deposição em modelos reduzidos.

2.2 *Objetivos específicos*

Os objetivos específicos da pesquisa são:

- Determinar as características físicas das partículas de borracha e areia;
- Estabelecer metodologia para avaliação da velocidade de queda a partir de uma câmera fotográfica;
- Estabelecer metodologia para avaliação do início de movimento das partículas;
- Determinar e analisar a velocidade de queda das partículas de areia e borracha;
- Determinar e analisar o início do movimento das partículas de areia e borracha em canais de declividade variável.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 *Contexto*

3.1.1 **Processos de Erosão, Transporte e Sedimentação**

Os processos de erosão, transporte e sedimentação ocorrem de forma natural ao longo das eras geológicas contribuindo para moldar a configuração da superfície terrestre. Entretanto, a interação do homem com o meio ambiente pode resultar na aceleração destes processos, tanto de forma harmônica como também produzindo graves problemas para o ambiente e, conseqüentemente, para a área da engenharia de estruturas hidráulicas.

O processo de erosão pode ser definido como o resultado da desagregação e remoção de partículas do solo ou fragmentos de rocha. A compreensão exata desse processo é complexa, pois envolve diversos fatores influentes como, por exemplo, a forma da erosão, os agentes causadores e os tipos de erosão. Carvalho (2008) relata que a erosão constitui o início de todos os problemas derivados dos sedimentos no meio ambiente, como a perda de fertilidade de terras agrícolas, a formação de depósitos indesejáveis em diversos locais, a redução da qualidade da água para consumo humano, entre outros.

A erosão, quando atua de forma natural, é um dos principais processos responsáveis pela evolução da superfície terrestre, pois permite a construção e a modelagem das formas de relevo. Esse tipo de erosão, decorrente de processos denudacionais, que ocorrem de forma lenta e contínua, é denominada de erosão geológica (SALOMÃO e IWASA, 1995). No entanto, atividades antrópicas modificadoras do meio, tais como o desmatamento, as práticas agropecuárias e a expansão das áreas urbanas, contribuem potencialmente para a aceleração dos processos erosivos.

Os agentes do meio físico que causam ou afetam diretamente a erosão podem ser classificados em dois grandes grupos: (i) **agentes ativos**, relacionados à meteorologia (precipitação, temperatura, vento, degelo, etc.), à ação de micro-organismos e às atividades humanas; ou (ii) **agentes passivos**, correspondentes às características geológicas (composição da rocha base e movimentos das placas tectônicas), topográficas (gradiente de declividade, comprimento e direção da rampa), do solo (estrutura, textura e fator de erodibilidade), da composição da superfície e da cobertura vegetal (WMO, 2003; CARVALHO, 2008; JULIEN, 2010).

Os principais agentes do meio físico relacionados à ocorrência dos processos erosivos correspondem à água e aos ventos. Os ventos causam a erosão eólica e a água provoca a erosão hídrica, que consiste basicamente no transporte de partículas de solo em decorrência da ação das águas de chuva no solo (erosão pluvial) e na alteração morfológica das margens e do leito dos cursos de água (erosão fluvial).

De acordo com Christofolletti (1981), Guerra (1999) e Carvalho (2008) os principais tipos de erosão podem ser definidos como:

- **Erosão eólica** - ocorre quando o terreno se encontra seco e as partículas do solo perdem sua coesão, sofrendo reações diante da ocorrência de ventos. Tal processo depende, portanto, das condições da superfície do terreno, tamanho e estabilidade das partículas, rugosidade da superfície, velocidade e turbulência do vento;
- **Erosão pluvial** - ocorre pelo impacto das gotas de chuva sobre a superfície do solo, efeito conhecido como “*splash*” ou salpicamento, que causa o desprendimento ou arrancando de partículas e sua predisposição aos processos de transporte. Este tipo de erosão depende diretamente da cobertura vegetal do terreno e da intensidade das chuvas;
- **Erosão fluvial** - ocorre por meio da ação de processos químicos, do atrito mecânico de partículas carregadas pela água e em virtude de escoamento com velocidade potencial para incidir nas paredes do canal fluvial, facilitando a fragmentação das rochas.

Os materiais erodidos, que são transportados para os cursos de água pelos agentes erosivos, possuem diferentes tamanhos e formas, representando diferentes faixas granulométricas. Por esse motivo, estão sujeitos a um processo de movimentação variável e fortemente influenciado pelas condições locais e de escoamento. García (2008) lista alguns dos principais fatores que afetam o transporte dos sedimentos em um curso de água, quais sejam: tamanho da partícula, peso específico, forma, característica do escoamento, declividade do leito, forma do canal e temperatura da água.

Existem duas formas comuns para classificar a carga de sedimentos transportada nos cursos de água. A primeira divide a carga de sedimentos de acordo com os padrões e leis relacionadas ao seu movimento, ou seja: material em suspensão (*suspended load*) e material de fundo ou presente no leito dos cursos de água (*bed load*). A outra depende do tamanho da

partícula, da origem da mesma e de seu efeito nos processos fluviais, sendo subdividida em: carga de material de fundo (*bed material load*) ou carga de lavagem (*wash load*), (XIAOQING, 2003; GARCÍA, 2008).

O transporte de sedimentos em suspensão consiste no processo em que o material de granulometria mais fina é mantido em suspensão pela turbulência do escoamento, enquanto o transporte do material de fundo, que possui partículas de granulometria mais grossa, é realizado ao longo do leito intermitentemente por rolamento, deslizamento ou saltação. A denominação carga de material de fundo compreende toda a faixa granulométrica normalmente encontrada no leito e que é transportada como material de fundo ou em suspensão. Já o material de lavagem, que compreende uma faixa de granulometria mais fina, viaja em suspensão e geralmente não é encontrado em quantidades significativas no leito (CHRISTOFOLETTI, 1981; XIAOQING, 2003; GARCÍA, 2008).

Com base nos conceitos supracitados, presume-se que a quantidade de sedimento grosso carregado pelo fluxo de água depende da capacidade de transporte do material constituinte, ou seja, das características geométricas e hidráulicas da seção fluvial e da relação bem definida com a vazão em trânsito pelo curso de água.

Por outro lado, a concentração de sedimentos finos depende exclusivamente do fornecimento desse material pelas áreas de contribuição, não havendo nenhuma relação direta com a vazão em trânsito pelo curso de água (XIAOQING, 2003). Por essa razão, qualquer intervenção que modifique o equilíbrio natural dos cursos de água pode ocasionar sérias consequências em termos de erosão e deposição de sedimentos (SCAPIN, 2005).

Sob o aspecto geomorfológico, segundo Carvalho (2008), o comportamento de uma bacia hidrográfica em relação à produção de sedimentos é variável nas porções alta, média e baixa. Estas porções, apresentadas na Figura 3.1, são definidas da seguinte forma:

- **Zona 1 (Erosão):** representa a porção alta da bacia hidrográfica e possui terrenos com topografia mais íngreme, o que potencializa a produção de sedimentos. Nesta porção da bacia, o manejo inadequado do solo pode acelerar o processo de erosão, intensificando o processo natural de geração de sedimentos;

- **Zona 2 (Transferência):** representa a porção média da bacia hidrográfica, onde as declividades dos terrenos e dos cursos de água são reduzidas, apresentando menor potencial erosivo, porém, alta capacidade de transporte dos sedimentos gerados nas cabeceiras. Nesta região já ocorrem alguns depósitos aluviais e observa-se tendência de formação de meandros. Os cursos de água inseridos nessa área apresentam condições de equilíbrio morfodinâmico, principalmente balanceado pelos volumes de sedimentos que entram e saem dos trechos fluviais;
- **Zona 3 (Deposição):** região formada nas proximidades da foz, onde as declividades são bastante reduzidas, propiciando a formação de depósitos. A morfologia dessa zona é bastante influenciada pelas condições de contorno de jusante, representadas pelos níveis de água do curso de água principal ou pela flutuação das marés, em cursos de água de estuário.

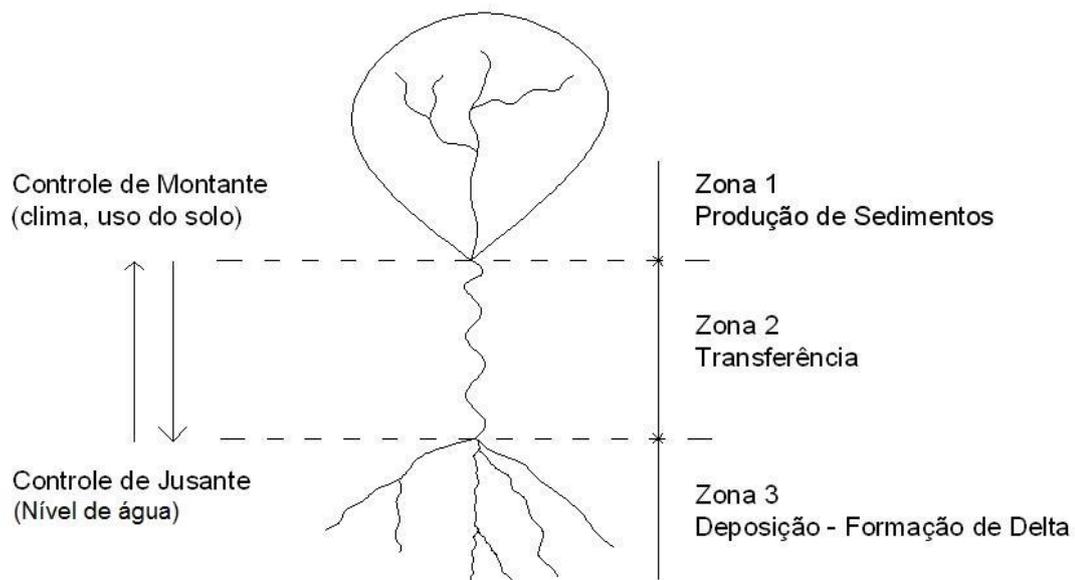


Figura 3.1 – Morfogênese das bacias hidrográficas.

Devido às características morfogenéticas descritas, verifica-se que a produção de sedimentos das bacias hidrográficas não aumenta na mesma proporção de acréscimos nos valores de área de drenagem. Na verdade, ao se progredir de montante para jusante nos cursos de água, aumentando a área de contribuição da bacia, observa-se uma redução na taxa de produção específica de sedimentos.

Considerando a distribuição dos sedimentos ao longo do curso de água e em relação ao tempo, o equilíbrio desse processo ocorre por meio do balanço e conservação de massas, ou seja, o volume de sedimentos que aporta à seção de montante de um trecho fluvial tende a se igualar com o volume que sai no extremo de jusante, para as condições médias de longo termo. Essas condições de equilíbrio fluvial, representadas de forma qualitativa pelo esquema da Figura 3.2, traduzem a chamada Equação de Lane e podem ser expressas pela Equação (3.1) - (JULIEN, 2002; CARVALHO, 2008):

$$Q_w * S \propto Q_s * D_{50} \quad (3.1)$$

na qual Q_w representa a descarga líquida, Q_s a descarga sólida, S a declividade e D_{50} o diâmetro médio do sedimento.

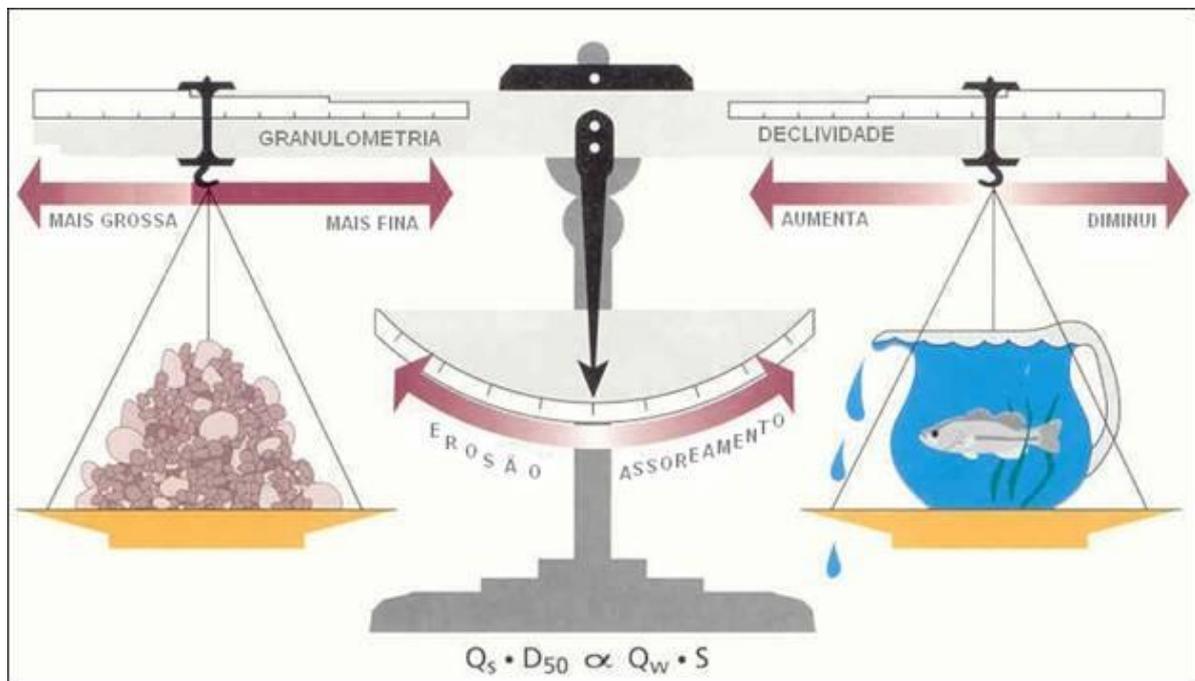


Figura 3.2 – Representação esquemática da equação de equilíbrio morfodinâmico de Lane (FISRWG, 1998).

O processo de deposição da carga de sólidos transportada pelos cursos de água ocorre quando há redução da capacidade de transporte de sedimentos. Essa redução pode ser atribuída à declividade do curso de água, à redução da vazão ou devido ao aumento do diâmetro mediano dos sedimentos. Dentre as várias formas originadas pela sedimentação fluvial destacam-se as planícies de inundação, os deltas, os cones de dejeção, etc. (CHRISTOFOLETTI, 1981).

No caso específico das barragens, a formação do seu reservatório, após a construção, normalmente modifica as condições naturais do curso de água e a dinâmica de transporte de sedimentos, tanto à montante quanto a jusante do barramento. Considerando os aspectos sedimentológicos, a alteração do perfil de linha de água e a redução da velocidade de escoamento na entrada do reservatório dão início ao processo de deposição das partículas transportadas pelo fluxo, as quais, adentrando ao reservatório, podem provocar o seu assoreamento gradual.

De maneira geral, as partículas mais grossas de sedimentos tendem a se depositar na entrada do reservatório e as partículas mais finas, que são transportadas para o interior do mesmo, se depositam ao longo de toda a sua extensão ou são parcialmente transpostas pelos sistemas extravasores para o trecho de jusante. Em contrapartida, a jusante do barramento, devido à redução do volume de sedimentos disponíveis para transporte, pode ser estabelecido um cenário de erosão do leito (BRUK, 1985).

Segundo Carvalho (2008), nem todos os reservatórios possuem o mesmo comportamento no que tange à formação do assoreamento, sendo função: da geometria do mesmo; da topografia do terreno; da sinuosidade do curso de água; da rede de drenagem; do número, forma e potencialidade dos cursos de água afluentes; da regra de operação do reservatório; da granulometria dos sedimentos afluentes; da magnitude e regime das vazões afluentes; da velocidade das águas no interior do reservatório; entre outros aspectos.

O depósito que ocorre à montante dos reservatórios é caracterizado por Mahmood (1987) como **de remanso** (*backwater deposition*) em referência ao fenômeno hidráulico causador. Já os depósitos que ocorrem no interior do reservatório são denominados de **delta** (*delta*), **de margem** (*overbank*) e **de leito** (*bottom-set beds*), de acordo com sua forma e localização.

Os deltas são constituídos por material com granulometria grossa, material que inicia o processo de deposição. Já os depósitos de leito são formados por sedimentos de granulometria fina e que podem ser transportados para a jusante através de correntes de densidade. Os depósitos de margem são aqueles que se estabelecem sobre a margem dos cursos dos de água (planícies de inundação) ou nos vales (MAHMOOD, 1987).

Para Carvalho (2008), as várias formas e tipos de formação de depósitos em reservatório podem variar, ainda, em função da morfologia do entalhe fluvial. Em cursos de água mais

encaixados, o assoreamento ao longo do reservatório pode se formar através de uma camada uniforme e, para condições de talvegues entalhados como garganta, o assoreamento pode ocorrer em forma de cunha.

Dentre os principais impactos ou consequências causados pelo assoreamento dos reservatórios, podem ser citados: (i) aumento da frequência de enchentes em áreas urbanas situadas próximo aos cursos de água, decorrente dos depósitos de remanso; (ii) redução gradual da capacidade ou volume útil e morto dos reservatórios, provocados pelos depósitos do interior; e (iii) abrasão em equipamentos hidromecânicos e nas estruturas hidráulicas, provocados pelos sedimentos que alcançam a barragem e passam pelo vertedouro e condutos.

3.1.2 Taxa de Sedimentação em Reservatórios

As barragens representam uma categoria única de infraestrutura de engenharia, pois os processos de erosão de sedimentos em bacias hidrográficas e sedimentação em seus reservatórios é que determinam a sua obsolescência final e não as obras de engenharia propriamente ditas, pois estas podem ser continuamente restauradas. Desta forma, quando o processo de sedimentação pode ser controlado, a vida útil das barragens excede qualquer outro tipo de infraestrutura de engenharia (GARCÍA, 2008).

Para exemplificar esta questão, Schnitter (1994) *apud* García (2008), lista 12 barragens antigas que excederam 2000 anos de operação. Dessas, quatro ainda estão em operação, cinco foram reabilitadas e retornaram a operar recentemente e três estão atualmente desativadas. Este é um fato isolado, pois o controle inadequado do aporte e transporte de sedimentos nos reservatórios de hoje representa um padrão insustentável de desenvolvimento de recursos hídricos.

Para Carvalho *et al.* (2000), e conforme citado anteriormente, os principais fatores que influenciam na formação dos depósitos de sedimentos correspondem à carga sólida afluyente, à eficiência de retenção do reservatório (razão entre a quantidade de sedimentos retidos e a quantidade de sedimentos totais que entram no reservatório), a densidade e o volume dos sedimentos assoreados. Outros fatores que interferem na distribuição e nos depósitos de sedimentos nos reservatórios são citados por Asthana e Nigam (1980), quais sejam: regra de operação do reservatório; quantidade, tamanho e tipo de sedimento transportado; formato do

reservatório, vegetação ou cobertura vegetal dos terrenos da bacia hidrográfica e magnitude das vazões afluente e defluente do reservatório.

Na literatura especializada, são listadas várias técnicas e métodos para medição e estimativa do assoreamento de reservatórios. O método de **incremento de área**, desenvolvido por Borland e Miller (1958) *apud* Carvalho (2008), consiste em uma metodologia estritamente matemática, que permite a estimativa da altura dos sedimentos no reservatório para um determinado período de tempo, sendo possível, desta forma, estabelecer uma nova curva cota x área x volume para cada período considerado.

Os cálculos fundamentados na **estimativa da eficiência de retenção** são empíricos, pois baseiam-se em medições dos depósitos em um amplo número de reservatórios. Os principais estudos para estimativa preliminar da eficiência de retenção e, conseqüentemente, do assoreamento em reservatórios, foram elaboradas por Churchill (1948) e Brune (1953), os quais desenvolveram curvas envoltórias fundamentadas em levantamentos de vários reservatórios dos Estados Unidos da América (CARVALHO, 2008).

A avaliação do assoreamento do volume total do reservatório e da vida útil do aproveitamento também é analisada através da **taxa de assoreamento anual**, expressa a partir da porcentagem do volume útil total em relação ao volume útil do reservatório original.

Atualmente, de acordo com o cadastro mundial de barragens realizado pelo CIGB/ICOLD, existem cerca de 58.520 estruturas no mundo com altura igual ou superior a 15,0 m, totalizando um volume acumulado de aproximadamente 16 trilhões de m³, distribuídos nos seguintes propósitos: irrigação, hidro energia, abastecimento humano, controle de enchentes, recreação, navegação/piscicultura e outros.

Dada a importância das barragens no âmbito dos recursos hídricos mundial, vêm sendo elaborados diversos estudos para estimar a taxa de assoreamento de seus reservatórios, acompanhar a vida dos mesmos e garantir a operação dessas estruturas para os fins previstos. Crowder (1987) estimou a taxa de sedimentação média em reservatórios para 48 estados norte-americanos em aproximadamente 0,22% ao ano; apesar de outros dados, compilados por Dendy *et al.* (1973), mostraram que a perda de armazenamento anual tende a ser mais rápida em reservatórios menores do que em grandes reservatórios, devido às diferentes capacidades de armazenamento.

Outros estudos também demonstraram que a perda anual média de volume útil é variável de um país para outro, bem como de uma região para outra. Por exemplo, na Turquia, Gogus e Yalcinkaya (1992) examinaram dados de 16 reservatórios e chegaram a uma taxa de sedimentação anual média de 1,2%, com valores das taxas individuais variando de 0,2% a 24%. Na Índia, Morris (1995) calculou uma taxa sedimentação média anual de 0,5%.

A Tabela 3.1 apresenta estimativas de taxas de sedimentação em diversas regiões do mundo, compiladas por White (2001) *apud* García (2008).

Tabela 3.1 – Taxa de sedimentação de reservatórios no mundo.

Região	Grandes Barragens Inventariadas	Armazenamento (1 x 10 ¹² m ³)	Taxa de Sedimentação Anual (%)
China	22,000	0,51	2.3
Ásia (excluindo a China)	7,230	0,861	0.3-1.0
América do Norte	7,205	1,845	0.2
Europa	5,497	1,083	0.17-0.2
América do Sul e Central	1,498	1,039	0.1
Norte da África	280	0,188	0.08-1.5
África sub-Saara	966	0,575	0.23
Oriente Médio	895	0,224	1.5
Mundo	45,571	6,325	0.5-1.0

Fonte: Adaptado de White (2001) *apud* García (2008).

Estudos apontam que o volume útil dos reservatórios perdem capacidade anualmente devido ao aporte de sedimentos que em média no Brasil é de aproximadamente 0,5%, o que corresponde a um volume de 2,0 x 10⁶ m³ por ano, ou seja, um volume que correspondente a reservatórios de médio porte, tais como: Estreito, Jaguari, Moxotó, Salto Osório, Porto Colômbia, etc. (CARVALHO *et al.*, 2000). (CARVALHO *et al.*, 2000; CARVALHO, 2008).

Devido à falta de levantamentos topobatimétricos sistemáticos do volume útil dos reservatórios brasileiros e sua respectiva divulgação. Neste sentido, Carvalho (2008) lista alguns reservatórios assoreados, total ou parcialmente, baseando-se em informações de levantamentos batimétricos realizados pelos respectivos empreendedores. Essas barragens estão apresentadas na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Usinas com reservatórios assoreados, segundo Carvalho (2008).

Aproveitamento	Curso de Água	Proprietário	Tipo
Bacia do Tocantins			
Itapecuruzinho	Itapecuruzinho	CEMAR	UHE, 1,0 MW
Bacias do Atlântico Norte			
Limoeiro	Capibaribe	DNOS	Controle de cheias
Bacia do São Francisco			
Rio de Pedras	Velhas	CEMIG	UHE, 10 MW
Paraúna	Paraúna	CEMIG	UHE, 30 MW
Pandeiros	Pandeiros	CEMIG	UHE, 4,2 MW
Acabamundo	Acabamundo	DNOS	Controle de cheias
Arrudas	Arrudas	DNOS	Controle de cheias
Pampulha	Pampulha	SUDECAP	Controle de cheias
Bacias do Atlântico Leste			
Funil	Contas	CHESF	UHE, 30 MW
Pedras	Contas	CHESF	UHE, 23 MW
Candengo	Una, BA	CVI	UHE, -
Peti	Santa Bárbara	CEMIG	UHE, 9,4 MW
Brecha	Piranga	ASCAN	UHE, 25 MW
Piracicaba	Piracicaba	B.-MINEIRA	UHE, -
Sá Carvalho	Piracicaba	ACESITA	UHE, 50 MW
Dona Rita	Tanque	-	UHE, 2,41 MW
Madeira Lavrada	Santo Antônio	CEMIG	Armazenamento
Guanhães	Guanhães	CEMIG	Armazenamento
Tronqueiras	Tronqueiras	-	UHE, 7,87 MW
Bretas	Suaçuí Pequeno	-	-
Sinceridade	Manhuaçu	CFLCL	UHE, 1,416 MW
Mascarenhas	Doce	ESCELSA	UHE, 120 MW
Areal	Areal	CERJ	UHE, -
Paraitinga	Paraitinga	CESP	UHE, 85 MW
Ituerê	Pombas	CFLCL	UHE, 4,0 MW
Funil	Paraíba do Sul	FURNAS	UHE, 216 MW
Jaguari	Jaguari	CESP	UHE, 27,6 MW
Una	Una, SP	PM Taubaté	Abastec. d'água
Bacia do Paraná			
Pirapora	Tietê	-	-
Caconde	Pardo	CESP - AES Tiete	UHE, 80,4 MW
Euclides da Cunha	Pardo	CESP- AES Tiete	UHE, 108,8 MW
Americana	Atibaia	CPFL	UHE, 34 MW
Jurumirim	Paranapanema	CESP	UHE, 22 MW
Piraju	Paranapanema	CPFL	UHE, 120 MW
Pres. Vargas	Tibaji	Klabin	UHE, 22,5 MW
Poxoréu	Poxoréu	CEMAT	UHE, -
São Gabriel	Coxim	ENERSUL	UHE, 7,5 MW
Rib. das Pedras	Descoberto	CAESB	Abastecimento de água
São João	São João	ENERSUL	UHE. 3,2 MW
Bacia do Uruguai			
Caveiras	Caveiras	CELESC	UHE, 4,3 MW
Silveira	Santa Cruz	CELESC	UHE, -
Celso Ramos	Chapecozinho	CELESC	UHE, 5,76 MW
Furnas Segredo	Jaguari	CEEE	UHE, -
Bacias do Atlântico/Sudeste			
Santa Cruz	Tacânica	CCPRB	UHE, 1,4 MW
Piraí	Piraí	CELESC	UHE, 1,37 MW
Ernestina	Jacuí	CEEE	UHE, 1,0 MW
Passo Real	Jacuí	CEEE	UHE, 125 MW

Como a taxa de perda de capacidade de armazenamento depende da taxa de transporte de sedimentos do curso de água em que a barragem é construída, dos fatores morfológicos do reservatório, do esquema operacional da barragem, etc., o objetivo da gestão de sedimentos, segundo García (2008), é manipular o sistema, a fim de equilibrar a entrada e a saída do material afluente, mantendo o armazenamento benéfico e minimizando os impactos ambientais e os custos socioeconômicos para o trecho de jusante.

Neste sentido, atualmente as questões de sedimentação estão se concentrando cada vez mais em compreender questões como:

- Continuidade da operação de reservatório além da vida útil prevista em projeto, apesar do processo natural de acumulação de sedimentos ao longo do tempo;
- Modificação de estruturas existentes e estabelecimento de regras operacionais para minimizar impactos de sedimentação;
- Projeto e gerenciamento de novos reservatórios para minimizar a acumulação de sedimentos no reservatório principal;
- Dragagem e outras técnicas de remoção de sedimentos;
- Impactos dos sedimentos associados ao desmantelamento e remoção de barragens, e;
- Manejo dos sedimentos afluentes e/ou removidos do reservatório para minimizar ou mitigar impactos ambientais decorrentes.

3.1.3 Modelos Físicos em Escala

Modelos físicos são geralmente construídos para testar várias estruturas de engenharia e para realizar experimentos sob condições laboratoriais controladas, em oposição a realização de programas de campo, geralmente de alto custo.

Julien, (2002) se destaca ao abordar com detalhe os principais conceitos e aplicações dos modelos físicos. Com base no autor, realiza-se na sequência uma sucinta descrição dos principais propósitos, fenômenos físicos dos modelos em escala e tipos de modelos físicos aplicados a estruturas hidráulicas.

Os principais propósitos da construção de modelos físicos incluem, segundo Julien, (2002):

- Uma reprodução laboratorial em pequena escala de um fenômeno de fluxo observado num curso de água ou em reservatório;
- O exame do desempenho de várias estruturas hidráulicas ou contramedidas alternativas a serem considerados no projeto final, e;
- Investigação do desempenho do modelo em diferentes condições hidráulicas e de transporte e deposição de sedimentos.

O termo **protótipo** refere-se à representação das características naturais nas quais uma estrutura hidráulica encontra-se na natureza e para as quais um modelo hidráulico deve ser construído em laboratório. A escala do modelo, portanto, refere-se à relação entre protótipo e o modelo físico em escala.

Em todos os modelos físicos em escala, são relevantes as seguintes considerações: (i) o comprimento do modelo deve ser grande o suficiente para garantir a precisão das medições; (ii) deve-se considerar as limitações físicas do espaço, da vazão afluyente e a precisão da instrumentação a ser utilizada; e (iii) as condições de contorno devem ser simuladas adequadamente.

Geralmente, os modelos hidráulicos utilizam água como fluido e requerem que as escalas (relação entre protótipo e modelo) de densidade e viscosidade cinemática sejam iguais à unidade, pois a razão protótipo e modelo para a aceleração gravitacional, peso específico e viscosidade dinâmica também é igual a unidade.

Para que um modelo físico em escala represente adequadamente a física do protótipo, as seguintes similaridades hidráulicas devem ser respeitadas:

- **Similaridade geométrica** – descreve o tamanho relativo de dois sistemas cartesianos de coordenadas (x, y, z). Quando a similaridade geométrica é dita exata (a semelhança geométrica em cada dimensão é linear), as escalas de comprimento vertical “ z_r ” e horizontal “ x_r ” e “ y_r ” são idênticas. Quando o modelo físico é dito distorcido, as escalas verticais e horizontais não são idênticas, implicando em mudanças de inclinação no modelo, tanto na direção x quanto na direção y;

- **Similaridade cinemática** – refere-se a parâmetros que envolve movimento, por exemplo, velocidade “V”, aceleração da gravidade “a”, viscosidade cinemática “ ν ”, etc. Quando a escala de tempo descreve apropriadamente a similaridade cinemática e o movimento do fluido no modelo e no protótipo são semelhantes, diz-se tratar de critério de similaridade de Froude. Ainda é importante considerar que a escala de tempo para modelos distorcidos varia de acordo com a direção (x, y, z), sendo restritos para simular fluxos 1D (unidimensional), não devendo, portanto, serem usados para modelar vorticidade, difusão, mistura turbulenta e dispersão;
- **Similaridade dinâmica** – refere-se a parâmetros que envolve força, por exemplo, densidade, peso específico “ γ ” e viscosidade dinâmica “ μ ”. O conceito básico de similaridade dinâmica traduz-se basicamente no fato de que as forças individuais, que atuam sobre elementos fluidos correspondentes, devem ter a mesma relação de força em ambos os sistemas.

Com base no exposto, a determinação do fenômeno físico predominante permitirá definir as escalas do modelo físico. Esta abordagem é razoável, desde que os termos gravitacionais ou viscosos possam ser negligenciados.

Para modelos de superfície livre, os efeitos gravitacionais são tipicamente predominantes e a resistência ao escoamento não depende da viscosidade quando se considera os escoamentos hidraulicamente rugosos. Neste sentido, na maioria desses modelos a relação da força peso deve se equilibrar à força inercial ou hidrodinâmica, a fim de satisfazer o critério de similaridade de Froude. Este, por sua vez, descreve adequadamente a carga de velocidade, a profundidade do escoamento e a energia específica entre o modelo e o protótipo. Além disso, a similaridade de Froude é adequada para descrever as condições de escoamento rapidamente variado.

Fundamentalmente, existem dois tipos bem definidos de modelos físicos em escala para análises hidráulicas: modelos de fundo rígido e modelos de fundo móvel.

Os modelos de **fundo rígido** são construídos com a finalidade de simular o escoamento em torno de obras de melhoria em cursos de água e estruturas hidráulicas, nos quais o transporte de sedimentos não é importante. Para tanto, a escala dos modelos de fundo rígido pode ser determinada considerando dois métodos: (i) semelhança geométrica exata, quando a

resistência ao escoamento pode ser negligenciada; e (ii) modelos distorcidos, quando a resistência ao escoamento é importante e deve ser considerada.

Os modelos de **fundo móvel** são apropriados quando o fenômeno do transporte de sedimentos ocorre de forma significativa. Assim, a similaridade no transporte de sedimentos é obtida quando o parâmetro Shields “ τ_* ” e o diâmetro adimensional “ d_* ” são semelhantes em ambos os sistemas, isto é, $\tau_{*r}=1$ e $d_{*r}=1$.

Evidentemente, essas condições também implicam que o número de Reynolds é igual a unidade, ou seja, $Re_{*r}=1$, pois, $\tau_* d_*^3 = Re_*^2$. Além disso, a mobilidade do leito proporciona um grau de liberdade adicional na seleção da densidade dos sedimentos. Como exemplo de aplicação dos modelos de fundo móvel tem-se estruturas hidráulicas típicas que estão sujeitas à erosão local (pilar de ponte), erosão à jusante dos vertedouros, sedimentação de reservatórios, etc.

Para modelos de fundo móvel, existem quatro critérios de similaridade: (i) similaridade de Froude; (ii) de resistência, por exemplo, Manning-Strickler; (iii) diâmetro adimensional do grão; e (iv) parâmetro Shields.

Quando se trata de cursos de água com escoamento variado e transporte de sedimentos, estes quatro critérios de similaridade devem ser satisfeitos simultaneamente, admitindo um grau de liberdade. Esta condição é conhecida como modelo de similaridade completa. De fato, só é possível semelhança exata quando a escala é unitária, ou seja, o protótipo é igual ao modelo.

A similaridade completa dos modelos de fundo móvel é adequada para os processos de transporte de sedimentos 1D, uma vez que, a direção a jusante “x” é dominante e as acelerações nas direções lateral “y” e vertical “z” são desprezíveis. Portanto, a similaridade do diâmetro da partícula adimensional $d_{*r}=1$ em modelos hidráulicos impõe a seguinte relação entre o diâmetro de partícula e a densidade das partículas:

$$d_{sr}^3 = \frac{1}{(G - 1)_r} \quad (3.2)$$

na qual, d_{sr} representa a relação do diâmetro adimensional da partícula e G a gravidade específica do material.

A partir desta relação verifica-se que os modelos hidráulicos demandam o emprego de materiais muito leves, quando diâmetros de partículas são utilizados no modelo. Os materiais comumente utilizados na prática e suas propriedades físicas estão listados na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Propriedade de sedimentos para modelos de fundo móvel.

Material	Gravidade Específica G	Diâmetro da Partícula d_s (mm)	Comentário
Poliestireno	1,035 a 1,05	0,5 a 3,0	Durável, mas difícil de molhar e tende a flutuar
Gilsonita	1,04	-	-
Nylon (resinas de poliamida)	1,16	0,1 a 5,0	-
Lucite (plástico transparente)	1,18	-	-
PVC	1,14 a 1,25	1,5 a 4,0	Hidrofóbico
Perspex	1,18 a 1,19	0,3 a 1,0	Empoeirado
Acrilonitrilo butadieno estireno	1,22	2,0 a 3,0	Adiciona detergente contra aderência à bolha de ar
Carvão	1,2 a 1,43 (até 1,6)	0,3 a 4,0	Possível heterogeneidade na gravidade específica e classificação
Casca de noz	1,33	0,15 a 0,41	Deteriora em 2-3 meses, água da cor (marrom escuro)
Baquelite	1,38 a 1,49	0,3 a 4,0	Poroso, tende a apodrecer, muda de diâmetro e flutua.
Pedra-pomes	1,4 a 1,7		-
“Loire Sand”	1,5	0,63 a 2,25	Empoeirado
Lyttag (fly-ash)	1,7	1,0 a 3,0	Poroso
Areia de quartzo	2,65	0,1 a 1,0	-

Fonte: Adaptado de (JULIEN, 2002).

Considerando que o parâmetro de similaridade de Shields $\tau_{*r}=1$ impõe a seguinte relação entre o diâmetro da partícula e a similaridade da inclinação S_r , tem-se:

$$\tau_{*r} = \frac{z_r S_r}{[(G - 1)_r d_{sr}] } = 1 \quad (3.3)$$

na qual, τ_{*r} representa a relação do parâmetro de Shields, z_r a relação de comprimento do modelo hidráulico, G a gravidade específica e d_{sr} a relação do diâmetro do grão.

Logo, a partir das Equações (3.2) e (3.3), para satisfazer simultaneamente $d_{*r}=1$, $S_r = \frac{z_r}{x_r}$, e $\tau_{*r}=1$, a condição $d_{sr} = \frac{x_r^{\frac{1}{2}}}{z_r}$ deve ser satisfeita. Já as relações de escala são obtidas a partir da satisfação dos quatro critérios de similaridade.

O critério para os sedimentos em suspensão é definido a partir da razão entre a velocidade de cisalhamento e a velocidade de queda, $\frac{\omega_r}{u_{*r}} = 1$. Isto leva diretamente a $d_{sr} = \frac{x_r^{\frac{1}{2}}}{z_r}$, que é a condição previamente obtida a partir do parâmetro Shields. Desta forma, o parâmetro similaridade de Shields é equivalente à similaridade na relação entre carga de sedimento de fundo e de suspensão, desde que $d_{*r}=1$. Além disso, a capacidade de transporte de material de fundo pode ser definida a partir da relação de Einstein-Brown $\frac{q_{bv}}{\omega d_s} = f(\tau_*)$, na qual q_{bv} representa a descarga de sedimento unitária por volume, ω a velocidade de queda da partícula e d_s o diâmetro do grão.

Quando a condição para similaridade completa não é possível de se estabelecer, uma restrição pode ser sacrificada, a fim de se favorecer de um grau de liberdade adicional. Entretanto, na medida em que o modelo se desvia da similaridade completa, aumenta-se o risco de que o mesmo produza resultados incorretos.

Embora exista uma série de possibilidades, dependendo de quais condições de similaridade devem ser preservadas, tanto no modelo quanto no protótipo, serão considerados aqui, apenas dois tipos:

- **Semelhança não-Froudeano**, $Fr_r \neq 1$. Cursos de água com escoamento próximo ao equilíbrio e gradualmente variado podem ser simulados com diferentes valores do número de Froude, desde que o escoamento seja subcrítico. Por exemplo, cursos de água aluviais, com presença de material de granulometria fina, com baixo número de Froude associado ao escoamento, podem ser simulados com o mesmo material com maiores números de Froude, desde que o escoamento seja caracterizado como subcrítico.
- **Quase semelhança no transporte de sedimentos**, $d_{*r} \neq 1$. Materiais de fundo com granulometria grosseira, presentes em cursos de água onde o transporte da carga de

fundo é predominante, podem ser simulados com valores de d_* , desde que o fluxo seja hidraulicamente rugoso.

Quando a mesma densidade do sedimento é utilizada, a similaridade do diâmetro adimensional da partícula d_* implica que $(G - 1)_r = \frac{1}{d_{sr}^3}$ e, então, a partícula de sedimento deve ter a mesma densidade e diâmetro.

Esta condição de similaridade de Shields pode ser reescrita como $d_{sr} = \frac{X_r^{0,5}}{Z_r} = 1$ e a equação de Manning-Strickler pode ser reescrita em termos do número de Froude $Fr_r = Z_r^{-0,5+m}$. No qual, m é o expoente da equação de resistência ao escoamento definida como $m = \left[\frac{1}{\ln 12,2 \frac{h}{d_g}} \right]$, na qual, h é a profundidade (m) e d_g é o diâmetro mediano do grão (m).

Como a escala de Froude não é igual a unidade, este muda ligeiramente com a escala do modelo e com a escala de modelos de escoamento gradualmente variado.

Este tipo de abordagem permite o uso do mesmo sedimento do protótipo no modelo quando a geometria da seção transversal não distorcida pode ser simulada $y_r = z_r$, e a similaridade na geometria em planta é $x_r = y_r$. Portanto, este tipo de modelo oferece semelhança na carga do leito e no transporte de sedimentos suspensão.

As desvantagens associadas a este tipo de modelo referem-se ao fato de o mesmo não obedecer à similitude de Froude e ser limitado a fluxos subcríticos quase uniformes. Além disso, este tipo de modelo deve simular adequadamente o transporte de sedimentos e a resistência ao fluxo. No entanto, os diagramas de força e as acelerações laterais/verticais não são adequadamente simuladas.

Modelos com quase similaridade no transporte de sedimentos, $d_{*r}=1$, podem ser usados quando o transporte da carga de fundo é dominante. Entretanto, vale ressaltar que a similitude no transporte total de sedimentos é questionável quando $\tau_{*r}=1$ e $d_{*r}=1$. Os efeitos de escala podem ser encontrados em outros processos de transporte de sedimentos, como na carga suspensa e na forma da camada.

3.2 *Velocidade de Queda*

A velocidade de queda das partículas de sedimento, também chamada de terminal ou de sedimentação, é uma das características mais importantes nos estudos de transporte de sedimentos e desempenha papel fundamental na modelagem de sedimentos em suspensão, processos de mistura e transporte.

A velocidade de queda está diretamente associada às condições relativas do fluxo existente entre a partícula de sedimento e a água durante as condições de transporte dos sedimentos. Depende de certa forma do tamanho, forma e rugosidade da superfície da partícula e da viscosidade do fluido (YANG, 1996).

Dada a importância do conhecimento da velocidade de queda, Jimenez e Madsen (2003) exemplificam que erros na estimativa da velocidade de queda podem ampliar em mais de três vezes o cálculo do transporte da carga em suspensão.

Os fatores que incorporam erros na estimativa da velocidade de queda de partículas, segundo Dietrich (1982), estão relacionados às propriedades do fluido, à densidade e à viscosidade, e às características físicas da partícula, densidade, tamanho, forma e textura da superfície.

Adicionalmente, apesar dos efeitos brutos destes fatores sobre a velocidade de queda serem bem conhecidos, suas relações funcionais são mal quantificadas e não existe nenhuma solução analítica para definição do escoamento ao redor de partículas irregulares e previsão da velocidade de queda de partículas naturais (DIETRICH, 1982).

Além disso, é quase impossível obter o valor da velocidade de queda real *in situ* e, na maioria dos casos, é obtida a partir de experimentos laboratoriais ou predita por fórmulas empíricas (JIMENEZ e MADSEN, 2003).

Por esta razão, pesquisas para estimativa da velocidade de queda de partículas não esféricas são frequentemente desenvolvidas por meio de equações empíricas, as quais estabelecem relações com o diâmetro, efeitos de forma e redondez de partículas naturais.

Para partículas esféricas, Stokes definiu, analiticamente e em 1851, o coeficiente de arrasto, C_d , baseando-se no número de Reynolds (Re_p) da partícula e em equações de movimento de Navier-Stokes, utilizando como auxílio uma função de cisalhamento e negligenciando todos

os termos de inércia (CAMENEN, 2007; CHENG, 1997; WU e WANG, 2006; YANG, 1996). Esse coeficiente é representado pela Equação (3.4).

$$C_d = \frac{24}{Re_p} \quad (3.4)$$

Contudo, a solução de Stokes (1851) foi desenvolvida para pequenas partículas esféricas, com diâmetro igual ou inferior a 1 mm e para $Re_p \ll 1$, ou seja, para fluxo sub-laminar ou *creeping flow*.

Para uma partícula que se desloca no interior de um fluido em repouso, a velocidade de queda é definida quando ocorre o equilíbrio entre a força peso, $F_p = (\rho_s - \rho)gV_s$, e as forças de arrasto, $F_D = C_D \rho \frac{\omega_s^2}{2} A_s$:

$$\omega_s^2 = \frac{4}{3C_D} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d_s \quad (3.5)$$

nas quais, ω_s representa a velocidade de queda da partícula (m/s), d_s o diâmetro do grão (m), C_d o coeficiente de arrasto (adimensional), g a gravidade (m/s²), ρ_s a massa específica do grão (kg/m³) e ρ a massa específica do fluido (kg/m³).

Portanto, a equação para estimativa da velocidade de queda de uma partícula esférica é obtida substituindo a solução de Stokes, que relaciona o coeficiente de arrasto com o número de Reynolds da partícula, na Equação (3.5). Como resultado obtém-se a seguinte expressão:

$$\omega_s = \frac{1}{18} \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \frac{g d_s^2}{\nu} \quad (3.6)$$

em que, ω_s representa a velocidade de queda da partícula (m/s), d_s o diâmetro do grão (m), C_d o coeficiente de arrasto (adimensional), g a gravidade (m/s²), ρ_s a massa específica do grão (kg/m³) e ρ a massa específica do fluido (kg/m³).

Devido à faixa restritiva do número de Reynolds imposta pela solução de Stokes, Oseen (1927) incluiu os termos de inércia, pelo menos em parte, na solução das equações de

movimento de Navier-Stokes, a fim de estender a faixa de validade do número de Reynolds da partícula (YANG, 1996).

Todavia, uma solução mais completa foi obtida por Goldstein (1929), que permitiu estender um pouco mais a faixa de aplicação, ainda que permanecendo dentro de um intervalo limitado do número de Reynolds da partícula, ou seja, $Re_p < 2$, (YANG, 1996).

Rouse (1937) *apud* Yang (1996) resumiu as diferenças entre a relação do coeficiente de arrasto C_d e o número de Reynolds da partícula Re_p propostas por Stokes (1851), Oseen (1927) e Goldstein (1929), como apresentado na Figura 3.3.

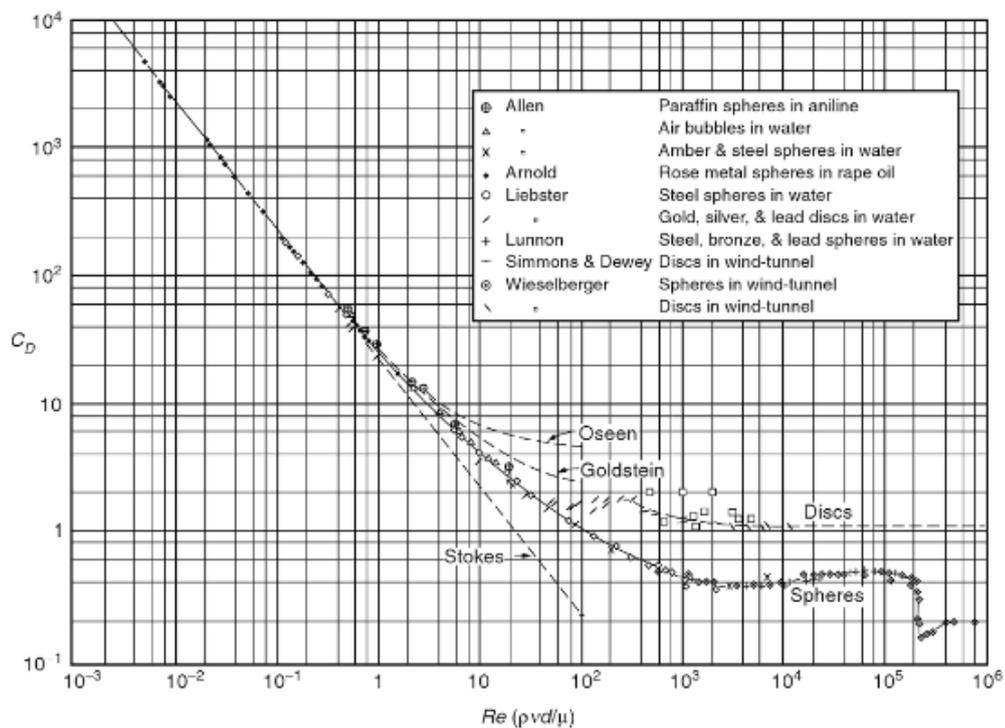


Figura 3.3 – Coeficiente de arrasto *versus* número de Reynolds. Fonte: Rouse (1937) *apud* Yang (1996).

Quando a velocidade de queda abrange elevados valores de número de Reynolds, o problema se torna mais complexo devido às mudanças dos padrões de escoamento ao redor da partícula, devido à separação da camada limite associada a vórtices, que inicialmente tem padrão periódico e depois aleatório (GÖĞÜŞ *et al.*, 2001).

Além do número de Reynolds a forma das partículas de sedimento natural e a rugosidade da superfície também afetam a velocidade de queda e consequentemente a curva que relaciona o

coeficiente de arrasto e o número de Reynolds que se desvia da de uma esfera (WU & WANG, 2006).

Além disso, segundo Göğüş *et al.* (2001), quando a formação da camada limite muda da natureza laminar para turbulenta, como uma função do número de Reynolds, cria-se dificuldade na análise teórica do problema. Além disso, como mencionado anteriormente, apenas estudos experimentais são capazes de determinar as relações entre os coeficientes de arrasto e os números de Reynolds, principalmente diante de valores muito altos deste último.

Segundo Göğüş *et al.* (2001) os padrões de escoamento ao redor de uma partícula são:

- **Separação da camada limite:** quando o número de Reynolds aumenta, o padrão de separação de escoamento se altera, afetando a distribuição de cisalhamento e pressão na superfície da partícula de duas maneiras: (i) sempre que o ponto de separação incidir bem para frente no corpo, haverá uma redução no cisalhamento, com um aumento na pressão e conseqüentemente um aumento no arrasto; e, (ii) sempre que o ponto de separação estiver bem a jusante do ponto de estagnação, os efeitos observados serão inversos;
- **Formação de vórtice:** à medida que a zona de separação se desenvolve, os vórtices são formados no bordo de fuga da partícula, criando flutuações na pressão e oscilações de impulso transversal e torque sobre a mesma;
- **Circulação:** é definida como a integral de linha da componente de velocidade tangencial sobre qualquer contorno fechado no campo de fluxo. Se uma partícula submersa gira, o movimento adicional dá origem a circulação que causa uma força de sustentação atuante sobre a partícula perpendicular ao movimento da mesma (MEHTA *et al.*, 1980).

Göğüş *et al.* (2001) também relata que, devido a estes padrões de escoamento, a queda de uma partícula inserida em um fluido pode estar submetida a três classes de movimento: deslizamento, inclinação e rotação. Tais formas de movimento podem ocorrer separadamente ou combinadas e geralmente são relacionados ao número de Reynolds e a forma da partícula.

Ainda segundo Göğüş *et al.* (2001) para qualquer tipo de movimento, a relação entre o coeficiente de arrasto e o número de Reynolds da partícula pode ser expressa graficamente

com base na velocidade de queda e no tamanho da mesma. Entretanto, deve ser incluída uma terceira variável: o fator de forma da partícula.

Segundo Cheng (1997), muitos fatores de forma têm sido propostos para caracterizar a forma do grão, de maneira a tornar possível a estimativa da velocidade de queda a partir de curvas empíricas. Ainda segundo este autor, uma única variável de forma não é capaz de explicar todos os efeitos de forma, sendo, portanto, uma simplificação exagerada.

De toda maneira, o fator de forma mais simples, comumente usado e fisicamente significativo, corresponde ao fator de forma Corey (1949) “csf”, representado pela Equação (3.7). Este fator varia de 0 a 1 e é uma relação entre a área transversal de uma esfera e a área máxima da seção transversal de uma partícula com forma de um elipsoide (CAMENEN, 2007 e CHENG, 1997).

$$csf = \frac{l_c}{\sqrt{l_a l_b}} \quad (3.7)$$

na qual, os termos l_a , l_b e l_c representam as dimensões dos eixos mais longos, intermediários e curtos da partícula.

Outros parâmetros de forma também são apresentados em estudos de velocidade de queda de partículas naturais. Por exemplo, Camenen (2007), Jimenez e Madsen (2003), Wu e Wang (2006) adotaram o fator de redondeza da partícula, definida como uma medida da variação da curvatura ao longo da superfície da partícula.

Como a forma da partícula e a rugosidade da superfície afetam o processo de queda e a curva $C_D - Re_p$ das partículas de sedimentos naturais se desvia da curva da esfera, diversos estudos desenvolveram relações empíricas ou semi-empíricas para estimar a velocidade de queda, como, por exemplo: (i) Dietrich (1982), Jimenez e Madsen (2003), Wu e Wang (2006) e Camenen (2007), que desenvolveram formulações que incorporaram os efeitos da forma e arredondamento da partícula; ou (ii) Cheng (1997), Ahrens (2000) e Zhiyao *et al.* (2008), que utilizaram apenas o diâmetro da partícula para estimar a velocidade de queda.

No entanto, não se encontra na literatura estudos que abordam a velocidade de queda para partículas não esféricas com composição diferente do quartzo, embora alguns afirmem que suas equações de velocidade de queda sejam válidas para qualquer tipo de sedimento.

Para desenvolver uma equação empírica capaz de explicar os efeitos do tamanho, densidade, forma e arredondamento na velocidade de queda do sedimento natural, Dietrich (1982) utilizou dados de 14 estudos experimentais anteriores e realizou suas análises a partir de quatro parâmetros não dimensionais, quais sejam: diâmetro nominal adimensional “ D_* ”; velocidade de queda adimensional “ W_* ”; fator de forma Corey; e índice de potência de redondeza.

Como resultado, Dietrich (1982) descreve que, apesar da imprecisão das definições e dos dados utilizados, a equação proposta se mostrou adequada para estimar a velocidade de queda com base em propriedades físicas quantificáveis. No entanto, segundo Camenen (2007), a equação proposta por Dietrich (1982) é de difícil aplicação, por envolver ajuste de múltiplos polinômios.

Jimenez e Madsen (2003) apresentaram uma equação simples, derivada do trabalho anterior de Dietrich (1982), para calcular a velocidade de queda de partículas naturais com tamanhos de grãos variando entre 0,063 mm e 1,0 mm, desde que conhecido o fator de forma e o arredondamento do sedimento. A equação proposta é definida pelas equações (3.8) e (3.9):

$$W_* = \frac{w_s}{\sqrt{(s-1)gd_N}} = \left(A + \frac{B}{S_*} \right)^{-1} \quad (3.8)$$

$$S_* = \frac{d_N}{4\nu} \sqrt{(s-1)gd_N} \quad (3.9)$$

Na qual, W_* é a velocidade de queda adimensional, S_* é o parâmetro adimensional da partícula, A e B são coeficientes, g a gravidade (m/s^2), d_N diâmetro nominal (m), s é a gravidade específica ($s = \frac{\rho_s}{\rho}$), ν é a viscosidade cinemática do fluido (m^2/s).

Para tanto, os autores compararam a equação proposta com aquelas propostas por Zanke (1977), Julien (1996), Soulsby (1997), Cheng (1997) e Ahrens (2000), chegando a um melhor desempenho em termos de erro padrão da estimativa de sedimentos finos com

diâmetros nominais entre 0,063 mm e 0,25 mm, para os quais o transporte de sedimentos em suspensão em condições naturais é mais provável de ocorrer.

Ainda segundo Jimenez e Madsen (2003), o resultado da utilização da equação foi surpreendente para areias muito finas e finas quando comparado com os resultados de Dietrich (1982). Além disso, o desempenho da equação para areias grossas e muito grossas também é surpreendente, uma vez que extrapola a região de validade de 1 mm, estabelecido pela equação de Dietrich.

Wu e Wang (2006) examinaram novamente as relações recomendadas pela Interagency Committee (1957), usando uma gama mais ampla de dados, e incluíram a equação proposta por Cheng (1997). Além disso, propuseram uma expressão matemática explícita para a velocidade de queda de partículas de sedimentos naturais. A equação proposta é definida pelas equações (3.10) e (3.11):

$$\omega_s = \frac{Mv}{Nd} \left[\sqrt{\frac{1}{4} + \left(\frac{4N}{3M^2} d_*^3 \right)^{\frac{1}{n}}} - \frac{1}{2} \right]^n \quad (3.10)$$

$$M = 53,5e^{-0,65S_f}; N = 5,65e^{-2,5S_f}, n = 0,7 + 0,9S_f \quad (3.11)$$

Na qual, d_* é o diâmetro adimensional da partícula definido como $d_* = d_s \left[\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \frac{g}{v^2} \right]^{\frac{1}{3}}$, d_s é o diâmetro nominal do grão (m), ρ_s é a massa específica do grão (kg/m^3), ρ é a massa específica do fluido (kg/m^3), g a gravidade (m/s^2), v a viscosidade cinemática do fluido (m^2/s), S_f é o fator de forma de Corey.

Ainda segundo os autores, a equação proposta foi testada utilizando os dados do Interagency Committee (1957), mas também dados de diferentes fontes como: (Krumbein (1942), Corey (1949), Wilde (1952), Schulz *et al.* (1954) e Romanovskii (1972).

Como resultado, segundo Wu e Wang (2006), para as partículas de sedimentos mais grossos que 0,2 mm, a equação proposta mostrou a mesma exatidão das curvas originais, recomendadas pelo Interagency Committee (1957). Contudo, para sedimentos com dimensões inferiores a 0,2 mm, a equação deve ter uma precisão melhor que das curvas originais, pois foi

calibrada usando os dados de medição ao invés de assumir que se aproxima da lei de Stokes para esferas.

Contudo, quando são considerados os efeitos da viscosidade e o fator de forma, a equação possui um erro médio relativo de 9,1%. Entretanto, quando a variação do coeficiente de forma é negligenciada, o erro diminui para 6,8%. Como conclusão, Wu e Wang (2006) desconsideraram este fato e concluíram que a equação proposta para velocidade de queda funciona melhor do que as nove equações analisadas.

Camenen (2007) estabeleceu uma nova equação semi-empírica simples e robusta, que considera a forma e a redondez da partícula e baseia-se em dois comportamentos assintóticos do coeficiente de arrasto para baixo (com coeficiente A) e elevado (com coeficiente B) número de Reynolds da partícula usando um expoente “m” para conectar esses dois comportamentos assintóticos. Estas equações propostas são definidas por (3.10) e (3.11):

$$C_D = \left[\left(\frac{A}{Re_*} \right)^{\frac{1}{m}} + B^{\frac{1}{m}} \right]^m \quad (3.12)$$

$$\omega_s = \frac{v}{d_s} \left[\sqrt{\frac{1}{4} \left(\frac{A}{B} \right)^{\frac{2}{m}} + \left(\frac{4 d_*^3}{3 B} \right)^{\frac{1}{m}}} - \frac{1}{2} \left(\frac{A}{B} \right)^{\frac{1}{m}} \right]^m \quad (3.13)$$

Na qual, ω_s é a velocidade de queda em (m/s), A, B e m são coeficientes, C_D é o coeficiente de arrasto, Re_* é o número de Reynolds da partícula, d_* diâmetro adimensional da partícula, d_s é o diâmetro médio da partícula (m), v é a viscosidade cinemática (m^2/s).

Segundo Camenen (2007), a equação foi calibrada utilizando os resultados do estudo de Dietrich (1982) e um grande conjunto de dados experimentais com informações do tamanho, forma, redondez e densidade das partículas de sedimento. Estes dados experimentais referem-se aos estudos de (WILSON, 1966), Williams (1966), Stringham et al. (1969), Gibbs et al. (1971), Engelund e Hansen (1972), Komar e Reimers (1978), Komar (1980), Hallermeier (1981), Cheng (1997), Raudkivi (1998).

De acordo com Camenen (2007), a equação proposta apresentou melhores resultados globais em relação às outras equações estudadas, pois leva em consideração o efeito de forma e de redondeza da partícula.

Neste contexto, Camenen (2007) concluiu que a equação de Dietrich (1982) apresentou melhores resultados para esferas e partículas arredondadas, embora, não tenha produzido bons resultados para a areia. Para alguns dados de Stringham *et al.* (1969), referentes a material pesado, a equação proposta também apresentou resultados não físicos.

Ainda segundo Camenen (2007), a equação proposta por Jimenez e Madsen (2003) também gerou resultados corretos, apesar de depender de dois coeficientes estimados graficamente. Para as demais equações que não levam em consideração a forma e a redondeza da partícula, o resultado para esferas foi superestimado e para partículas arredondadas foi subestimado.

Para as equações que envolvem apenas uma variável para predição da velocidade de queda, tem-se Cheng (1997), que propôs uma equação simplificada para prever a velocidade de queda de partículas naturais a partir da relação explícita entre o número de Reynolds da partícula e o parâmetro adimensional d_* , apresentada na equação (3.14).

$$\frac{\omega_s d_s}{\nu} = \left(\sqrt{25 + 1,2d_*^2} - 5 \right)^{1,5} \quad (3.14)$$

Na qual, ω_s é a velocidade de queda em (m/s), d_s é o diâmetro médio da partícula (m), ν é a viscosidade cinemática (m²/s) e d_* diâmetro adimensional da partícula.

Segundo Cheng (1997), a equação proposta foi comparada com as equações de Sha (1956), Concharov Ibad-Zade (1992), Zhang (1989), Van Rijn (1989) e Zhu et al. (1993), utilizando o valor médio do erro relativo. Para tanto, foram utilizados três conjuntos de dados experimentais de partículas de areia: Raudkivi (1990); Zegzhda (1934), Arkhangel'skii (1935) e Sarkisyan (1958); e do Interagency Committee (1957).

Ainda segundo Cheng (1997), a equação proposta apresentou maior grau de precisão quando comparada com as demais equações. Além disso, o citado autor afirma que a equação proposta pode ser aplicada a uma faixa extensa do número de Reynolds, ou seja, desde o regime laminar até o regime turbulento.

Mais tarde, devido à importância física da variável velocidade de queda nos processos de sedimentação litorânea e observando que não havia uma equação contínua para calcular a velocidade de queda em uma ampla gama de condições, Ahrens (2000) propôs a equação (3.15) que associa dois termos referentes ao regime laminar e turbulento em função unicamente do diâmetro da partícula.

$$\omega_s = C_1 \frac{(\rho_s - \rho)}{\rho} g \frac{d_s^2}{\nu} + C_t \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho)}{\rho} g d_s} \quad (3.15)$$

$$A = \frac{(\rho_s - \rho)}{\rho} g \frac{d_s^2}{\nu^2} \quad (3.16)$$

$$C_1 = 0,055 \tanh[12A^{-0,59} e^{-0,0004A}] \quad (3.17)$$

$$C_t = 1,06 \tanh \left[0,016A^{0,50} e^{\frac{-120}{A}} \right] \quad (3.18)$$

Na qual, ω_s é a velocidade de queda em (m/s), d_s é o diâmetro médio da partícula (m), ν é a viscosidade cinemática (m²/s), ρ_s é a massa específica do grão (kg/m³), ρ é a massa específica do fluido (kg/m³), g a gravidade (m/s²), A é o índice de flutuação de Arquimedes, C_1 e C_t são coeficientes.

Ahrens (2000) utilizou um subconjunto de dados de areia para calibrar a equação proposta. Os resultados indicaram bom ajuste para um grande número dados e condições, com erro quadrático médio da ordem de 8%, embora, segundo o autor, a equação possua valores limites para os regimes laminar e turbulento que são quase os mesmos apresentados no estudo de Hallermeier (1981).

Por fim, Zhiyao *et al.* (2008) desenvolveu a equação (3.19) para determinar a velocidade de queda de partículas de sedimento natural com base na relação geral descrita por Cheng (1997). Para tanto, foi estabelecida uma nova relação entre o número de Reynolds da partícula e o parâmetro adimensional de partículas, usando o procedimento de tentativa e erro a fim de minimizar os erros.

$$\omega_s = \frac{\nu}{d_s} d_*^3 [38,1 + 0,93d_*^{12/7}]^{-7/8} \quad (3.19)$$

Na qual, ω_s é a velocidade de queda em (m/s), d_s é o diâmetro médio da partícula (m), ν é a viscosidade cinemática (m^2/s) e d^* diâmetro adimensional da partícula.

Como resultado, Zhiyao *et al.* (2008) concluiu que a precisão da equação proposta foi testada com base em dados experimentais, mostrando predição superior a de outras equações, com erro relativo de 6,36%, além de ser passível de aplicação a números de Reynolds inferiores a $2,0 \times 10^5$.

3.3 *Início do Movimento*

O início do movimento tem importância fundamental na hidráulica fluvial e, por esse motivo, vários estudos experimentais e teóricos têm sido desenvolvidos nessa área. Por definição, início do movimento refere-se ao início do deslocamento das partículas no estado de repouso, dada à mudança das condições de escoamento. Apesar de simples, a definição de início de movimento pode ser entendida quando apenas uma partícula entra em movimento ou quando ocorre o movimento de um conjunto de partículas ou estas se movimentam de forma generalizada (CARDOSO, 1998).

O primeiro tipo de definição para início de movimento é baseado no fluxo de sedimentos, no qual Shields (1936) propôs o conceito do fluxo igual à zero para uma dada tensão de cisalhamento do leito.

O segundo tipo de definição é baseado no movimento das partículas do leito, para a qual Kramer (1935) apresentou quatro condições de movimento associados a diferentes tensões de cisalhamento no fundo:

- **Sem transporte**, definido pela ausência de movimento dos sedimentos no leito;
- **Transporte fraco**, definido pelo movimento de alguns dos grãos de menor dimensão, em algumas zonas isoladas do leito;
- **Transporte mediano**, definido pelo movimento de um grande número de grãos de dimensão média;
- **Transporte generalizado**, definido pelo movimento generalizado de grãos de diferentes dimensões em todo o domínio do leito e em qualquer instante.

Entretanto, Kramer (1935) pontuou a dificuldade de separar o limite desses diferentes regimes e definiu como início de movimento o transporte generalizado.

Além dessas definições, Vanoni (1964) *apud* Dey e Papanicolaou (2008) conceitua que o início de movimento de partículas está condicionado ao movimento das partículas a cada dois segundos em qualquer local do leito. O início do movimento está diretamente associado às características da distribuição granulométrica no leito, a qual, muitas vezes, segue uma distribuição de probabilidade Log-Normal.

Para Buffington (1999), essa dificuldade de observar as condições críticas para o início do movimento de sedimentos no leito existe pelo fato dos grãos movimentarem-se devido aos picos de flutuação causados pela turbulência do escoamento.

Segundo Dey e Papanicolaou (2008) o início do movimento pode ser avaliado pelo critério da tensão crítica de cisalhamento, que foi apresentada por Shields (1936), cujo trabalho é considerado, ainda, uma referência no estudo do início do movimento de partículas de sedimentos.

Shields (1936) definiu a condição em que o sedimento deve estar na iminência de se movimentar através de dois parâmetros adimensionais: o parâmetro de Shields, τ_c^* , que deve ser uma função do número de Reynolds da partícula, Re_p^* , sendo que, os valores de número de Reynolds dos experimentos de Shields limitaram-se entre 2 e 200. A relação desses parâmetros é apresentada na Figura 3.4 e os parâmetros são definidos por:

$$\tau_c^* = \frac{\tau_b}{(\gamma_s - \gamma)d_s} \quad (1)$$

em que, τ_b representa a tensão de cisalhamento crítica (N/m^2), γ_s o peso específico dos sedimentos (N/m^3), γ o peso específico do fluido (N/m^3) e d_s o diâmetro característico dos sedimentos (m).

$$Re_p^* = \frac{u_* d_s}{\nu} \quad (2)$$

na qual, ν representa a viscosidade dinâmica do fluido ($N.s/m^2$) e u_* refere-se à velocidade de atrito crítico (m/s).

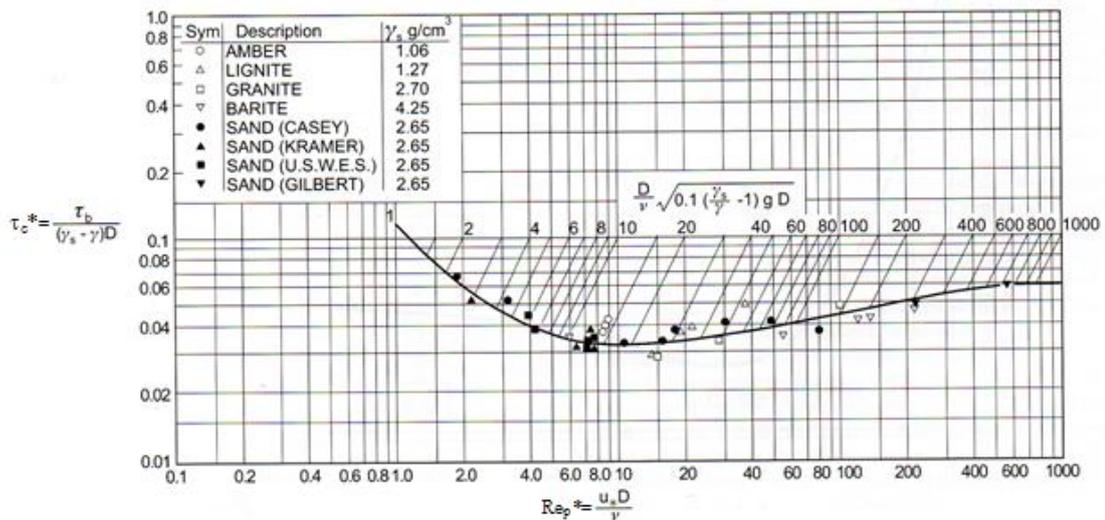


Figura 3.4 – Diagrama de Shields para início do movimento (García, 2008).

Embora o diagrama de Shields seja amplamente utilizado, Miller et al. (1977), Mantz (1977), Yalin e Karahan (1979) e Buffington e Montgomery (1997) expressaram alguma insatisfação em relação ao mesmo, pois o diagrama de Shields se afasta dos dados experimentais em regime liso e rugoso (YALIN E KARAHAN, 1979).

Souza (2010) aponta que vários autores, entre eles Buffington (1999) e Smith e Cheung (2004) *apud* Beheshti e Ataie-Ashtiani (2008), consideram que a relação proposta por Shields apresenta uma dispersão muito grande, sendo melhor representada por uma faixa de valores do que por uma curva bem definida.

Segundo Dey e Papanicolaou (2008), até agora numerosas tentativas vêm sendo realizadas para propor modificações no diagrama de Shields, estudar experimentalmente o limite de sedimentos e desenvolver teoricamente modelos baseados em abordagens analíticas e probabilísticas.

Neste sentido, Beheshti e Ataie-Ashtiani (2008) apresentam, conforme indicado na Figura 3.5, uma comparação de curvas (tensão crítica de Shields θ_{cr} versus diâmetro adimensional D^*) propostas por diversos pesquisadores a partir de dados citados em vários estudos de determinação da tensão de cisalhamento crítica de uma determinada partícula.

No.	Data source	Material/fluid
1	Rao and Sitaram (1999)	Sand/water
2	Sarmiento and Falcon (2006)	Sand/water
3	Dey and Raju (2002)	Gravel, coal/water
4	Dancey et al. (2002) ^a	Spherical glass bead/water
5	Mantz (1977)	Sand/water
6	White (1970)	Sand, crushed silica, lead glass spheres/water
7	Paintal (1971)	Gravel/water
8	Gilbert (1914)	Sand/water
9	Kramer (1935)	Sand/water
10	Casey (1935)	Sand/water
11	USWES (1935)	Sand/water
12	Sheilds (1936)	Sand, granite, fragments/water
13	Dey and Debnath (2000)	Sand/water
14	Kuhnle (1993)	Sand, gravel/water

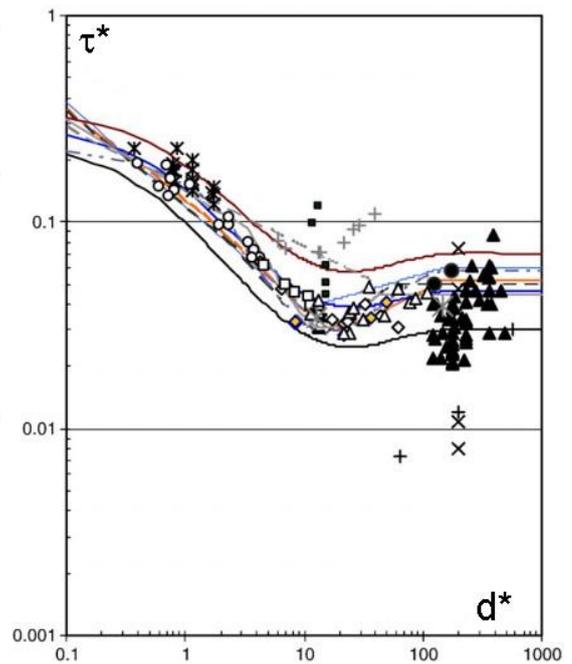
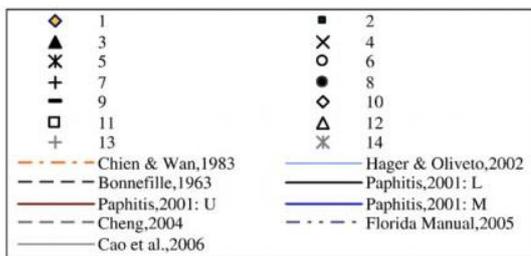


Figura 3.5 – Comparação de curvas (τ_* versus d^*) propostas por outros pesquisadores. Adaptado de Beheshti e Ataieashtiani (2008)

Dey e Raju (2002) e Dey e Debnath (2000) discordam das curvas citadas, pois justificam que há uma grande dispersão dos dados experimentais. Segundo Beheshti e Ataie-Ashtiani (2008), essa dispersão é devida, principalmente, à forma das partículas de natureza aleatória no processo de arrasto, bem como à dificuldade em se definir critérios adequados que englobem esta característica, além de outros fatores como ângulo de repouso, densidade do grão e declividade do leito, que também desempenham um papel fundamental no processo de início de movimento das partículas.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Preparação do Material

Areia

Para caracterização da areia retida no reservatório da PCH Salto do Paraopeba, foram coletadas amostras ao longo de todo o reservatório, tanto na margem esquerda quanto na margem direita, no canal de adução e em depósitos formados próximos ao barramento. No total, foram coletados aproximadamente 400 kg de material e 10 amostras.

Dentre as amostras coletadas, foi selecionada para análise e classificação granulométrica aquela que representava o material do canal de adução. A amostra selecionada foi, então, colocada em uma estufa, com temperatura padrão para secagem e, em seguida, foi realizado o peneiramento de 1,0 kg da amostra. Tal processo foi realizado para determinar a percentagem em peso que cada faixa especificada de tamanho de partículas representava na massa total ensaiada, permitindo, assim, a construção da curva de distribuição granulométrica, apresentada na Figura 4.1.

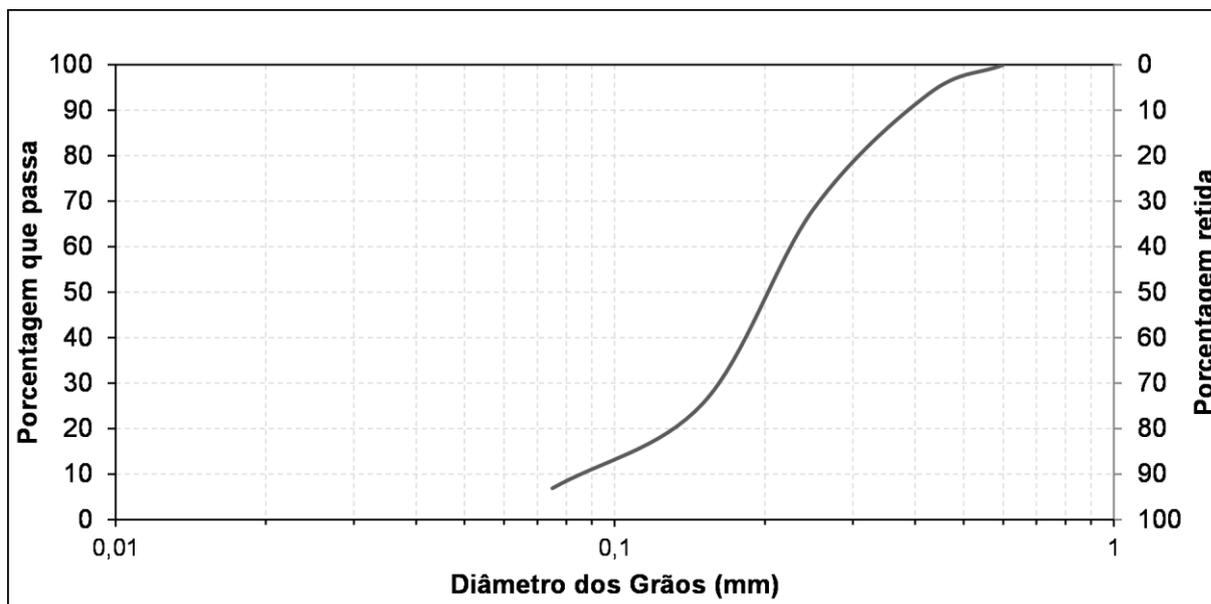


Figura 4.1– Curva granulométrica da amostra de areia correspondente ao canal de adução da PCH Salto Paraopeba.

Na sequência, todo o material foi lavado, para remoção de material argiloso/siltoso e orgânico, uma vez que estes materiais não seriam avaliados no presente estudo. Isto porque sua utilização seria inadequada diante da metodologia proposta, que tem como base a

aplicação de equações de velocidade de queda para areia e a utilização da curva de tensão crítica de Shields.

Por fim, o material passou novamente pelo processo de secagem e separação por faixa granulométrica. Como resultado, praticamente todo o material ficou retido entre os diâmetros de 0,125 mm a 0,250 mm e 0,250 mm a 0,500 mm, faixas classificadas como areia fina e média, respectivamente. Para as demais faixas granulométricas não houve acúmulo de material suficiente, impedindo sua utilização nos experimentos do início do movimento, embora tenham sido utilizadas no experimento de velocidade de queda, conforme apresentado posteriormente neste documento.

Borracha

Para caracterização da borracha foram adquiridos sacos de 50 kg de material bruto, a partir dos quais foi coletada uma amostra de 2,0 kg para a determinação da percentagem em massa que cada faixa especificada de tamanho de partículas representa na massa total ensaiada para a elaboração da curva de distribuição granulométrica, apresentada na Figura 4.2. Ressalta-se que não houve necessidade de secagem do material em uma estufa, pois o material apresentava um grau de umidade muito baixo.

Como se trata de um material reciclado que é produto da trituração da borracha de pneu, foi constatando que o material possuía substâncias em sua superfície, sendo necessária a lavagem do mesmo com detergente para remoção dessas partículas, de materiais flutuantes e outras impurezas misturadas ao material. A lavagem foi realizada diversas vezes, até que o material se apresentasse homogêneo e visualmente com pouco resíduo de substâncias e materiais estranhos.

Após a lavagem o material foi disposto sobre uma área com uma pequena camada para secagem ao ar livre, visto que o mesmo apresentou um grau de retenção de umidade muito alto nas camadas inferiores.

Em seguida o material passou novamente pelo processo de separação por faixa granulométrica. Como resultado, praticamente todo o material ficou retido entre os diâmetros de 3,00 mm a 2,00 mm; 2,00 mm a 1,70 mm; e 1,70 mm a 1,18 mm. Nas demais faixas granulométricas não houve acúmulo de material suficiente para a realização do experimento

do início do movimento. Embora houvesse material em quantidade suficiente para realizar o experimento de velocidade de queda, estes não foram realizados.

Por fim, foi verificada a necessidade de manter umidificadas as partículas de borracha em recipientes separados pelas classes granulométricas, a fim de preencher com água os poros do material evitando alteração da densidade com a incorporação de ar. Ressalta-se que, sem esta técnica não seria possível avaliar a velocidade de queda das partículas e, principalmente, determinar início de seu movimento.

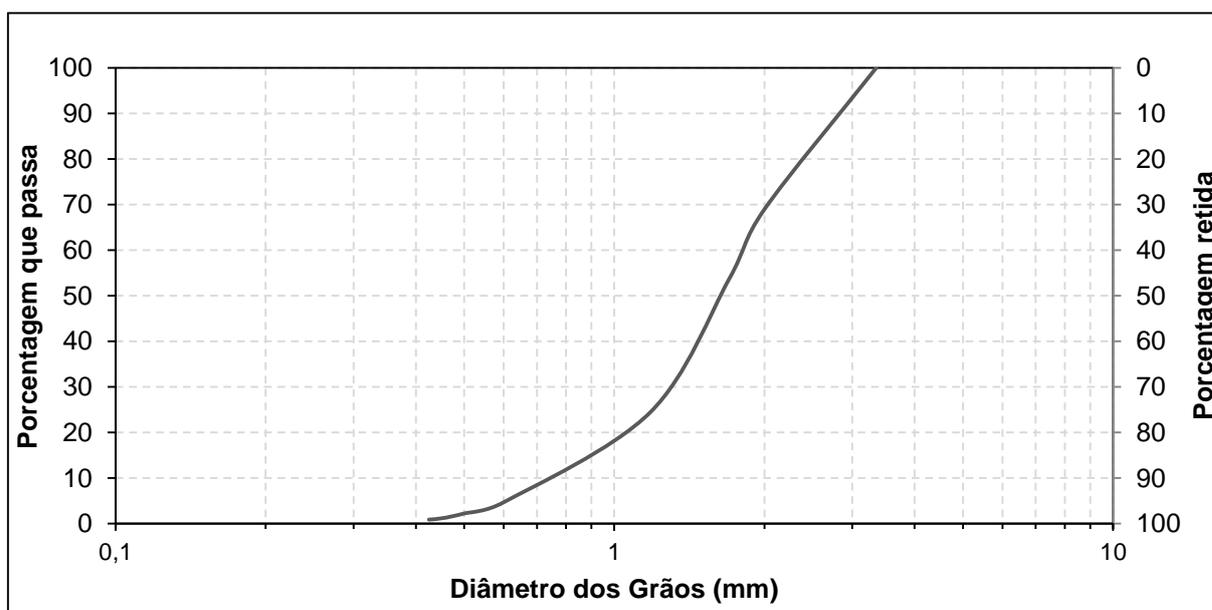


Figura 4.2– Curva granulométrica da borracha.

4.2 Bancada Experimental

4.2.1 Canal

Os ensaios para determinação do início do movimento das partículas foram realizados em um canal retangular de acrílico com 3 m de comprimento e seção nominal de 0,15 m de base e 0,20 m de altura, conforme apresentado na Figura 4.3.

Este canal é composto basicamente por: (i) um sistema de bombeamento, ilustrado na Figura 4.4; (ii) um medidor eletromagnético mostrado na Figura 4.4; (iii) um registro gaveta para controle da vazão, conforme indicado na Figura 4.4; (iv) um nivelador a laser autonivelante para auxílio do ajuste da declividade do canal, mostrado na Figura 4.5 (a); (v) dois reservatórios em série, tal como ilustrado na Figura 4.7: o primeiro com a função de reter os

sedimentos e o segundo para permitir o bombeamento da água para o início do canal; e (vi) um sistema de basculamento graduado, indicado na Figura 4.8.

Além dos acessórios citados, no emboque do canal foi instalado um tranquilizador de fluxo e uma camada fixa do material estudado (15 cm de extensão e 1,00 cm de altura) para reproduzir a mesma rugosidade e reduzir a influência da condição de contorno sobre o material. Ambos auxiliadores da bancada podem ser visualizados na Figura 4.6. Na saída do sistema foram colocadas pequenas soleiras de acrílico e uma camada fixa do material estudado (5,00 cm de extensão e 1,00 cm de altura) para controlar o fluxo e reduzir o transporte do material nas proximidades. Para medir a profundidade hidráulica do escoamento foi utilizada uma régua milimétrica, mostrada na Figura 4.5 (b).



Figura 4.3 – Aparato experimental composto por um canal retangular, bomba centrífuga, registro de gaveta, medidor de vazão eletromagnético, câmara de dissipação e reservatórios.

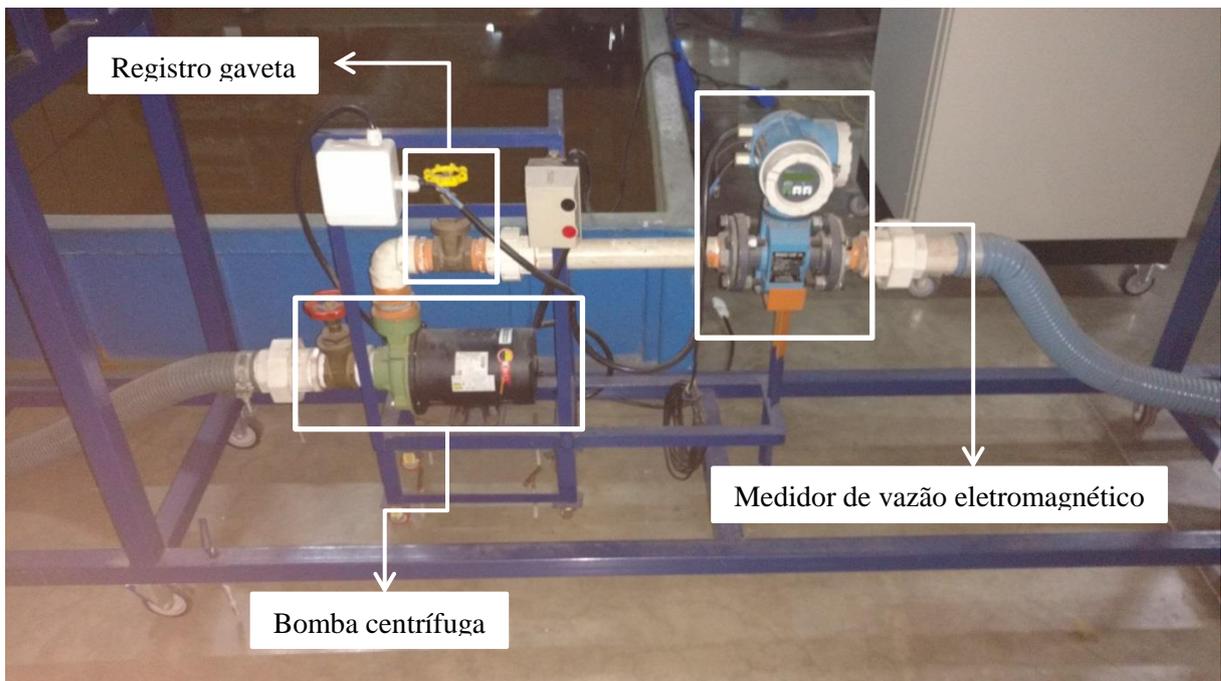


Figura 4.4 – Sistema de bombeamento, controle e medição de vazão.

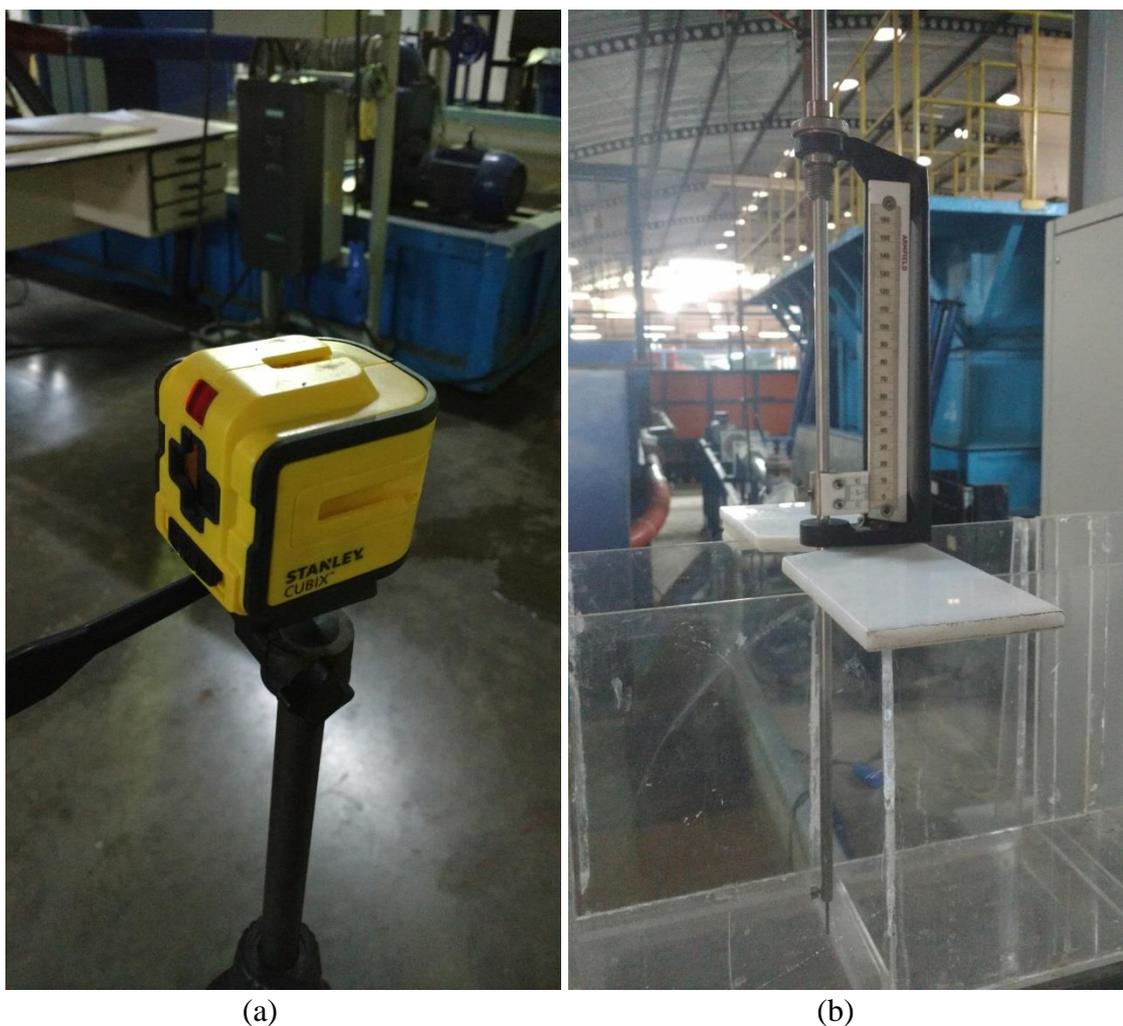


Figura 4.5 – Equipamentos: (a) Nivelador a laser e (b) Régua milimétrica.

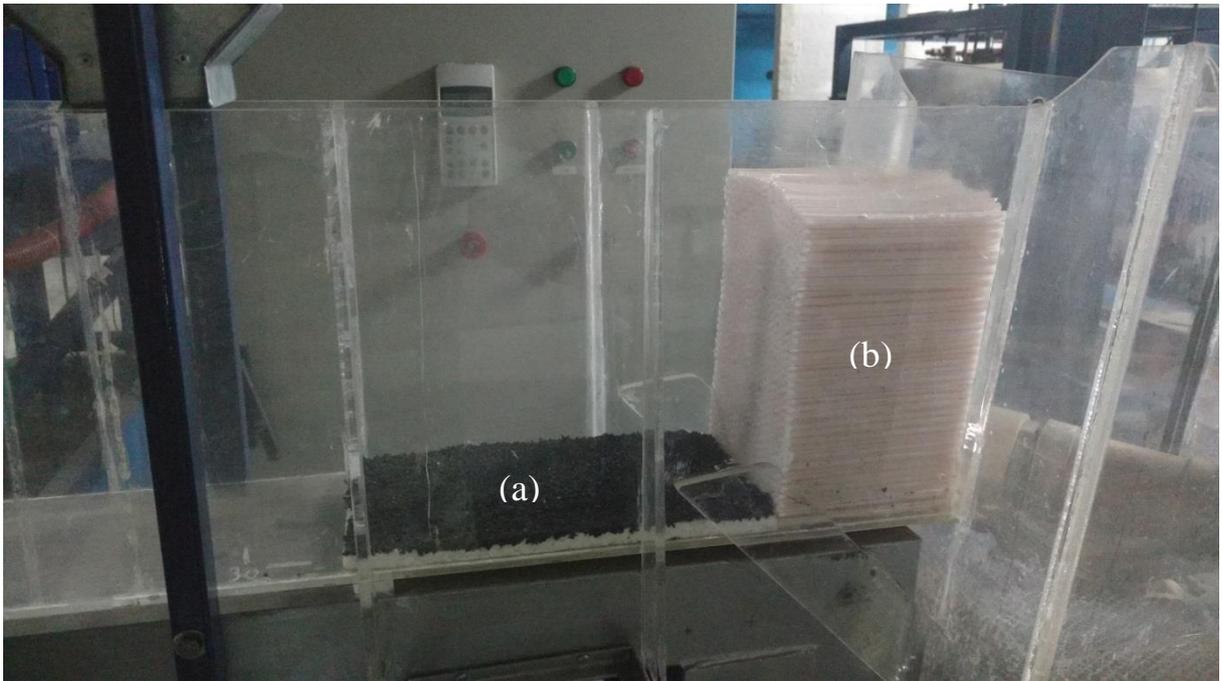


Figura 4.6 – Emboque do canal: (a) Tranquilizador de fluxo e (b) leito fixo com rugosidade da borracha



Figura 4.7 – Reservatórios em série.



Figura 4.8 – Sistema de basculamento.

4.2.2 Decantador

Para os ensaios de avaliação da velocidade de queda foi utilizado um decantador de acrílico de 200 cm de altura com base quadrada de 40 cm x 40 cm, instalado sobre uma estrutura metálica. No interior do decantador, totalmente preenchido com água, foi posicionada uma haste de dimensões conhecidas (altura de 0,95 cm).

Para controle da temperatura da água durante o experimento, foi posicionado na porção superior do decantador um termômetro químico composto por mercúrio (Hg), graduado com uma escala de -10 a 150 graus Celsius.

Para aumentar o contraste das partículas durante o processo de filmagem, foi posicionado atrás do decantador um papel branco e uma lâmpada fluorescente FDD sem reator de 30 W de potência, produzindo aproximadamente 1790 Lux na área de filmagem (próximo à haste). A

iluminação foi posicionada a 1 m de altura do piso e 10 cm do decantador, sendo direcionada diretamente no papel branco.

Todo o aparato citado pode ser visto na Figura 4.9.

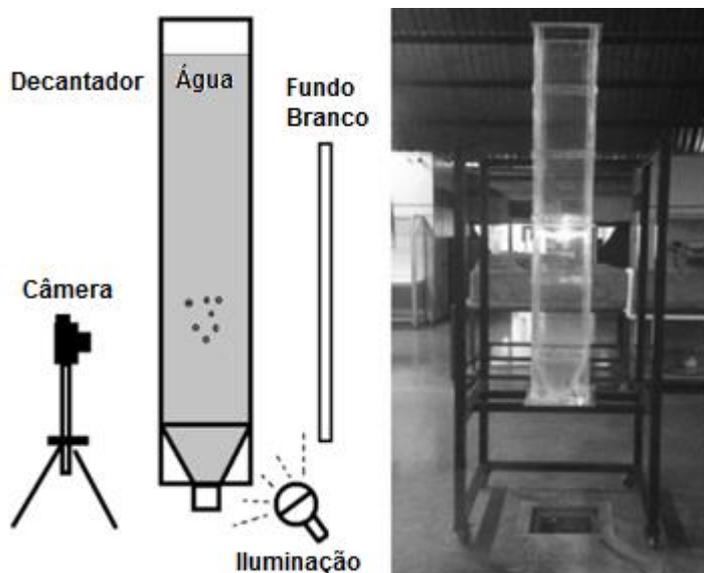


Figura 4.9 – Desenho esquemático e foto dos equipamentos utilizados no ensaio para determinação da velocidade de queda.

4.3 Sistema de Aquisição de Imagens

O processo de filmagem dos experimentos constou da utilização de uma câmara fotográfica digital compacta, marca Nikon, modelo COOLPIX L820, com foco manual, disposto ortogonalmente à superfície do decantador e com inclinação variável no canal. A mesma, dotada de cartão de memória interna SD com capacidade de 8gb, foi instalada em um tripé, que permitia o ajuste da altura e dos ângulos vertical e horizontal de filmagem.

A câmara foi configurada para o modo macro, utilizando uma resolução de 1920x1080p e taxa de aquisição de 30 quadros por segundo. Foram desabilitados todos os recursos automáticos do equipamento, a fim de garantir a mesma configuração em todos os experimentos. Os itens seguintes listam as respectivas especificações técnicas do instrumento:

- Número de pixels efetivos: 16,0 milhões;
- Sensor de imagem: 1/2,3 pol. Tipo CMOS, aproximadamente 16,79 milhões de pixels;
- Saída de vídeo: padrão NTSC;

- Lente: NIKKOR com zoom ótico de 30x;
- Distância focal: 4.0 mm - 120 mm (ângulo de visão equivalente ao de uma lente de 22,5 mm a 675 mm no formato 35 mm);
- Número f/-: f/3-5.8;

4.4 Procedimento Experimental

Os experimentos de velocidade de queda e início de movimento foram realizados inicialmente para a areia, a fim de verificar os procedimentos experimentais adotados, tomando como base as equações de velocidade de queda e a curva de Shields, previamente apresentados na revisão bibliográfica. Para tanto, foram utilizadas 6 faixas granulométricas nos ensaios de velocidade de queda (1,18 mm a 0,85 mm; 0,85 mm a 0,5 mm; 0,50 mm a 0,355 mm; 0,355 mm a 0,250 mm; 0,250 mm a 0,125 mm; 0,125 mm a 0,0625 mm) e 2 faixas granulométricas nos ensaios de início de movimento (0,355 mm a 0,250 mm e 0,250 mm a 0,125 mm).

Após a realização dos experimentos com a areia e análise dos resultados correspondentes, foram feitos os experimentos com a borracha, utilizando as faixas granulométricas: 3,00 mm a 2,00 mm; 2,00 mm a 1,70 mm e 1,70 mm a 1,18 mm, para os ensaios de velocidade de queda e 3,00 mm a 2,00 mm e 2,00 mm a 1,70 mm, para os experimentos de determinação do início de movimento.

4.4.1 Ângulo de Repouso

Para determinar o ângulo de repouso da areia e da borracha foi utilizado um funil preenchido completamente com a amostra do material. Em seguida, o funil foi erguido a uma velocidade constante, sem que houvesse a interferência entre o material depositado e a saída do instrumento, formando, assim, o cone de deposição do material. Este processo foi realizado três vezes para cada classe granulométrica dos materiais utilizados nos experimentos.

Após a formação do cone de deposição, foi utilizada a câmera fotográfica, ajustada ao plano horizontal do material empilhado, e uma régua graduada, posicionada ortogonalmente ao plano horizontal para registro e medição dos resultados. Com os arquivos digitais do cone de deposição, os parâmetros altura e diâmetro médio do cone foram estimados e o ângulo formado entre o cone e o plano horizontal foi determinado pela Equação (4.1).

$$\alpha = \tan^{-1} \frac{2H}{d} \quad (4.1)$$

na qual, α representa o ângulo do cone formado com a horizontal em (graus); H a altura do cone em (cm); e d o diâmetro médio do cone em (cm).

As características geométricas do cone de deposição e o ângulo de repouso, calculado pela Equação (4.1), são apresentados na Tabela 4.1. As Figura 4.10 a Figura 4.13 mostram as imagens digitais dos cones de deposição avaliados.

Tabela 4.1 – Ângulos de repouso da borracha e da areia.

Classe Granulométrica	Ensaio	H (cm)	d (cm)	α (graus)*	α (graus)**
Borracha: 3,00 mm a 2,00 mm	A	7,7	21,7	35,4	43,0
	B	7,3	19,9	36,3	40,0
	C	7,8	21,4	36,2	44,0
Média		7,6	21,0	36,0	42,3
Borracha: 2,00 mm a 1,70 mm	A	10,0	28,6	35,1	42,5
	B	10,1	27,4	36,5	43,0
	C	9,5	26,3	35,9	43,5
Média		9,9	27,4	35,8	43,0
Areia: 0,500 mm a 0,250 mm	A	8,5	31,3	28,4	28,5
	B	7,2	28,9	26,3	29,0
	C	8,8	32,7	28,3	29,0
Média		8,1	31,0	27,7	28,8
Areia: 0,250 mm a 0,125 mm	A	8,2	30,4	28,3	28,5
	B	8,3	29,9	29,0	29,5
	C	8,1	29,9	28,3	28,5
Média		8,2	30,1	28,5	28,8

*Ângulo de repouso calculado pela Equação (4.1)

**Ângulo de repouso calculado geometricamente por software CAD.

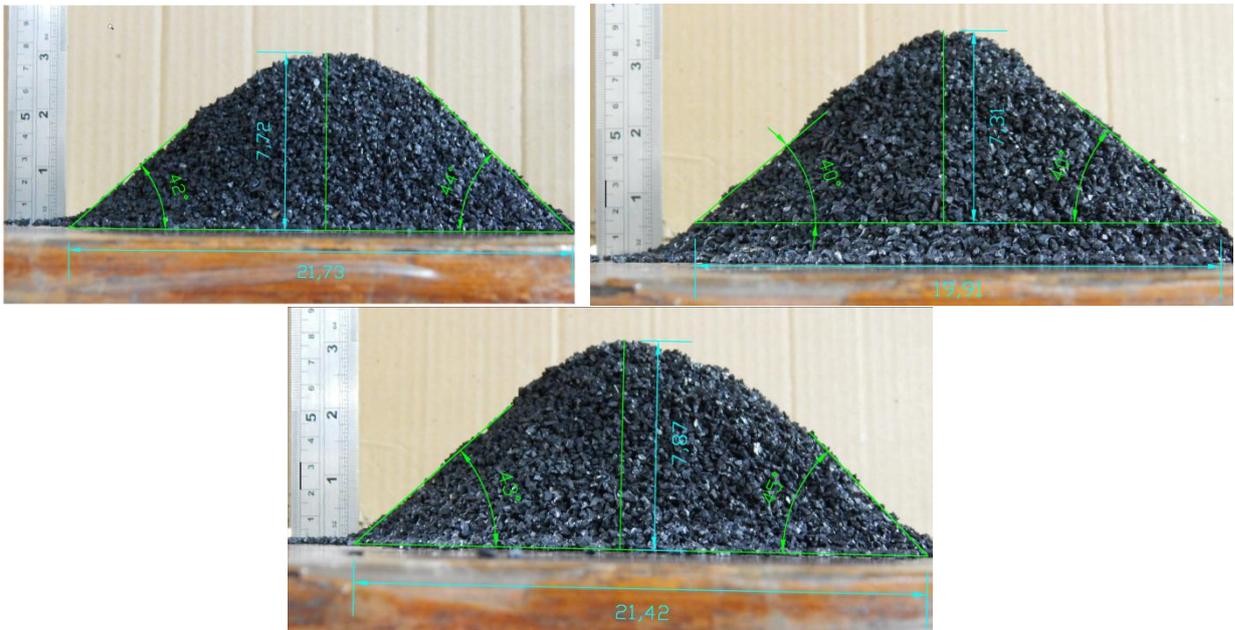


Figura 4.10 – Ângulo de repouso da borracha: classe granulométrica 3,00 mm a 2,00 mm.

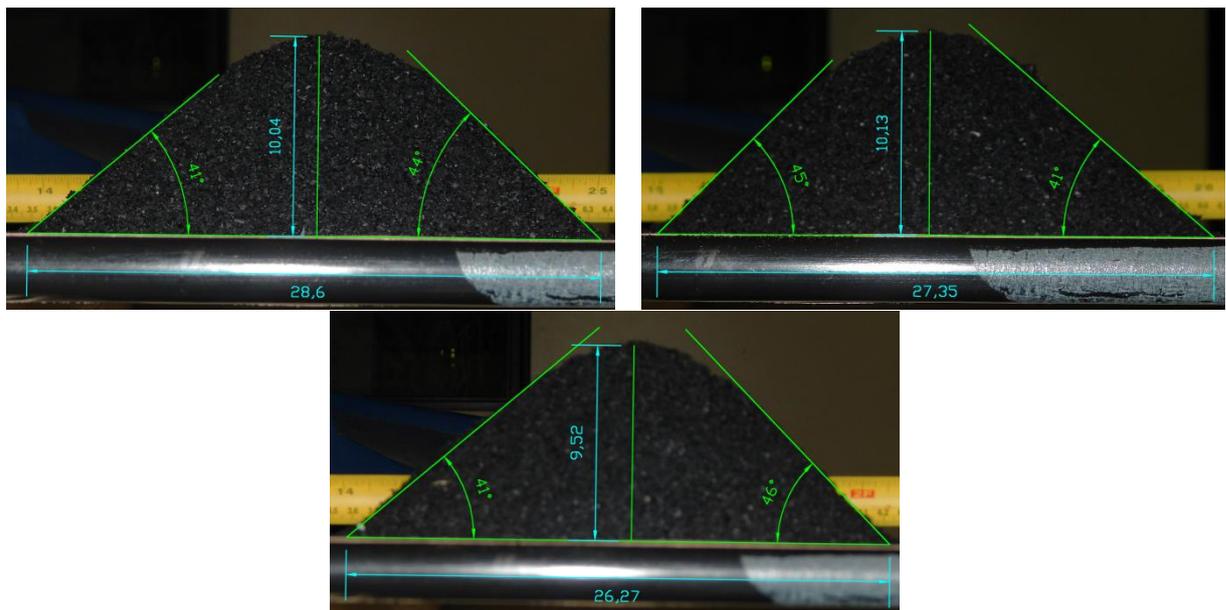


Figura 4.11 – Ângulo de repouso da borracha: classe granulométrica 2,00 mm a 1,70 mm.

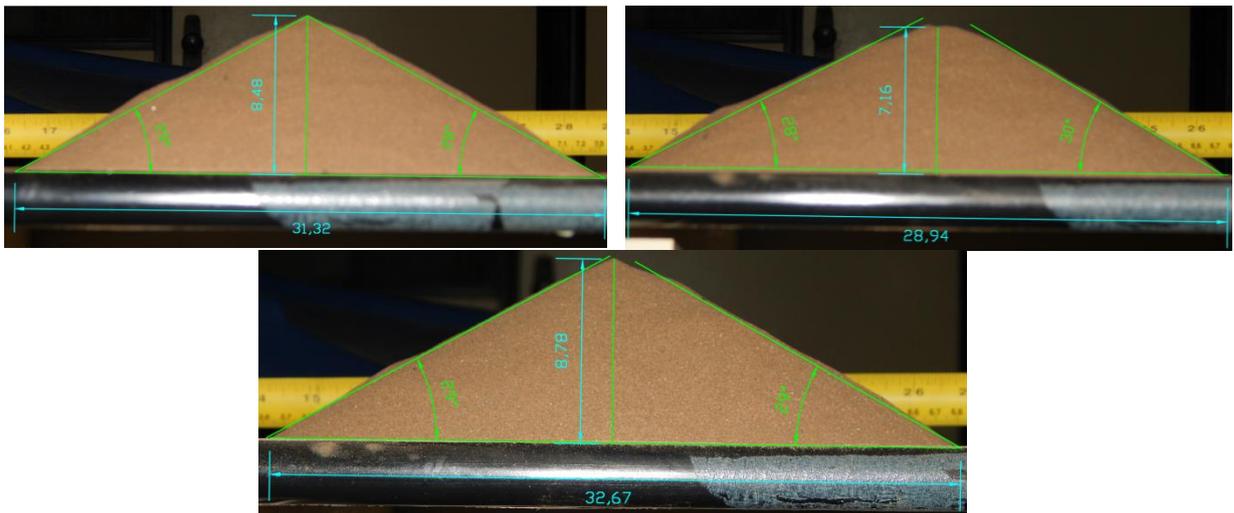


Figura 4.12 – Ângulo de repouso da areia: classe granulométrica 0,250 mm a 0,125 mm.

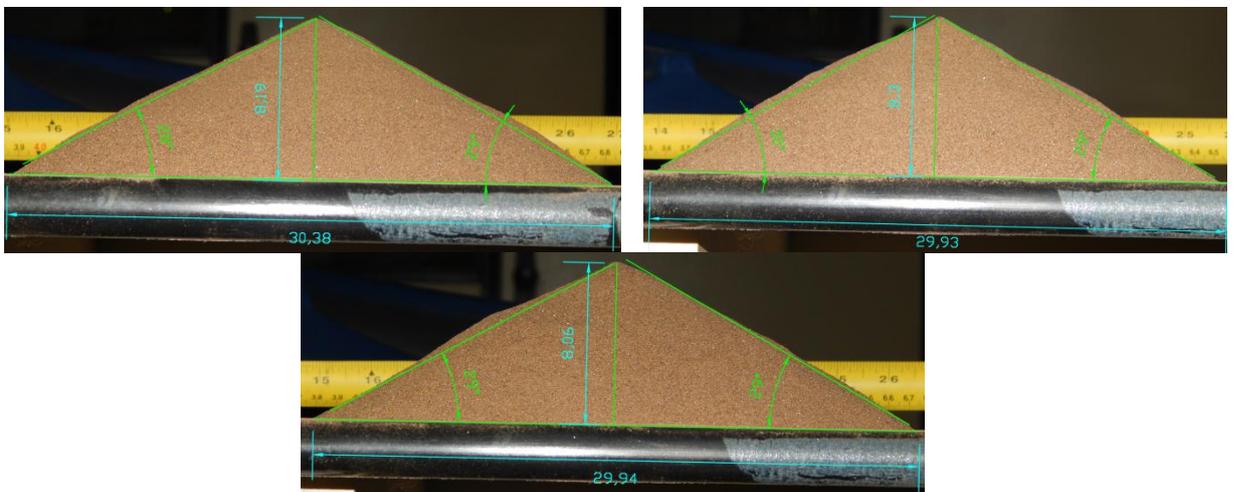


Figura 4.13 – Ângulo de repouso da areia: classe granulométrica 0,500 mm a 0,250 mm.

4.4.2 Parâmetros de Forma da Borracha

Para atingir o objetivo de avaliação do ajuste da velocidade de queda experimental das partículas de borracha às formulações de velocidade de queda propostas na literatura, que incorporam a variável de forma da partícula, foram coletadas amostras de 30 grãos de borracha das classes granulométricas 3,00 mm a 2,00 mm e 2,00 mm a 1,70 mm. O intuito dessa coleta foi calcular o parâmetro de forma de Corey, que pode ser estimado por meio de técnicas de análise de imagens digitais de alta resolução, que permitem determinar a dimensão dos três eixos das partículas: maior (l_a), intermediário (l_b) e menor (l_c).

Para as partículas de areia foram utilizados os parâmetros de forma sugeridos pelos autores das formulações de velocidade de queda.

No procedimento de análise das partículas de borracha, foi utilizada uma câmera fotográfica posicionada ortogonalmente ao plano em que foram posicionadas em sequência e com a máxima área de projeção exposta à câmera, a fim de medir as dimensões l_c e l_b . Posteriormente, o material foi inclinado 90° e uma segunda imagem foi tirada para medir a dimensão l_a . Ou seja, l_a , l_b e l_c são medidas em dimensões ortogonais.

Os arquivos digitais foram, então, tratados e convertidos para o formato *.TIFF (Tagged Image Format File)*. Assim, a partir desses arquivos procedeu-se a análise das imagens através de um programa “freeware” de edição de vídeo: o *Image Tool*. O *Image Tool* é um programa de acesso livre, que permite a análise e o processamento de imagens em escala de cinza com 8 e 16 bits e imagens coloridas de 24 bits ou mais.

Dentre as funções de análise de imagem que o software permite, pode-se citar a função de medição dos parâmetros área, perímetro, redondeza, maior comprimento do eixo, menor comprimento do eixo e outros elementos que se encontram presentes na imagem e que sejam de interesse para o estudo. A calibração espacial permite que essas medições possam ser realizadas em unidades de medida real (como milímetros ou centímetros, por exemplo).

Para a presente pesquisa, foram empregadas as funções de análise para realizar a medição da área e do maior e menor eixo da partícula, utilizando como referência de calibração, a graduação da régua incorporada na imagem. As imagens utilizadas são apresentadas nas Figura 4.14 e Figura 4.15 e as respectivas dimensões, calculadas a partir do software *Image Tool* e os correspondentes parâmetros de forma, juntamente com um sumário estatístico, são apresentados na Tabela 4.2.

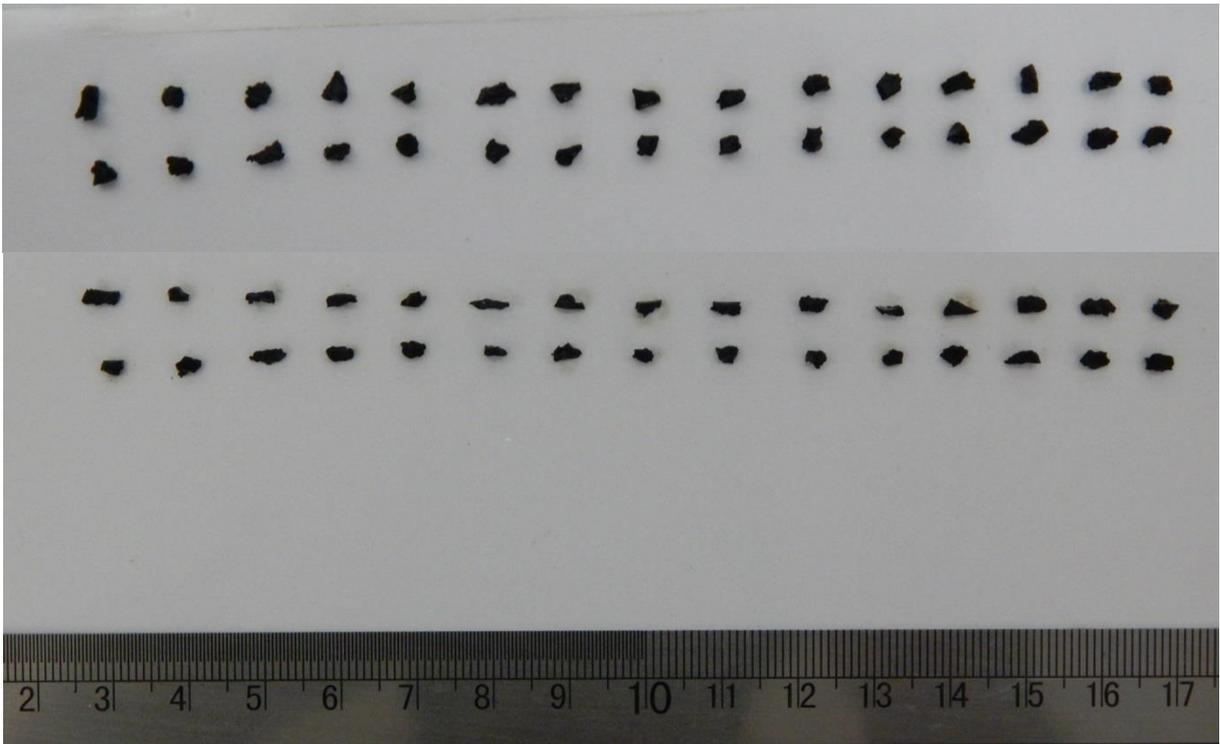


Figura 4.14 – Imagem do plano de maior área de projeção (a) e menor área de projeção (b) – Classe granulométrica 3,35 mm a 2,00 mm.

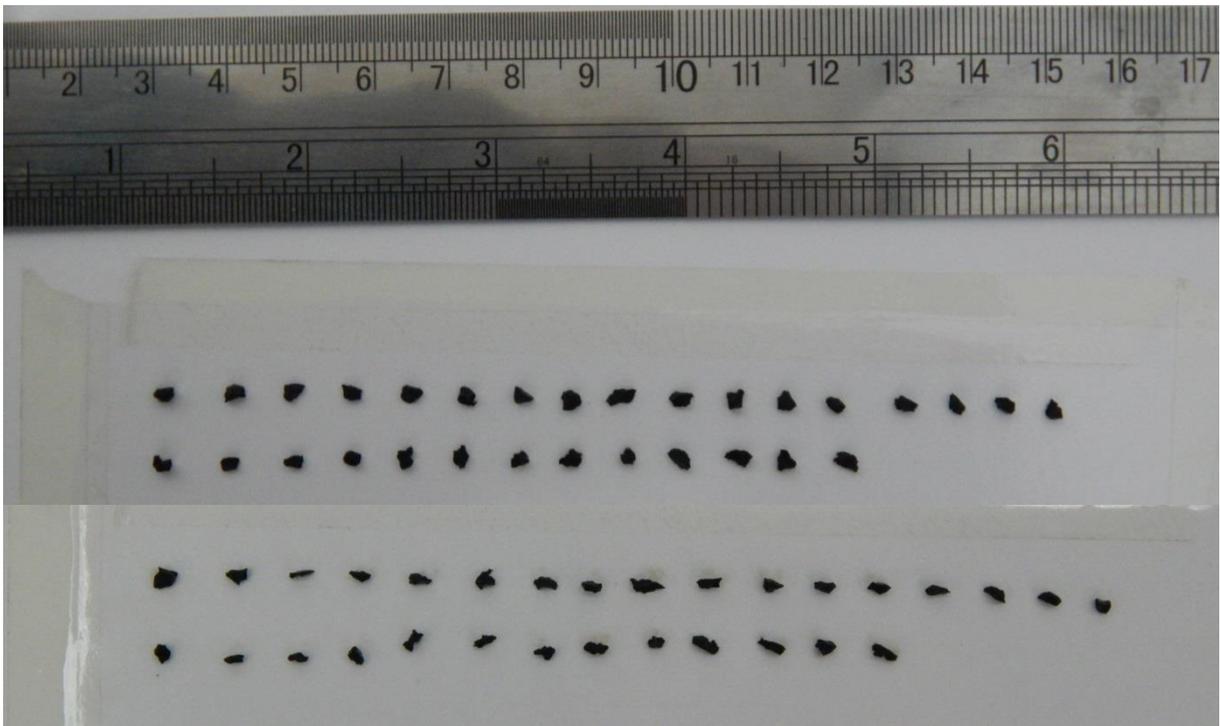


Figura 4.15 – Imagem do plano de maior área de projeção (a) e menor área de projeção (b) – Classe granulométrica 2,00 mm a 1,70 mm.

Tabela 4.2 – Dimensões lc, lb e la e coeficiente de Corey para as partículas de borracha.

Amostra	Classe 3,00 mm a 2,00 mm				Classe 2,00 mm a 1,70 mm			
	lc	lb	la	csf	lc	lb	la	csf
	mm	mm	mm		mm	mm	mm	
1	4,89	3,16	2,21	0,56	2,84	2,02	2,94	0,70
2	2,91	2,91	2,03	0,70	3,20	2,53	2,19	0,77
3	4,03	3,37	1,80	0,49	3,17	2,40	0,81	0,30
4	4,36	3,41	1,76	0,46	3,14	2,24	1,45	0,55
5	3,43	2,37	2,15	0,76	3,06	2,57	1,73	0,62
6	5,33	3,09	1,51	0,37	3,08	2,51	2,36	0,85
7	4,13	2,85	2,11	0,61	3,09	2,04	1,83	0,73
8	3,70	2,89	2,38	0,73	3,02	2,89	1,68	0,57
9	4,04	2,31	1,97	0,64	4,14	2,50	1,96	0,61
10	3,72	2,69	2,34	0,74	3,00	2,45	1,40	0,52
11	4,30	2,93	1,51	0,43	2,43	2,59	1,89	0,75
12	4,60	2,63	2,37	0,68	2,91	2,62	1,71	0,62
13	3,92	2,35	2,41	0,76	2,81	1,78	1,68	0,75
14	4,50	2,63	2,55	0,74	3,15	1,99	1,38	0,55
15	3,34	2,66	2,81	0,87	3,18	1,89	1,56	0,64
16	3,52	3,25	2,17	0,64	3,17	1,98	1,53	0,61
17	3,50	2,69	2,89	0,85	3,07	2,23	1,99	0,76
18	5,13	2,80	2,21	0,58	2,56	2,20	1,99	0,84
19	3,71	2,38	2,18	0,73	2,65	2,11	1,13	0,48
20	3,09	3,01	2,43	0,80	2,73	1,94	1,30	0,56
21	3,14	2,89	1,55	0,52	2,42	2,17	1,82	0,80
22	4,09	2,63	2,54	0,78	3,18	2,22	1,67	0,63
23	3,67	3,07	2,02	0,60	3,27	2,12	1,46	0,55
24	3,49	2,85	2,44	0,77	2,53	1,95	2,03	0,86
25	3,45	2,69	2,51	0,83	3,39	2,50	1,71	0,59
26	2,99	2,50	2,25	0,82	2,43	2,05	1,64	0,74
27	3,22	3,02	2,97	0,95	3,56	2,18	2,14	0,77
28	4,74	2,98	1,92	0,51	3,23	2,38	1,46	0,53
29	4,10	3,02	2,61	0,74	3,00	2,61	2,13	0,76
30	4,23	2,82	2,51	0,73	3,54	2,11	1,65	0,60
Média	3,91	2,83	2,24	0,68	3,03	2,26	1,74	0,65
Desv. padrão	0,63	0,29	0,38	0,14	0,37	0,27	0,40	0,13
Mínimo	2,91	2,31	1,51	0,37	2,42	1,78	0,81	0,30
Máximo	5,33	3,41	2,97	0,95	4,14	2,89	2,94	0,86

4.4.3 Início de Movimento

Os ensaios para avaliação do início do movimento das partículas foram realizados para a declividade do canal de 0,001 m/m, calculado para a condição atual do fundo do reservatório da PCH Salto do Paraopeba. Para esta declividade e parâmetros físicos dos grãos (diâmetro, densidade e ângulo de repouso) foram calculadas as tensões críticas de Shields a partir da Equação (4.2), apresentada por Julien (2010):

$$\tau_{*c} \approx 0,3e^{\frac{-d_*}{3}} + 0,06 \tan \phi \left(1 - e^{\frac{-d_*}{20}}\right) \quad (4.2)$$

$$d_* = d_s \left(\frac{(G-1)g}{v_m^2}\right)^{\frac{1}{3}} \quad (4.3)$$

Nestas equações, d_* é o diâmetro adimensional do grão, τ_{*c} é a tensão de cisalhamento crítica adimensional, ϕ é o ângulo de atrito dos sedimentos (graus), G é a massa específica dos grãos, g é a aceleração da gravidade (m/s^2), v_m é a viscosidade cinemática da mistura água e sedimentos (m^2/s).

Para balizar o início das simulações, foi calculada a vazão e a profundidade hidráulica relacionada à tensão crítica de Shields. Para o cálculo da velocidade foram utilizados os parâmetros hidráulicos do canal e a relação logarítmica de resistência ao escoamento definido pelas equações (4.4) e (4.5).

$$V = \left(5,75 \log \frac{12,2R_h}{k_s}\right) \sqrt{gR_h I} \quad (4.4)$$

$$k_s = 6,8d_{50} \quad (4.5)$$

Nestas equações, k_s é a rugosidade de fundo (m), R_h é o raio hidráulico (m), V é a velocidade (m/s), g é a aceleração da gravidade (m/s^2), I é a declividade longitudinal (m/m), d_{50} é o diâmetro mediano dos grãos (m).

A Tabela 4.3 e a Tabela 4.4 apresentam os parâmetros hidráulicos teóricos para início de movimento das partículas de borracha e areia, respectivamente. Vale ressaltar que, devido ao controle de vazões no canal ser realizado pela válvula borboleta, não foi possível ajustar as

vazões requeridas para a faixa granulométrica de 1,70 mm a 1,18 mm da borracha. Assim, os experimentos foram realizados apenas para as classes granulométricas 3,00 mm a 2,00 mm e 2,00 mm e 1,70 mm.

Tabela 4.3 – Vazões teóricas para início de movimento das partículas de borracha.

Parâmetros	Classe Granulométrica		
	Classe 1	Classe 2	Classe 3
	1,70 mm a 1,18 mm	2,00 mm a 1,70 mm	3,00 mm a 2,00 mm
Diâmetro Médio (mm)	1,44	1,85	2,50
d^*	16,73	21,49	29,04
τ_{*c}	0,030	0,033	0,039
R_h (m)	0,0063	0,0091	0,0143
I (m/m)	0,001	0,001	0,001
k_s	0,0098	0,0126	0,0170
V (m/s)	0,042	0,054	0,071
y_h (m)	0,0070	0,0105	0,0179
Q (L/s)	0,041	0,079	0,179

Tabela 4.4 – Vazões teóricas para início de movimento das partículas da areia.

Parâmetros	Classe Granulométrica	
	Classe 1	Classe 2
	0,125 mm a 0,250 mm	0,250 mm a 0,500 mm
Diâmetro Médio (mm)	0,19	0,38
d^*	4,95	9,89
τ_{*c}	0,066	0,026
R_h (m)	0,022	0,017
I (m/m)	0,001	0,001
k_s	0,001	0,003
V (m/s)	0,201	0,148
y_h (m)	0,031	0,023
Q (L/s)	0,874	0,469

4.4.3.1 Procedimentos do Ensaio de Avaliação do Início de Movimento

Condições de Contorno

Inicialmente, a declividade do canal foi ajustada utilizando o nivelador a laser, apresentado na Figura 4.5 (a). A jusante do canal foi colocada uma soleira acrílica com 1 cm de altura. Contudo, nas primeiras simulações verificou-se que esta condição de contorno, para vazões muito inferiores às teóricas, acelerava o escoamento nas proximidades, provocando uma

remoção acelerada das partículas, alterando a declividade do canal e conseqüentemente promovendo a escavação completa do leito.

A fim de contornar este efeito, foi colocado, a montante da soleira de acrílico, um fundo fixo de 1 cm de espessura e aproximadamente 5 cm de comprimento, com rugosidade similar ao do material simulado. Este conjunto reduziu a influência direta da condição de contorno sobre o material, garantindo a estabilidade do leito durante a realização dos experimentos. Ressalta-se também que, no trecho de montante também foi colocado um fundo fixo de aproximadamente 15 cm, com a mesma finalidade de evitar a escavação do fundo devido à condição do escoamento no emboque do canal.

Distribuição do Material no Canal

O material de análise foi disposto ao longo do canal e distribuído uniformemente com auxílio de uma espátula e uma desempenadeira.

Neste processo buscou-se distribuir o material longitudinalmente e transversalmente no canal, de forma a garantir uma camada de aproximadamente 1,0 cm, com forma na direção longitudinal que acompanhasse a declividade do fundo do canal. Na direção transversal do canal, objetivou-se que o material estivesse nivelado, a fim de evitar a ocorrência de escoamento preferencial, o qual poderia causar processos erosivos locais, enviesando os resultados do ensaio.

Como exemplo, a Figura 4.16 apresenta um trecho do resultado final após a colocação da borracha no canal.

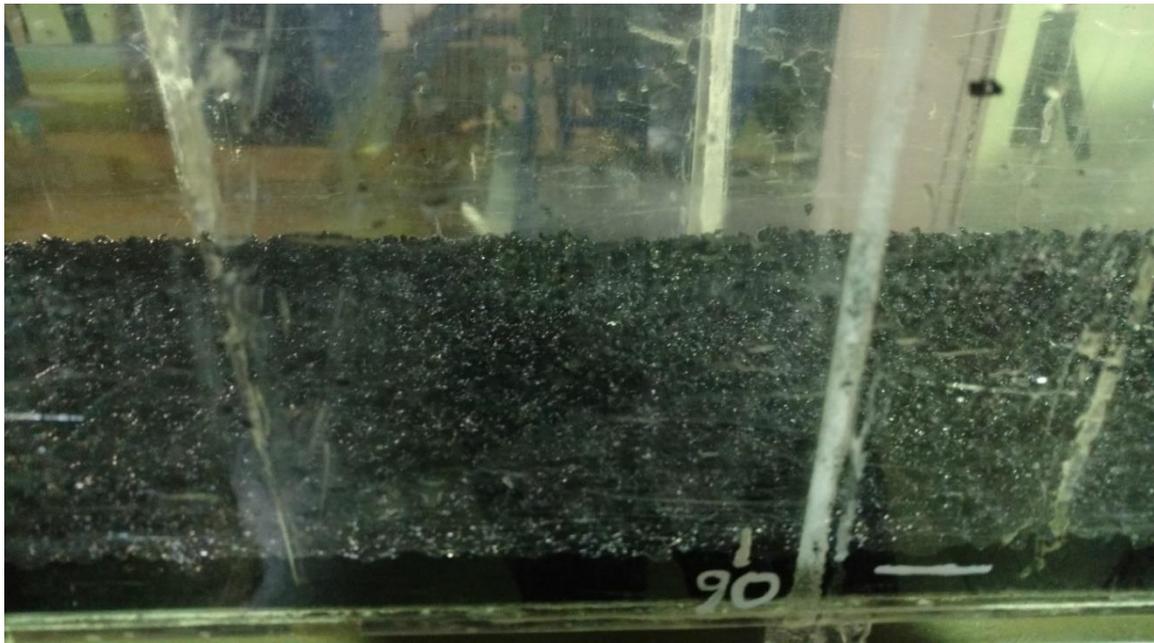


Figura 4.16 – Resultado da distribuição do material no canal.

Aquisição de Imagens

A câmera fotográfica, utilizada nos ensaios, foi posicionada na região central do canal, mais especificamente a 120 cm do emboque do canal, em local onde o escoamento já ocorresse plenamente desenvolvido e sem a influência das condições de contorno. A câmera foi ajustada de modo a formar um ângulo aproximado de 30° a 45° graus com o leito do canal, focalizando o fundo do mesmo e englobando a maior parcela de sua seção transversal.

Início de Movimento

Para avaliar o início de movimento das partículas foram realizados experimentos preliminares, a fim de observar o fenômeno e o comportamento do material. Os resultados preliminares evidenciaram que este processo, para vazões muito inferiores à vazão teórica de Shields, já ocorria nas proximidades da condição de contorno de jusante, criando viés no julgamento do início do movimento das partículas.

A dinâmica do início de movimento observado foi a de que o movimento das partículas ocorria de jusante para montante, de forma rápida e a cada acréscimo de vazão no canal. Entretanto, o movimento das partículas ficava limitado aproximadamente a um metro da condição de contorno de jusante, e a montante deste ponto o canal permanecia sem movimento.

A partir desta fase do experimento, observou-se que com o acréscimo de vazão, o movimento nestas duas regiões não se alterava significativamente até uma determinada faixa de vazão, a partir da qual se dava o início do movimento no restante do canal.

Desta forma, foram estabelecidas três regiões no canal: Região A, caracterizando a zona de influência da condição de contorno; Região B, correspondente à faixa para observação e definição do início do movimento das partículas, aquisição de imagens e coleta das profundidades hidráulicas; e, Região C, sujeita à influência da condição de contorno de montante. A Figura 4.17 ilustra a localização destas regiões para análise do início de movimento.

Ainda como critério para definir o início de movimento das partículas, foi admitido que dentro da zona de observação, localizada entre 90 cm e 160 cm do comprimento total do canal, a frequência de movimento das partículas deveria ocorrer em um tempo inferior a 1s. Em caso de não atendimento deste critério, a vazão era aumentada até que comprovado o início do movimento das partículas. Esse fato também possibilitou observar o comportamento do início de movimento do material para cada vazão, bem como prever se para vazões próximas ao valor teórico, todo o trecho do canal já havia entrado em movimento, se o leito ainda permanecia estável ou se encontrava na eminência de se movimentar.

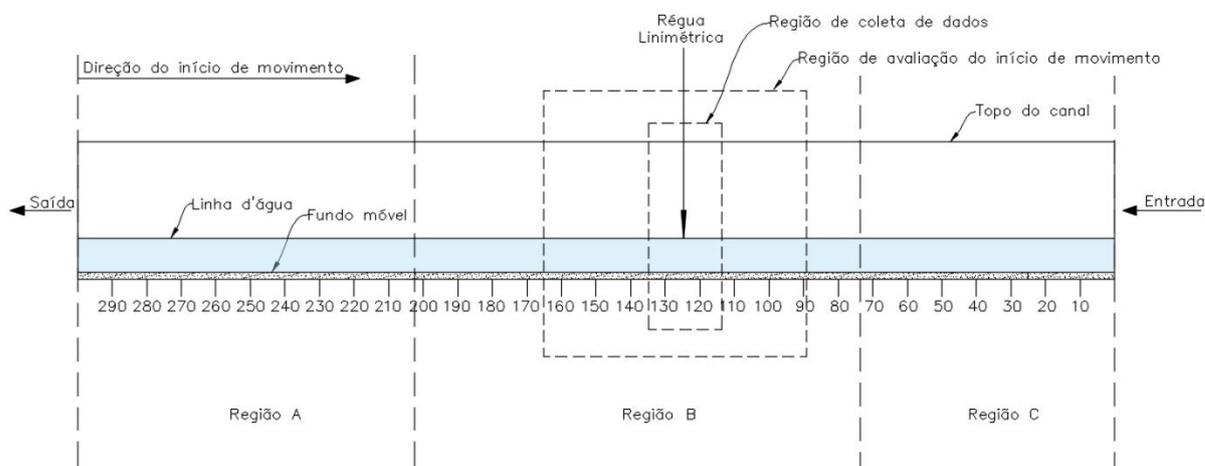


Figura 4.17 – Esboço do canal e localização das regiões de influência do canal, aquisição de imagens e avaliação do início de movimento.

4.4.4 Velocidade de Queda

Os ensaios para determinar a velocidade de queda das partículas foram realizados 10 vezes para cada classe granulométrica da borracha considerada nessa pesquisa, e três vezes para as classes da areia. Para garantir a utilização de uma mesma quantidade de partículas em todos os experimentos, foi utilizado como base um recipiente de dimensões conhecidas, totalmente preenchido com o material.

A aquisição de imagens foi realizada no final do decantador, trecho onde estava localizada uma haste com dimensões conhecidas para calibração das dimensões da filmagem. Além disso, a cada experimento foi medida a temperatura da água no início e no fim dos ensaios.

Após a realização dos ensaios, as imagens captadas foram posteriormente tratadas no software KINOVEA®. Dentro de cada experimento foi selecionado, para utilização, o maior número de amostras de partículas de borracha e areia, levando-se em conta os seguintes critérios:

- Devido à estratificação das partículas, o vídeo foi dividido em três partes: início, meio e fim, adotando-se o meio para seleção das partículas.
- Partículas desfocadas indicavam posicionamento atrás ou à frente da haste de referência, e, portanto, não foram selecionadas.
- Foram selecionadas partículas que não demonstrassem trajeto sobreposto com o de outras partículas.

Como resultado, o software KINOVEA® converteu as informações do trajeto para tabular a posição X, a posição Y e o tempo de percurso de cada partícula para o formato *.TXT*. Assim, com estes arquivos, procedeu-se a análise da velocidade de queda das partículas a cada frame, definindo-se a velocidade média do percurso total a partir de planilha eletrônica do software “Excel”.

Para exemplificar o procedimento descrito, a Figura 4.18 ilustra uma amostra, com seu respectivo percurso indicado em vermelho, e a

Tabela 4.5 apresenta os pares X, Y e tempo de deslocamento da partícula.

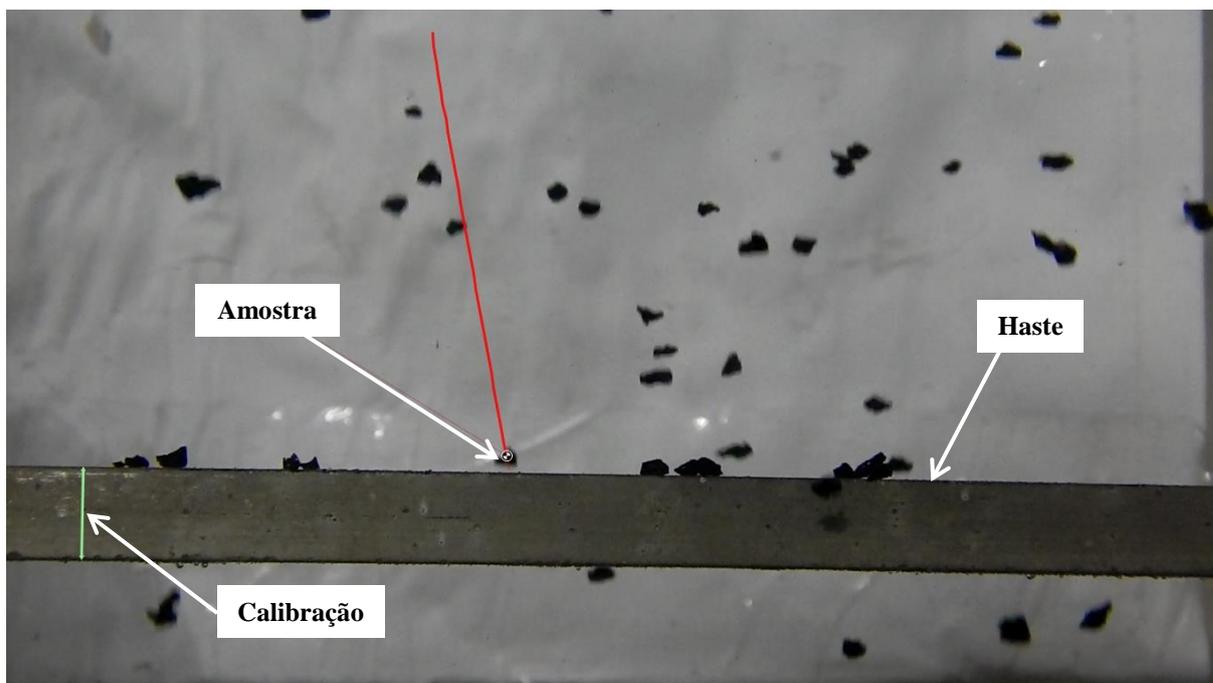


Figura 4.18 – Trajeto de uma amostra selecionada no software KINOVEA®.

Tabela 4.5 – Resultado tabular da posição X, Y e tempo de percurso de uma partícula do software KINOVEA®.

Trajetória					
X (cm)	Y (cm)	T (h:mm:ss:ms)	X (cm)	Y (cm)	T (h:mm:ss:ms)
0	0	0:00:00:00 (1)	0,38	-2,31	0:00:00:53 (17)
0,01	-0,15	0:00:00:03 (2)	0,41	-2,45	0:00:00:56 (18)
0,03	-0,29	0:00:00:06 (3)	0,43	-2,59	0:00:00:60 (19)
0,06	-0,43	0:00:00:10 (4)	0,46	-2,73	0:00:00:63 (20)
0,08	-0,58	0:00:00:13 (5)	0,48	-2,88	0:00:00:66 (21)
0,1	-0,73	0:00:00:16 (6)	0,51	-3,02	0:00:00:70 (22)
0,13	-0,87	0:00:00:20 (7)	0,54	-3,16	0:00:00:73 (23)
0,15	-1,01	0:00:00:23 (8)	0,56	-3,31	0:00:00:76 (24)
0,18	-1,16	0:00:00:26 (9)	0,59	-3,45	0:00:00:80 (25)
0,2	-1,3	0:00:00:30 (10)	0,61	-3,59	0:00:00:83 (26)
0,23	-1,45	0:00:00:33 (11)	0,64	-3,74	0:00:00:86 (27)
0,25	-1,59	0:00:00:36 (12)	0,66	-3,88	0:00:00:90 (28)
0,28	-1,73	0:00:00:40 (13)	0,69	-4,03	0:00:00:93 (29)
0,31	-1,87	0:00:00:43 (14)	0,71	-4,17	0:00:00:96 (30)
0,33	-2,01	0:00:00:46 (15)	0,75	-4,29	0:00:01:00 (31)
0,36	-2,16	0:00:00:50 (16)	-	-	-

4.5 Metodologia de Análise

4.5.1 Início de movimento

Com base nas profundidades hidráulicas coletadas nos experimentos, declividade do canal, nos parâmetros do sedimento (massa específica e diâmetro médio da faixa granulométrica) e nas características estimadas da água (viscosidade e massa específica) foi calculada a tensão de crítica de Shields e o diâmetro adimensional.

Como para uma mesma classe granulométrica o valor teórico não se altera, não é interessante correlacioná-los linearmente, uma vez que, os valores no eixo das ordenadas não variam. Neste sentido, os valores experimentais e teóricos foram plotados em gráficos com o eixo das ordenadas representando o experimento realizado e o eixo das abscissas os valores teóricos e experimentais calculados.

A comparação foi realizada estabelecendo-se as diferenças percentuais entre os resultados experimentais e a teórica, representadas pela seguinte equação:

$$\text{Diferença percentual} = \left(\frac{\tau_e - \tau_{*c}}{\tau_{*c}} \right) \times 100 \quad (4.6)$$

Em que τ_{*c} representa o resultado teórico de Shields e τ_e o do experimento.

Por fim, a média experimental das tensões críticas de Shields foi plotada sobre a curva de Shields para avaliar sua dispersão em relação à curva e os dados experimentais de Shields e outros autores.

4.5.2 Velocidade de Queda

Com base nos diâmetros médios das faixas granulométricas, nos outros parâmetros medidos dos sedimentos (massa específica e parâmetro de forma de Corey) e nas características estimadas da água (viscosidade e massa específica) foi calculada a velocidade de queda teórica prevista pelos modelos de (Rubey, 1933; Cheng, 1997 e Camenen, 2007).

Os valores de velocidade de queda experimentais e teóricos foram correlacionados linearmente, com os valores teóricos representados no eixo das abscissas e os experimentais no eixo das ordenadas. Para realizar a correlação é feita uma regressão linear descrita por $y = Ax$, sendo “y” o valor experimental e “x” o valor teórico, e A um coeficiente, sendo que, em uma

correlação perfeita, o coeficiente “A” teria valor de 1 e os valores teóricos e experimentais seriam coincidentes. Por tanto, o valor de “A” determina em média a razão entre os valores experimentais e os teóricos.

Para avaliar a qualidade da regressão linear, foi calculado o erro padrão dada pela equação (4.7) que, em suma, mede a dispersão dos resíduos em torno da reta de regressão.

$$S_e = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{n - 2}} \quad (4.7)$$

Também foram criados gráficos box-plot para permitir uma visão geral do valor central, da dispersão da assimetria, das caudas superior e inferior da velocidade de queda durante o deslocamento das partículas ao longo do seu trajeto. Os diagramas box-plot são particularmente úteis para comparar as características de duas ou mais amostras diferentes.

Por fim, os resultados foram sumarizados por meio de estatísticas descritivas de uma amostra de dados, as quais são medidas-resumo que sintetizam de modo simples e econômico, o padrão da distribuição da variável em questão.

5 RESULTADOS

5.1 Velocidade de Queda

Dentre os 30 experimentos realizados para as classes granulométricas estudadas da borracha, cinco deles foram descartados devido às interferências ocorridas durante a realização dos mesmos, tal como, a perda de foco durante o procedimento. Já os outros 21 experimentos realizados para a areia não apresentaram problemas.

Nas equações avaliadas na Tabela 5.1 e Tabela 5.2 são listados os experimentos realizados, descartados e o número de amostras de cada experimento utilizadas para a determinação da velocidade de queda e desvio padrão da areia e borracha, respectivamente.

Tabela 5.1 – Resumo dos experimentos de medição da velocidade de queda da areia.

Classe granulométrica (mm)	Experimento	Temperatura (°C)	Número de amostras	Velocidade média (cm/s)	Velocidade mediana (cm/s)	Desvio padrão (cm/s)
0,090 a 0,125	1	20	9	0,757	0,723	±0,093
	2	20	10	0,826	0,813	±0,103
	3	20	11	1,185	1,185	±0,074
0,125 a 0,180	1	20	37	1,995	1,985	±0,231
	2	20	17	1,810	1,870	±0,214
	3	20	27	1,617	1,613	±0,171
0,180 a 0,250	1	20	17	2,780	2,782	±0,152
	2	20	13	2,881	2,836	±0,191
	3	20	13	2,459	2,453	±0,080
0,250 a 0,355	1	20	13	3,625	3,669	±0,292
	2	20	10	4,121	4,211	±0,282
	3	20	12	3,304	3,230	±0,329
0,355 a 0,500	1	20	12	5,625	5,626	±0,491
	2	20	11	5,588	5,708	±0,492
	3	20	11	6,501	6,192	±0,685
0,500 a 0,850	1	20	12	7,593	7,604	±0,793
	2	20	13	7,819	7,771	±0,565
	3	20	11	8,269	8,491	±0,621
0,850 a 1,180	1	20	11	11,083	11,200	±0,683
	2	20	12	11,275	11,513	±0,946
	3	20	14	11,060	10,956	±1,056

Tabela 5.2 – Resumo dos experimentos de medição da velocidade de queda da borracha.

Classe granulométrica	Experimento	Temperatura (°C)	Número de amostras	Velocidade média (cm/s)	Velocidade mediana (cm/s)	Desvio padrão (cm/s)
3,00 a 2,0 mm	1	Descartado				
	2	19	19	4,78	4,61	±0,62
	3	Descartado				
	4	19	27	4,82	4,81	±0,73
	5	19	27	4,78	4,68	±0,53
	6	Descartado				
	7	19	31	4,45	4,20	±0,74
	8	19	29	5,23	5,09	±0,92
	9	19	13	4,13	4,03	±0,59
	10	19	23	4,06	4,01	±0,44
2,0 a 1,7 mm	1	Descartado				
	2	19	29	3,57	3,60	±0,61
	3	19	20	3,64	3,61	±0,58
	4	19	29	3,35	3,39	±0,59
	5	19	31	3,45	3,35	±1,00
	6	19	24	3,33	3,29	±0,38
	7	19	49	3,39	3,28	±0,52
	8	19	39	3,64	3,66	±0,40
	9	19	43	3,83	3,82	±0,63
	10	19	14	2,64	2,60	±0,31
1,7 a 1,18 mm	1	19	15	2,57	2,33	±0,57
	2	Descartado				
	3	19	13	2,32	2,48	±0,42
	4	19	16	2,54	2,61	±0,40
	5	19	17	3,35	3,24	±0,57
	6	19	17	2,76	2,77	±0,34
	7	19	13	2,59	2,53	±0,30
	8	19	14	2,88	2,66	±0,63
	9	19	11	2,63	2,65	±0,31
	10	Descartado				

Tradicionalmente, as velocidades de queda média apresentada nestas tabelas são calculadas através da relação entre o deslocamento total e o tempo gasto. Contudo, a metodologia aplicada foi capaz de captar as flutuações de velocidade de queda no tempo tanto nas amostras coletadas para a areia, apresentadas da Figura 5.1 a Figura 5.7, quanto para as amostras da borracha, apresentadas da Figura 5.8 a Figura 5.10.

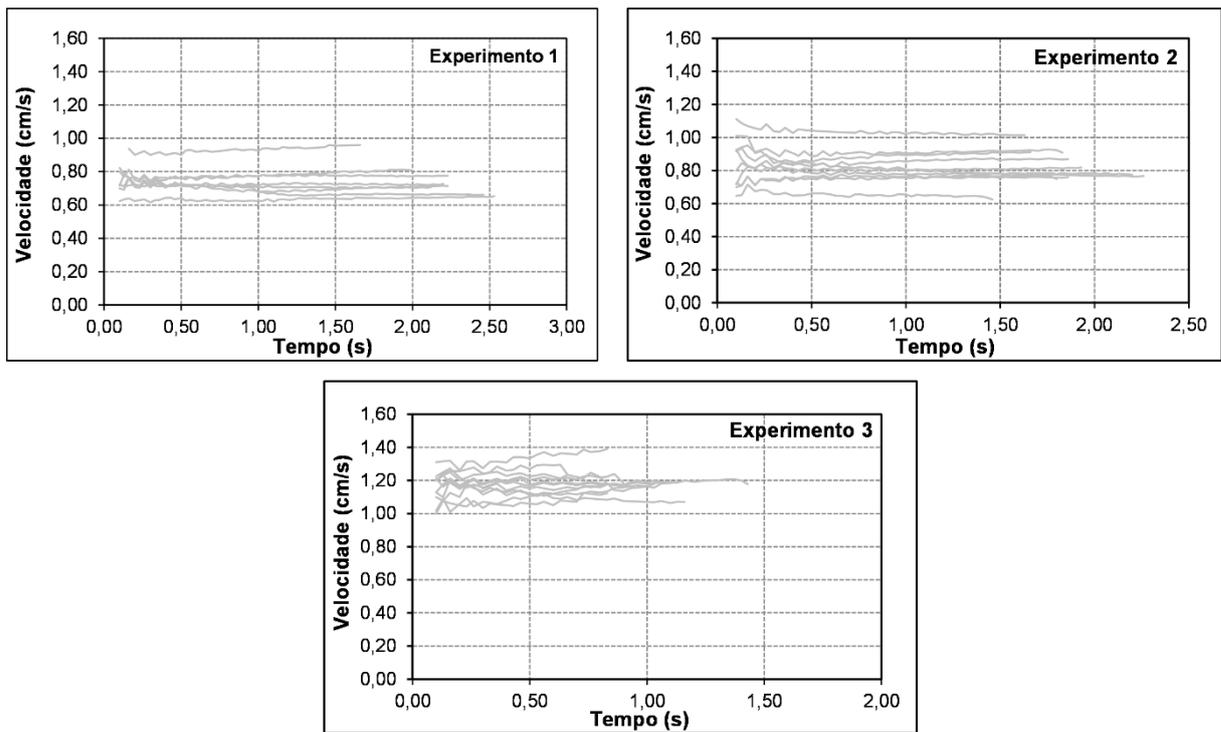


Figura 5.1 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,090 mm a 0,125 mm.

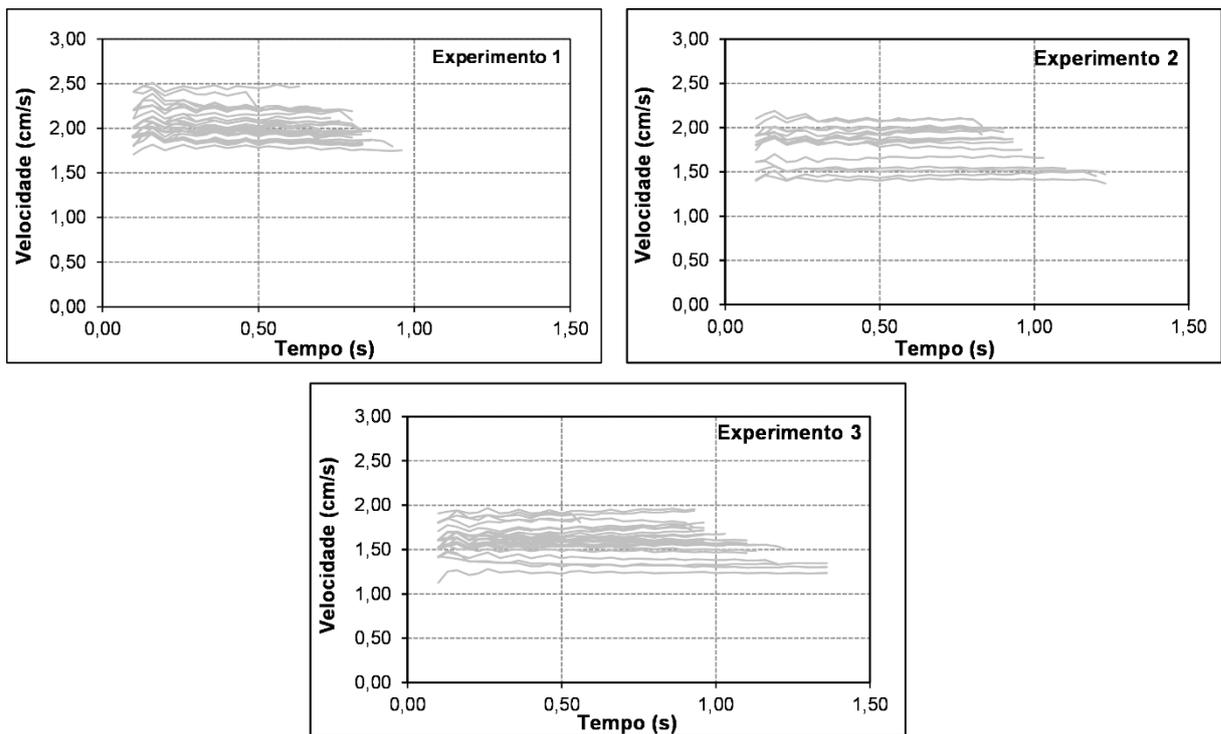


Figura 5.2 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,125 mm a 0,180 mm.

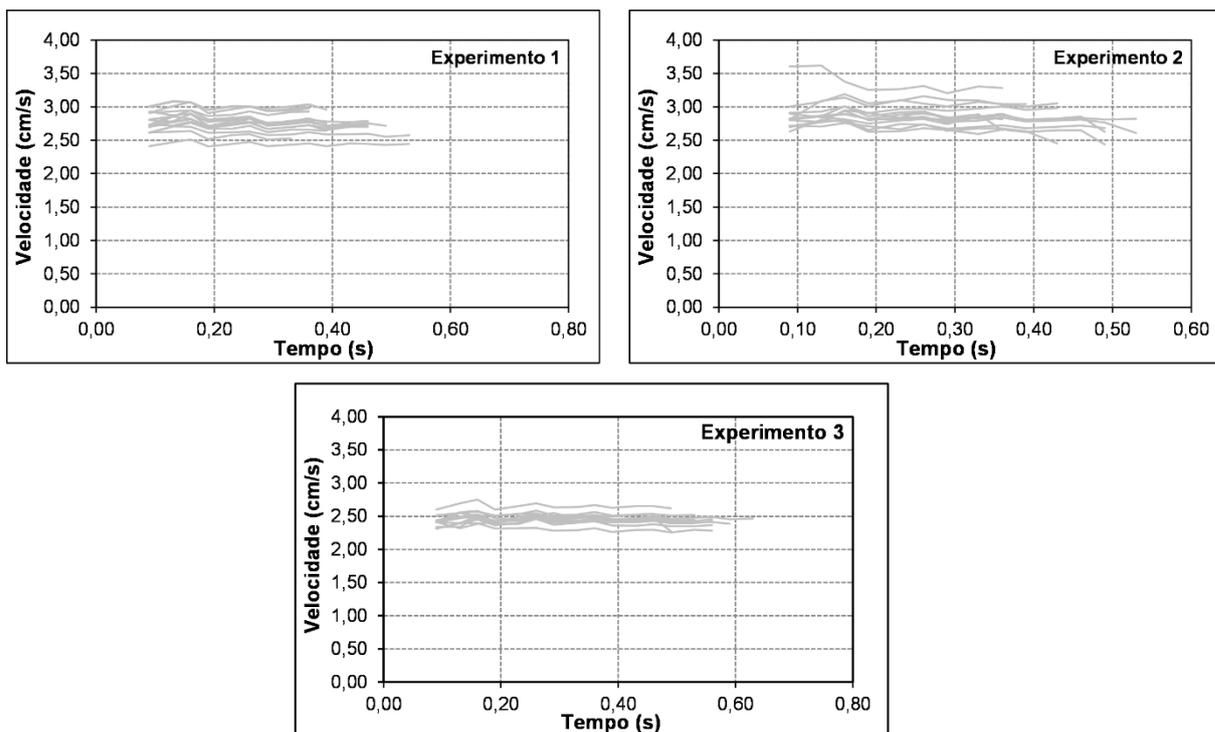


Figura 5.3 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,180 mm a 0,250 mm.

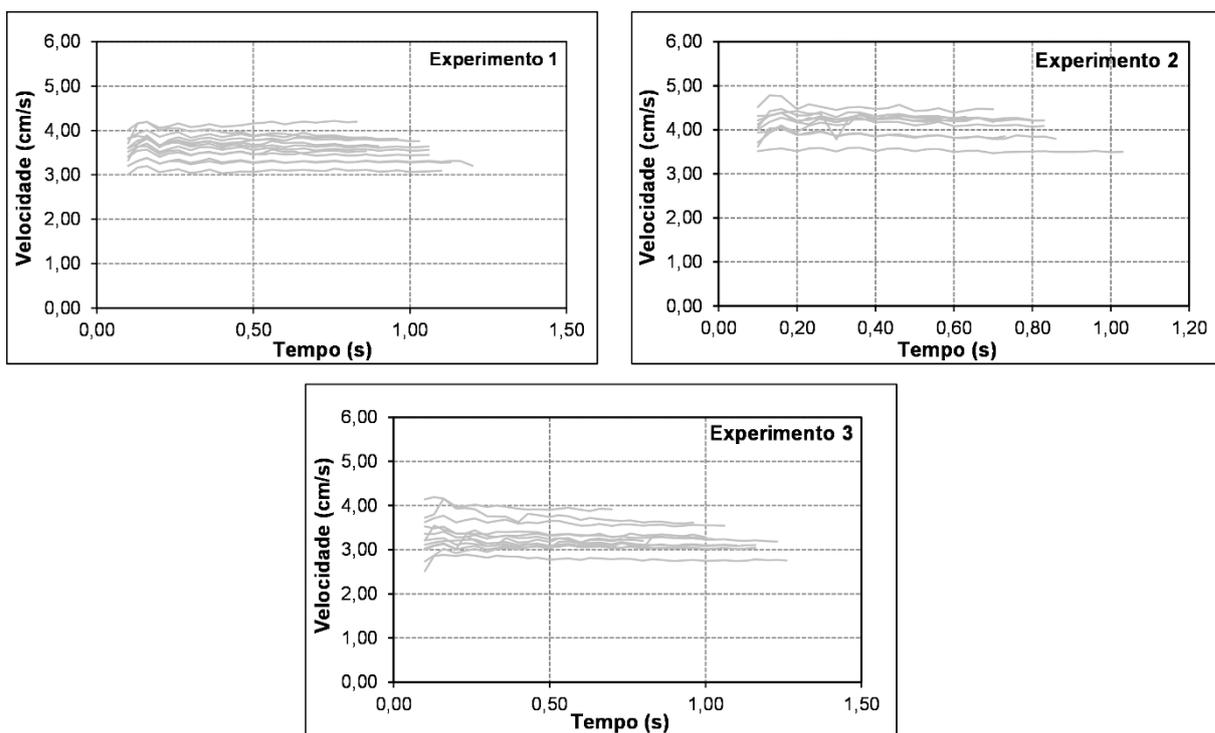


Figura 5.4 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,250 mm a 0,355 mm.

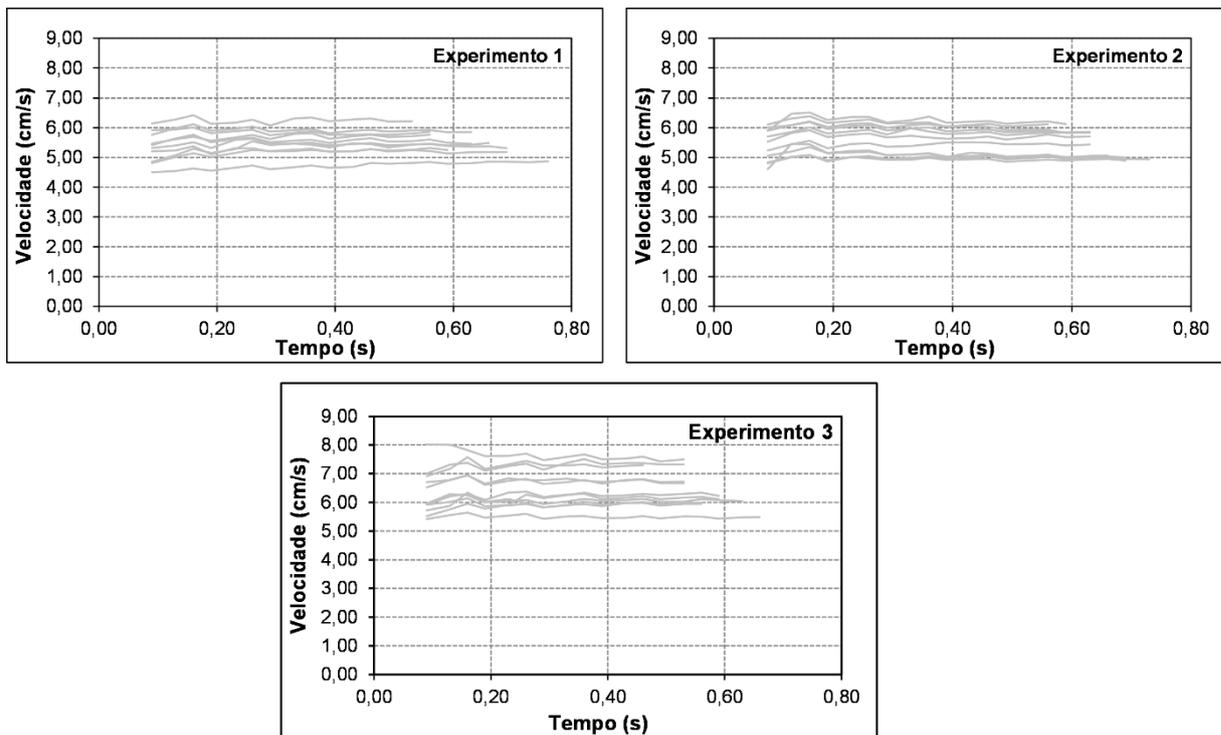


Figura 5.5 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,355 mm a 0,500 mm.

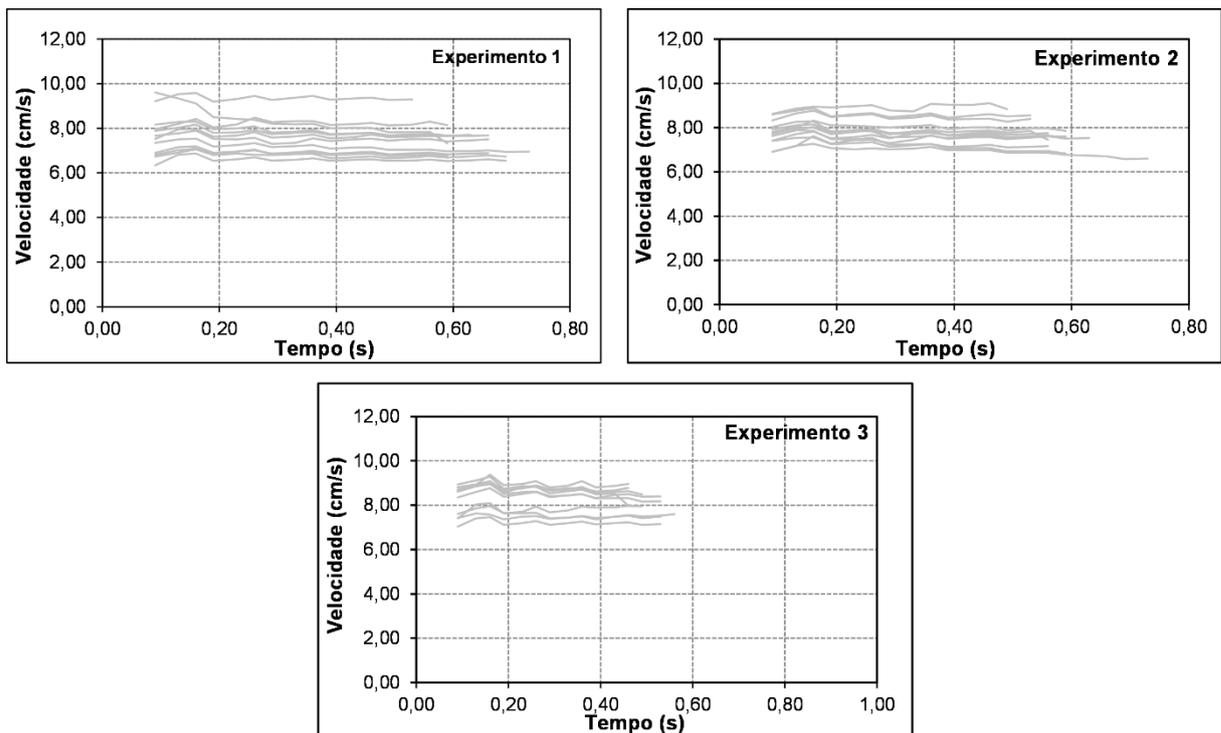


Figura 5.6 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,500 mm a 0,850 mm.

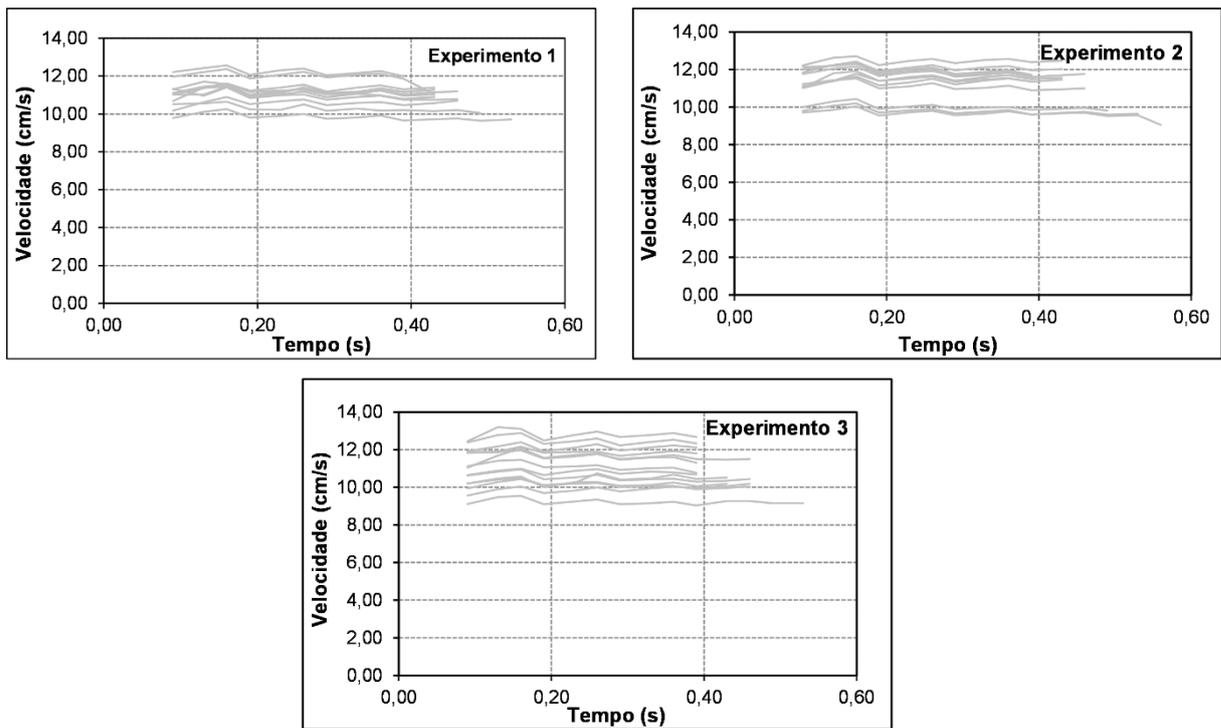


Figura 5.7 – Flutuação da velocidade no tempo da areia classe granulométrica 0,850 mm a 1,18 mm.

Verificou-se a partir das figuras apresentadas, que as flutuações das partículas de areia foram bem-comportadas devido à dimensão das partículas estudadas e, também, por possuírem forma mais arredondada devido aos processos de transporte de sedimento de fundo.

Outra hipótese para as flutuações da areia seria a existência de movimentos secundários mais rápidos do que a câmera pode detectar a uma taxa de 30 quadros por segundo utilizada como base.

A velocidade de queda até o tempo 0.06s foi eliminada devido a inconsistências associadas à posição da partícula em relação ao horizonte ou a erros associados ao software durante o rastreamento da partícula.

Contudo, isto ocorre em um pequeno intervalo de tempo e não afeta a velocidade média da partícula.

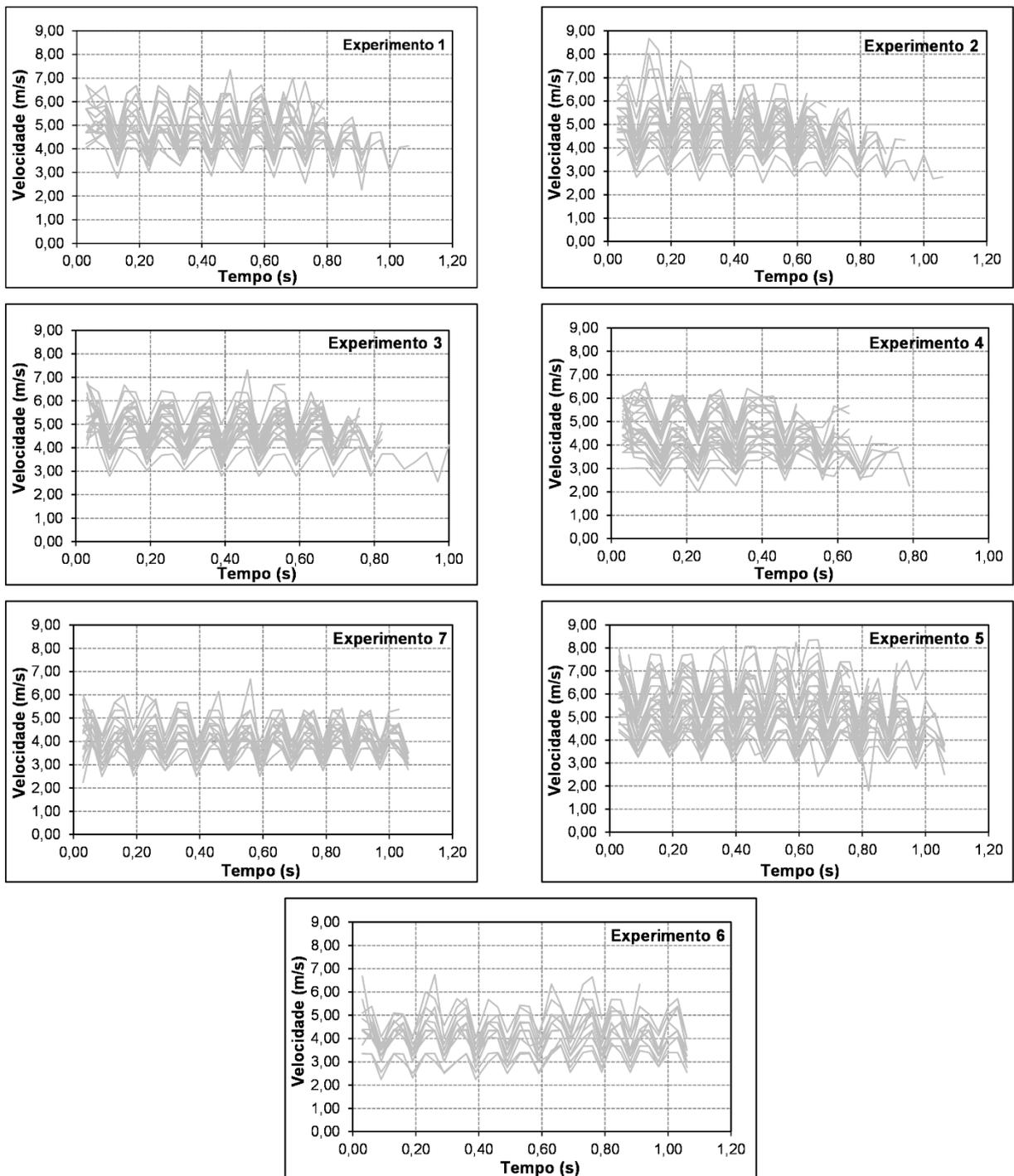


Figura 5.8 – Flutuação da velocidade no tempo da borracha classe granulométrica 3,00 mm a 2,00 mm.

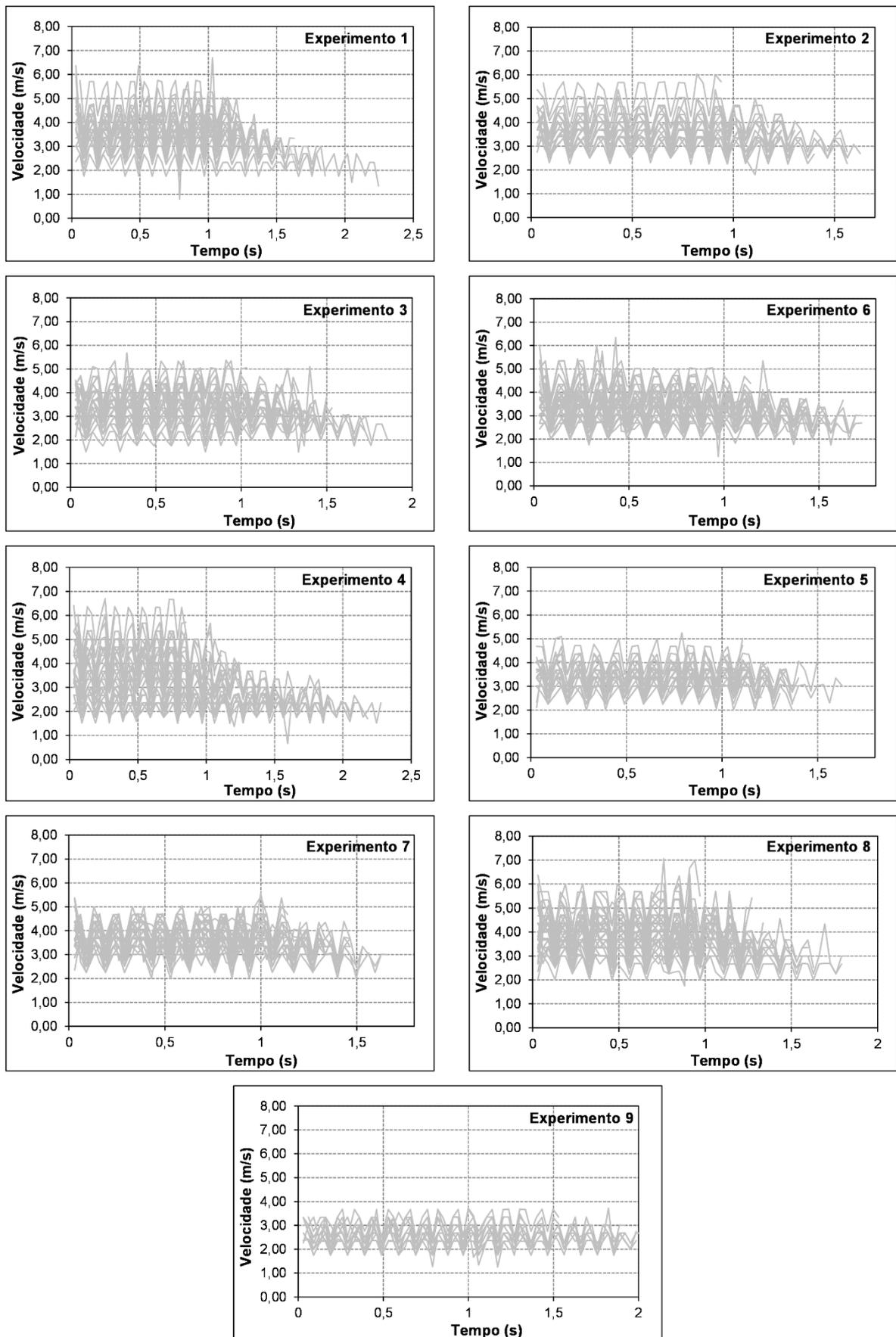


Figura 5.9 – Flutuação da velocidade no tempo da borracha classe granulométrica 2,00 mm a 1,70 mm.

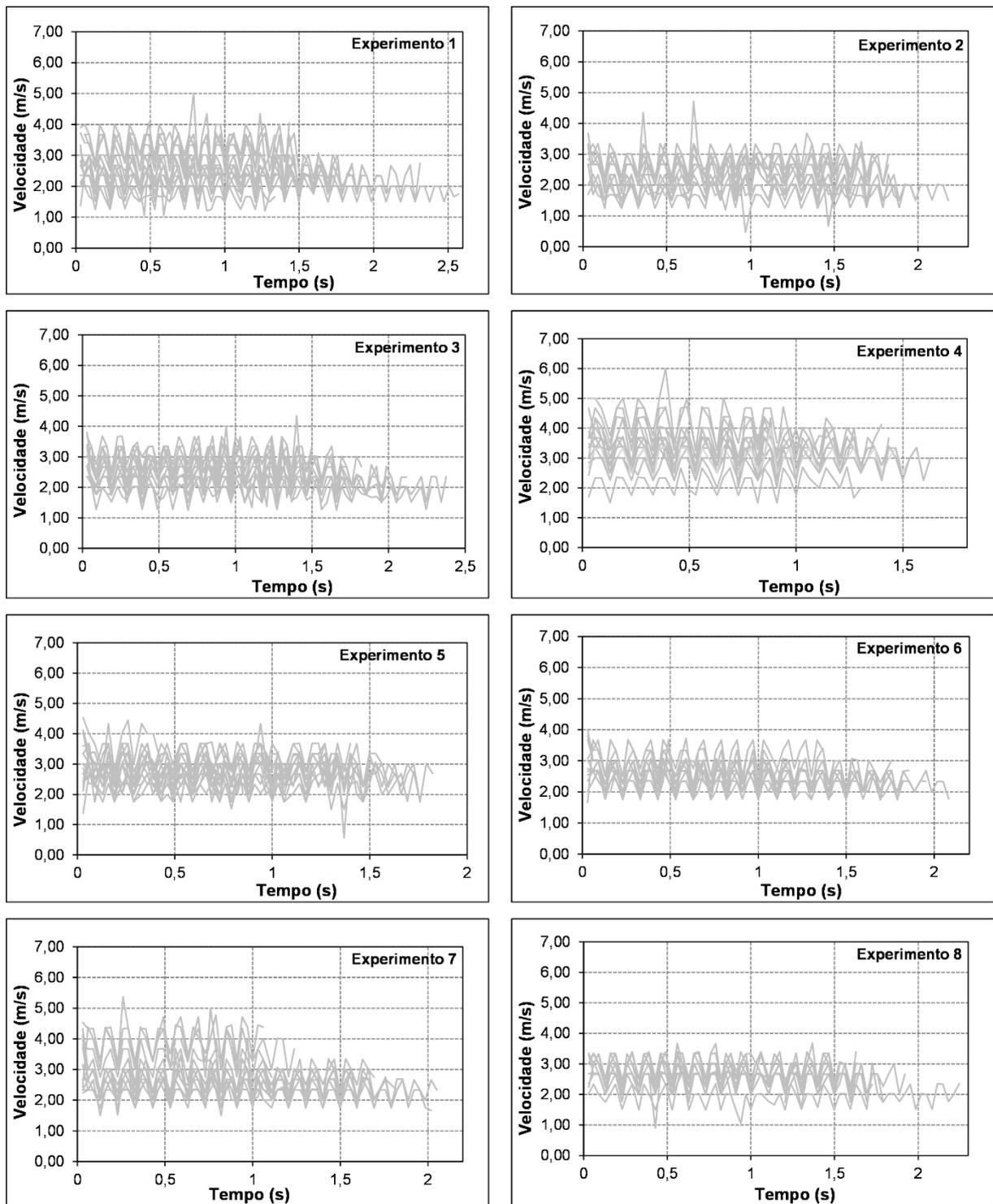


Figura 5.10 – Flutuação da velocidade no tempo da borracha classe granulométrica 1,70 mm a 1,18 mm.

No entanto, as flutuações da borracha foram mais acentuadas que da areia. Estas flutuações, em parte, podem ser atribuídas à forma das partículas, que modifica os padrões de escoamento ao redor das partículas induzindo a formação de vórtices e consequentemente movimentos

secundários da partícula, como por exemplo, deslizamento, inclinação e rotação durante a sua trajetória.

Sabe-se a priori que a forma das partículas e a rugosidade da superfície afetam a velocidade de queda e conseqüentemente a relação entre o coeficiente de arrasto e o número de Reynolds da partícula.

Baseado nisto, e na nítida amplitude das flutuações da velocidade de queda da borracha em relação à da areia, espera-se que as formulações ajustadas para areia que não incorporam o parâmetro de forma da partícula para corrigir o coeficiente de arrasto superestimem os valores de velocidade de queda em relação aos dados experimentais da borracha e em contrapartida os dados experimentais da areia tenham boas correlações com as equações avaliadas.

Para avaliar as flutuações de velocidades de queda amostradas, foram elaborados gráficos box-plot agrupados por faixa granulométrica da areia e da borracha.

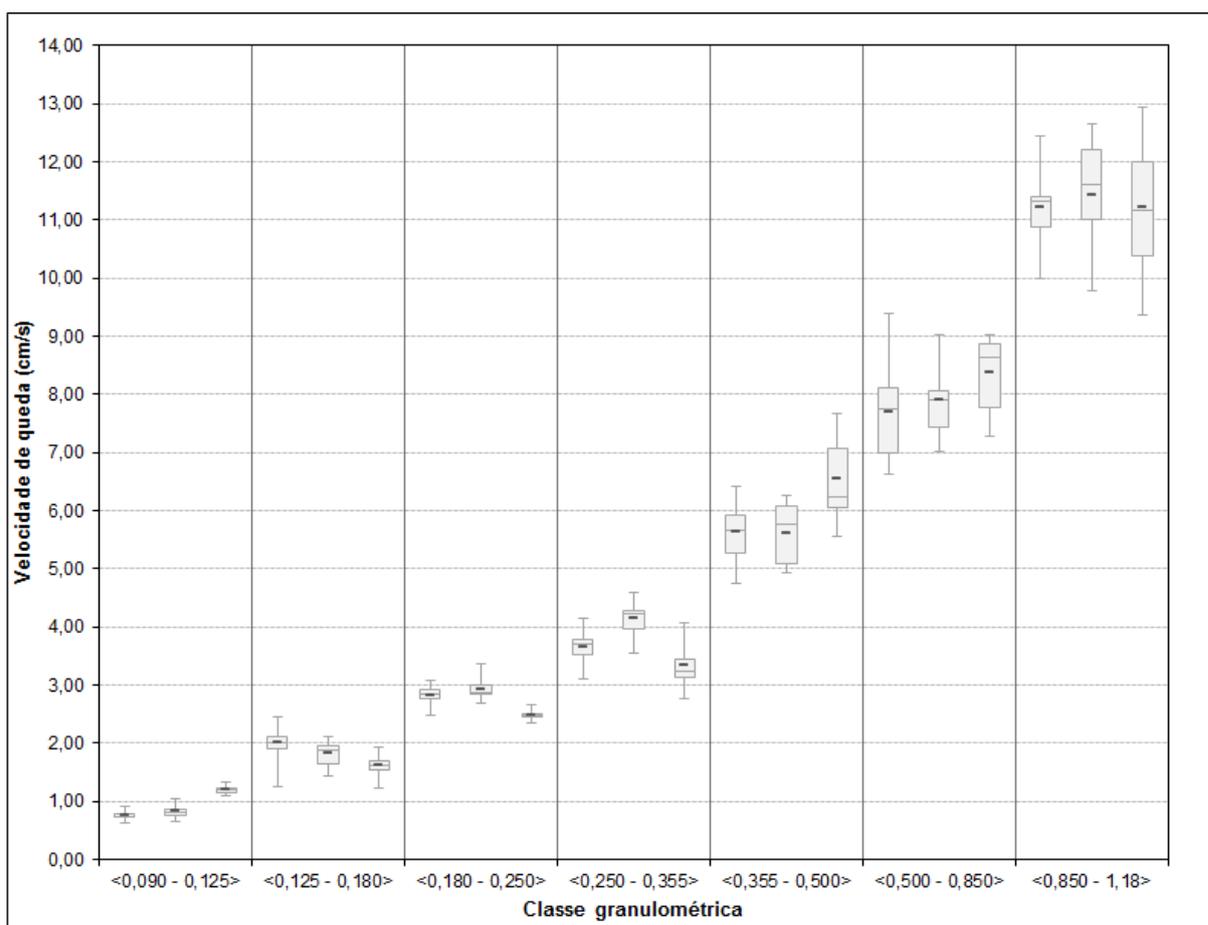
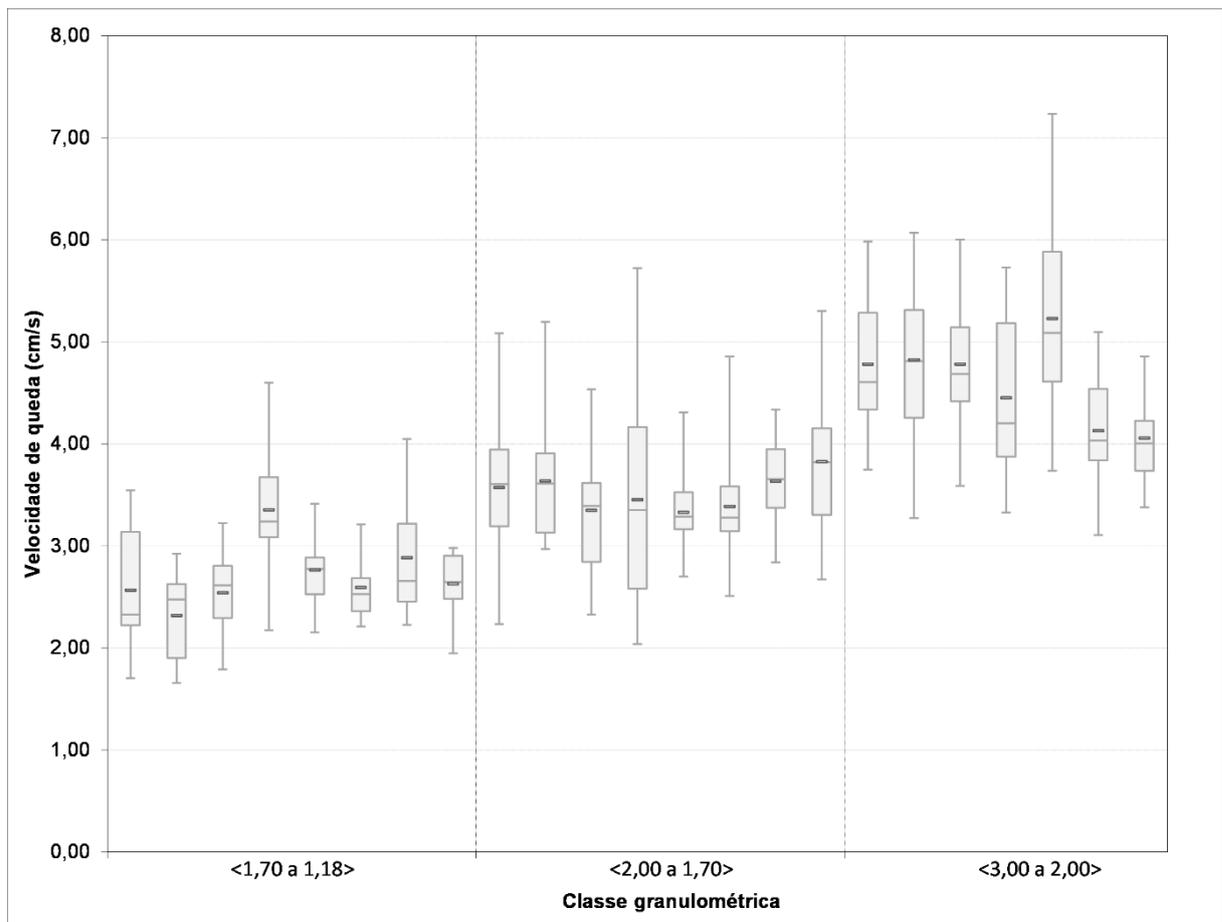


Figura 5.11 – Box-Plot de velocidades de queda da areia.

Na Figura 5.11 verificou-se que até a classe granulométrica (0,250 mm e 0,355 mm) a amplitude da velocidade de queda foi moderada variando pouco em relação à média. Já para as outras classes granulométricas isso não ocorreu, devido à estratificação das partículas no decantador que está relacionado à massa específica e as frações da faixa granulométrica do material.

Contudo, em termos médios e medianos, a velocidade de queda não mudou consideravelmente.



Para a borracha, apresentada na Figura 5.12, uma grande amplitude da velocidade de queda ocorreu em todas as classes granulométricas, embora, não esteja ligada inteiramente à estratificação das partículas no decantador, mas, também, pela grande variação das velocidades devido à forma das partículas.

Para avaliação das velocidades médias de queda e consequente avaliação da correlação entre os dados experimentais e as equações existentes na literatura. Para isso, foi adotado o valor médio experimental de cada classe granulométrica, apresentadas na Tabela 5.3 e Tabela 5.4.

Tabela 5.3 – Sumário estatístico dos dados experimentais da areia.

Estatística Descritiva							
Faixa Granulométrica (mm)	0.090 a 0.125	0.125 a 0.180	0.180 a 0.250	0.250 a 0.355	0.355 a 0.500	0.500 a 0.850	0.850 a 1.180
Velocidade média (cm/s)	0,91	1,82	2,69	3,70	5,84	7,96	11,22
Desvio Padrão (cm/s)	0,245	0,190	0,207	0,492	0,306	0,471	0,279
Amplitude (mm)	0,035	0,055	0,070	0,105	0,145	0,350	0,330
1º Quartil (cm/s)	0,72	1,61	2,45	3,23	5,63	7,60	10,96
3º Quartil (cm/s)	1,19	1,98	2,84	4,21	6,19	8,49	11,51
Mínimo (cm/s)	0,72	1,61	2,45	3,23	5,63	7,60	10,96
Máximo (cm/s)	1,19	1,98	2,84	4,21	6,19	8,49	11,51

Tabela 5.4 – Sumário estatístico dos dados experimentais da borracha.

Estatística Descritiva			
Diâmetro da faixa granulométrica (mm)	1,70 a 1,18	2,00 a 1,70	3,00 a 2,00
Velocidade média (cm/s)	2,71	3,52	4,61
Desvio Padrão (cm/s)	0,31	0,17	0,42
Amplitude da faixa granulométrica (mm)	0,52	0,30	1,35
1º Quartil (cm/s)	2,55	3,36	4,13
3º Quartil (cm/s)	2,85	3,64	4,82
Mínimo (cm/s)	2,32	3,33	4,06
Máximo (cm/s)	3,35	3,83	5,23

Para avaliação das velocidades medidas utilizaram as equações de Rubey (1933), Cheng (1997) que se baseiam em comportamentos assintóticos entre o número de Reynolds e o Coeficiente de Arrasto e são função apenas do diâmetro médio e da densidade da partícula e não incorporam o efeito da forma da mesma. Para avaliar o efeito de forma da partícula foi utilizada a equação de Camenen (2007), em que, para a areia foram adotados os coeficientes de forma sugeridos pelo autor.

Para o emprego da equação de Camenen (2007) à borracha, utilizaram os parâmetros de forma de Corey, apresentados no item 4.4.2, e para parâmetro de redondeza P da partícula foi adotado o valor igual a 2, referente a partículas trituradas.

As velocidades de queda teóricas foram calculadas para as formulações de Rubey (1933), Cheng (1997) e Camenen (2007) e o resultado são apresentados na Tabela 5.5 e Tabela 5.6.

Tabela 5.5 – Comparação entre a velocidade de queda medida e as velocidade calculadas para a areia.

Diâmetro médio (mm)	Temperatura (°C)	Velocidade de queda medida (cm/s)	Velocidade de queda calculada (cm/s)		
			Rubey (1933)	Cheng (1997)	Camenen (2007)
0,1075	19	0,91	1,04	0,75	0,93
0,1525	19	1,82	1,86	1,37	1,65
0,215	19	2,69	3,00	2,33	2,72
0,3025	19	3,70	4,37	3,71	4,19
0,4275	19	5,84	5,93	5,55	6,10
0,675	19	7,96	8,23	8,66	9,26
1,015	19	11,22	10,57	12,08	12,71

Tabela 5.6 – Comparação entre a velocidade de queda medida e as velocidade calculadas para a borracha.

Diâmetro médio (mm)	Temperatura (°C)	Velocidade de queda medida (cm/s)	Velocidade de queda calculada (cm/s)				
			Rubey (1933)	Cheng (1997)	Camenen (2007)*	Camenen (2007)**	Camenen (2007)***
0,1075	19	2,71	3,87	3,64	3,89	3,61	2,99
0,1525	19	3,52	4,39	4,50	4,78	4,29	3,58
0,215	19	4,61	5,29	5,97	6,26	5,50	4,55

*Calculado com $csf = 0,70$ e $P = 3,5$.

**Calculado com $csf = 0,68/0,65$ e $P = 2$.

***Calculado com $csf = 0,50$ e $P = 2$.

Estes resultados foram, então, correlacionados linearmente e baseado no erro padrão S_e verificou-se que, para a areia os equacionamentos obtiveram um ajuste linear, pois, apresentaram valores de S_e iguais a 4,6%, 5,8% e 9,2%, respectivamente para as equações de Rubey (1933), Cheng (1997) e Camenen (2007). A correlação dos dados experimentais e calculados da areia são apresentados na Figura 5.13.

Neste sentido, pode-se concluir que a metodologia aplicada foi adequada para medir a velocidade de queda, embora todas as equações encontradas na literatura tenham sido calibradas para dados de uma única partícula.

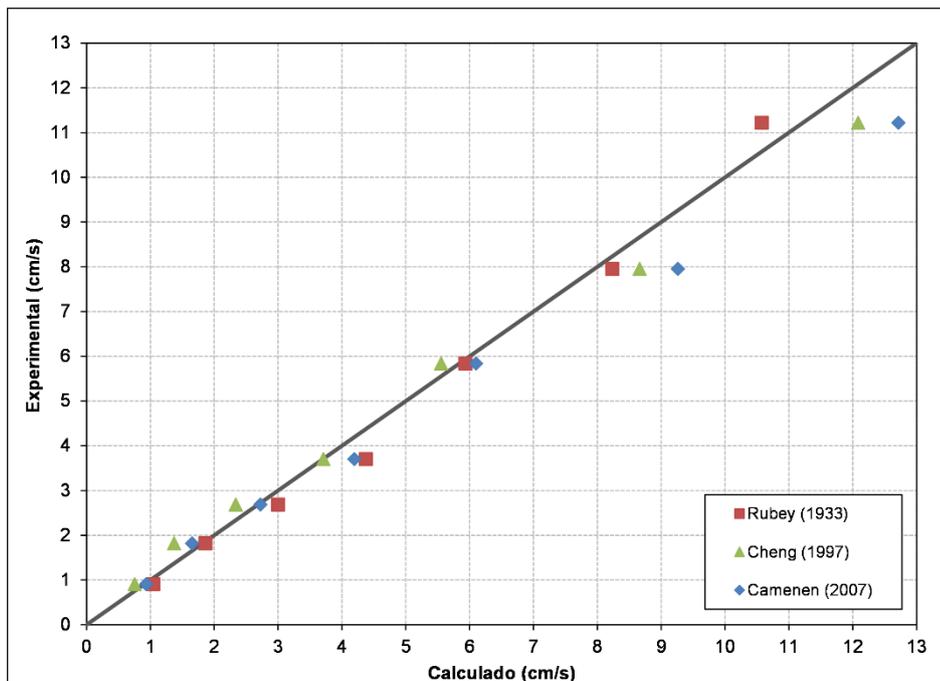


Figura 5.13 – Velocidade de queda da areia *versus* os dados experimentais.

No entanto, para os dados da borracha, verificou-se que, baseado nos parâmetros sugeridos pelos autores, as equações superestimam as velocidades de queda o que confirma o efeito de forma das partículas na velocidade de queda e que pode ser observado na amplitude das flutuações da velocidade de queda medida. A correlação dos dados experimentais e calculados da borracha são apresentados na Figura 5.14.

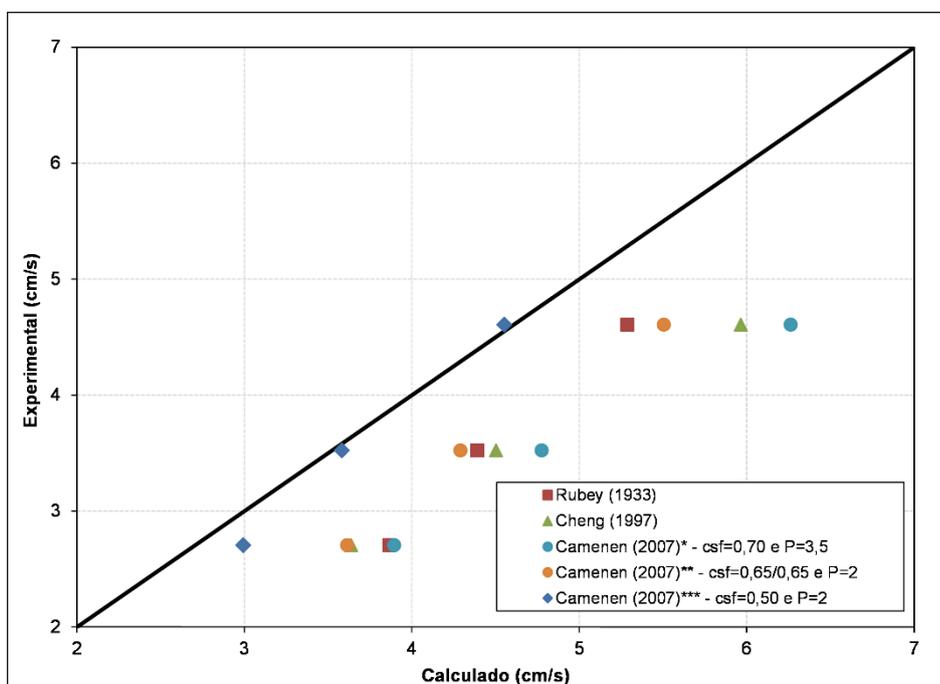


Figura 5.14 – Velocidade de queda da borracha *versus* os dados experimentais.

Desta forma, o erro padrão foi igual a 16,0%, 19,2%, respectivamente para as equações de Rubey (1933) e Cheng (1997) e 23,9% para a equação de Camenen (2007)* aplicando parâmetros sugeridos pelo autor condizentes para a areia.

Portanto, as diferenças entre os valores da velocidade de queda teórica e experimental podem ser atribuídas ao emprego de formulações que não incorporam diretamente a forma da partícula e ao uso inadequado dos parâmetros de forma da que incorpora.

Nesse sentido, para melhor ajustar da equação de Camenen (2007) aos dados da borracha utilizou-se, então, o parâmetro $P=2$ e a média do coeficiente de forma de Corey da borracha, apresentada no item 4.4.2, no qual, o valor para a classe granulométrica (3,00 mm a 2,00 mm) é igual a 0,68 e para a classe granulométrica (2,00 mm e 1,17 mm) é igual a 0,65 e para a classe granulométrica (1,70 mm a 1,18 mm) adotou-se o valor de 0,65.

Contudo, estes valores não resultaram em boa correlação aos dados medidos evidenciando ainda um erro padrão de 14,9%, ou seja, superior a um erro desejado de no máximo 5%.

Diante disto, buscou-se um coeficiente de Corey dentro da margem do desvio padrão, que foi da ordem de $\pm 0,14$, adotando-se o valor de csf igual a 0,50 e $P=2,00$. Para estes parâmetros, o erro padrão foi de 3,0% atendendo ao erro máximo de 5%.

5.2 *Início de movimento*

Considerando a proposta deste trabalho foram realizados 45 experimentos para determinar a tensão crítica de Shields da borracha, sendo 25 deles para a faixa granulométrica de diâmetro entre 3,00 mm e 2,00 mm, 20 para a faixa granulométrica com diâmetros entre 2,00 mm e 1,70 mm e para a faixa granulométrica de 1,70 mm a 1,18 mm não foi possível realizar o experimento devido ao baixo valor de vazão requerido no experimento.

Para a areia, foram realizados 5 experimentos para cada classe granulométrica (0,125 mm a 0,250 mm e 0,250 mm a 0,500 mm).

Para os dados experimentais que se observou o início de movimento das partículas, foram calculados os valores da tensão crítica de Shields e o seu desvio percentual em relação ao valor teórico da tensão crítica de Shields para a faixa granulométrica analisada.

Os resultados da areia são apresentados na Tabela 5.7 e Tabela 5.8.

Tabela 5.7 – Resumo dos experimentos de início de movimento da areia – Classe granulométrica (0,125 mm a 0,250 mm).

Experimento	Experimental		Calculado			
	Q (L/s)	y_h (cm)	R_h (m)	τ_0 (N/m ²)	τ_{*c} -	DP (%)
1	0,650	19,8	0,015	0,164	0,047	-26,42
2	0,800	19,3	0,015	0,160	0,047	-27,88
3	0,650	17,3	0,014	0,147	0,043	-33,87
4	0,450	14,9	0,012	0,130	0,038	-41,44
5	0,450	14,1	0,012	0,124	0,036	-44,05
Média	0,600	17,1	0,014	0,145	0,042	-34,73
Desv. Pad	0,150	2,55	0,002	0,018	0,005	7,88
Máximo	0,800	19,8	0,015	0,164	0,047	-26,42
Mínimo	0,450	14,1	0,012	0,124	0,036	-44,05

Tabela 5.8 – Resumo dos experimentos de início de movimento da areia – Classe granulométrica (0,250 mm a 0,500 mm).

Experimento	Experimental		Calculado			
	Q (L/s)	y_h (cm)	R_h (m)	τ_0 (N/m ²)	τ_{*c} -	DP (%)
1	0,460	20,2	0,016	0,166	0,024	-23,17
2	0,470	19,2	0,015	0,160	0,023	-26,16
3	0,430	17,5	0,014	0,148	0,022	-31,39
4	0,410	15,4	0,013	0,134	0,019	-38,14
5	0,450	16,0	0,013	0,138	0,020	-36,18
Média	0,444	17,7	0,014	0,149	0,022	-31,01
Desv. Pad	0,024	2,04	0,001	0,014	0,002	6,38
Máximo	0,470	20,2	0,016	0,166	0,024	-23,17
Mínimo	0,410	15,4	0,013	0,134	0,019	-38,14

Verificou-se, por tanto, que para a areia a diferença percentual médio do dado medido em relação à tensão teórica de Shields foi de -34,73% e -31,01%, respectivamente para as classes granulométricas de 0,125 mm a 0,250 mm e 0,250 mm a 0,500 mm.

Essa diferença percentual pode ser atribuída a não homogeneidade das frações de sedimentos que compõem as classes granulométricas, que possuem considerável amplitude de 0,125 mm e 0,250 mm e da massa específica do material.

Neste sentido, a distribuição das frações dentro de uma faixa granulométrica pode ter criado o efeito couraça, no qual, as partículas se distribuem de tal forma que apenas os grãos mais

finos se deslocam formando uma camada de armadura com as partículas mais grossas que necessitam de uma tensão cisalhante maior para se deslocar.

Alinhado a isto, a amostra estudada é formada por diferentes composições mineralógicas que possui uma massa específica média de 2.875 kg/m³. No entanto, os minerais com massa específica inferior à média necessitam de uma tensão cisalhante menor o que pode ter enviesado o julgamento do início do movimento, uma vez que, não foi possível identificar pela coloração a sua composição.

Apesar da significativa diferença percentual, verifica-se pela Figura 5.15 que o resultado encontra-se dentro da dispersão dos dados existentes de outros autores.

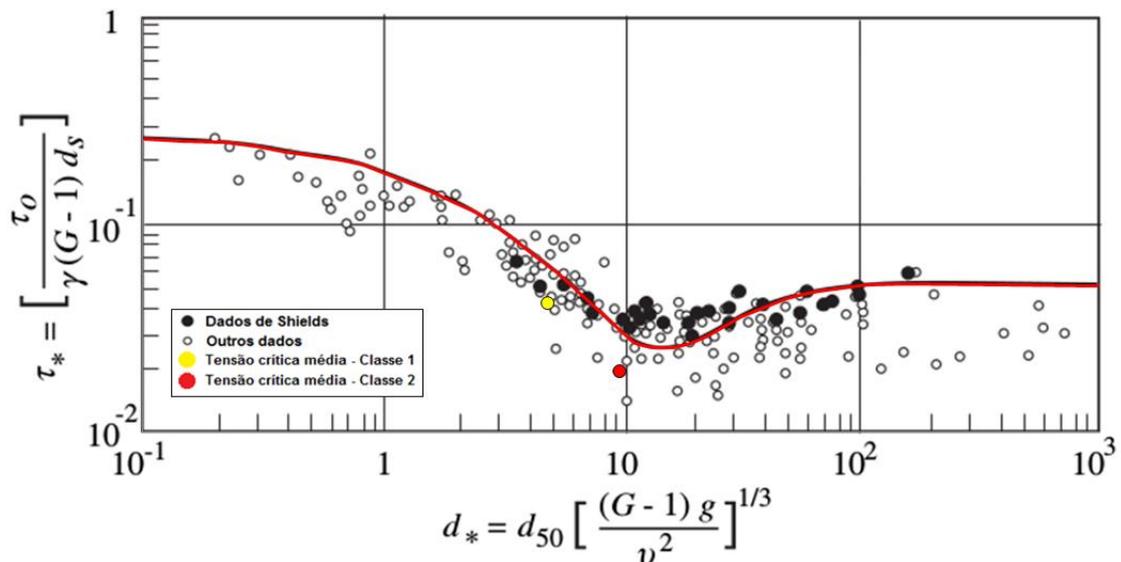


Figura 5.15 – Tensões críticas de Shields experimental da areia em relação a curva de Shields modificada.

Na Figura 5.15, pode-se observar que os valores de tensão crítica de Shields calculado com base nos dados experimentais ficaram abaixo da curva proposta por Shields. Isto ocorreu, pois, para calcular a tensão crítica de Shields é necessário conhecer à priori a massa específica do material, no qual, foi adotada a média igual a 2.875 kg/m³.

Como mencionado anteriormente, tanto às frações que compõem a faixa granulométrica quanto à composição mineralógica da amostra estudada podem ter contribuído para subestimar a o início do movimento da areia observado no experimento uma vez que para

iniciar o arrasto das partículas de maior massa específica seria necessário um esforço cisalhante maior.

Entretanto, como as partículas de menor massa específica já estariam em movimento as partículas mais pesadas não seriam observadas com facilidade utilizando a presente metodologia.

A Tabela 5.9 e Tabela 5.10 apresentam os resultados obtidos para a borracha.

Tabela 5.9 – Resumo dos experimentos de início de movimento da borracha – Classe granulométrica (2,00 mm a 1,70 mm).

Experimento	Experimental		Calculado			
	Q (L/s)	y_h (cm)	R_h (m)	τ_0 (N/m ²)	τ_{*c} -	DP (%)
1	0,072	0,84	0,008	0,080	0,022	-25,44
2	Descartado					
3	0,063	0,87	0,008	0,082	0,023	-23,07
4	0,060	0,96	0,008	0,090	0,025	-16,07
5	0,052	0,90	0,008	0,085	0,023	-20,72
6	0,090	1,00	0,009	0,093	0,026	-13,01
7	0,080	1,06	0,009	0,098	0,027	-8,48
8	0,080	1,09	0,009	0,100	0,028	-6,24
9	0,071	1,06	0,009	0,098	0,027	-8,48
10	0,081	1,05	0,009	0,097	0,027	-9,23
11	0,060	0,96	0,008	0,090	0,025	-16,07
12	0,072	0,95	0,008	0,089	0,024	-16,84
13	0,072	0,91	0,008	0,085	0,024	-19,94
14	0,090	1,07	0,009	0,098	0,027	-7,73
15	0,092	1,07	0,009	0,098	0,027	-7,73
16	0,081	0,96	0,008	0,090	0,025	-16,07
17	0,061	0,87	0,008	0,082	0,023	-23,07
18	0,071	0,96	0,008	0,090	0,025	-16,07
19	0,084	0,99	0,009	0,092	0,025	-13,77
20	0,075	0,91	0,008	0,085	0,024	-19,94
Média	0,074	0,97	0,009	0,091	0,025	-15,16
Desv. Pad	0,011	0,08	0,001	0,006	0,002	5,94
Máximo	0,092	1,09	0,009	0,100	0,028	-6,24
Mínimo	0,052	0,84	0,008	0,080	0,022	-25,44

Tabela 5.10 – Resumo dos experimentos de início de movimento da borracha – Classe granulométrica (3,00 mm a 2,00 mm).

Experimento	Experimental		Calculado			
	Q (L/s)	y_h (cm)	R_h (m)	τ_0 (N/m ²)	τ_{*c} -	DP (%)
1	Descartado					
2						
3						
4	0,173	1,33	0,011	0,119	0,024	-32,87
5	0,150	1,38	0,012	0,122	0,025	-30,76
6	0,157	1,40	0,012	0,124	0,025	-29,92
7	Descartado					
8	0,180	1,42	0,012	0,125	0,026	-29,09
9	0,192	1,44	0,012	0,127	0,026	-28,26
10	0,193	1,46	0,012	0,128	0,026	-27,44
11	0,190	1,48	0,012	0,130	0,026	-26,62
12	0,160	1,45	0,012	0,127	0,026	-27,85
13	0,140	1,43	0,012	0,126	0,026	-28,68
14	0,162	1,46	0,012	0,128	0,026	-27,44
15	0,150	1,41	0,012	0,124	0,025	-29,51
16	0,180	1,56	0,013	0,135	0,028	-23,37
17	0,180	1,50	0,012	0,131	0,027	-25,80
18	0,150	1,46	0,012	0,128	0,026	-27,44
19	0,161	1,49	0,012	0,130	0,027	-26,21
20	0,191	1,65	0,013	0,142	0,029	-19,80
21	0,194	1,50	0,012	0,131	0,027	-25,80
22	0,221	1,58	0,013	0,137	0,028	-22,57
23	0,182	1,50	0,012	0,131	0,027	-25,80
24	0,173	1,50	0,012	0,131	0,027	-25,80
25	0,172	1,45	0,012	0,127	0,026	-27,85
Média	0,174	1,47	0,012	0,129	0,026	-27,09
Desv. Pad	0,020	0,07	0,000	0,005	0,001	2,87
Máximo	0,221	1,65	0,013	0,142	0,029	-19,80
Mínimo	0,140	1,33	0,011	0,119	0,024	-32,87

Para a borracha a diferença percentual do dado medido em relação à tensão teórica de cisalhamento crítico de Shields foi de -15,16% e -27,09%, respectivamente para as classes granulométricas de 2,00 mm a 1,70 mm e 3,00 mm a 2,00 mm.

Em contrapartida com os resultados apresentados para a areia, a amostra da borracha estudada possui homogeneidade na distribuição das frações para uma faixa granulométrica e a massa específica, da ordem de 1200 kg/m³, pode sofrer grandes variações, por se tratar de um material reciclado proveniente da trituração da borracha de pneus.

Por tanto, para essa massa específica verificou-se que os resultados da borracha também foram subestimados, mas se encontram dentro da dispersão dos dados de outros autores.

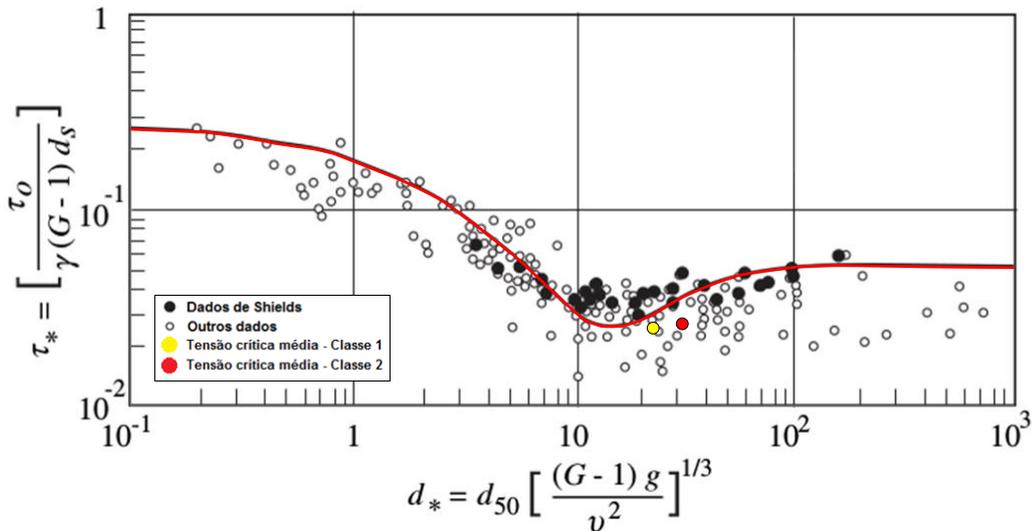


Figura 5.16 – Tensões críticas de Shields experimental da borracha em relação a curva de Shields modificada para massa específica igual a 1200 kg/m³.

Na Figura 5.19, pode-se observar que os valores de tensão crítica de Shields calculado com base nos dados experimentais ficaram abaixo da curva proposta por Shields. Isto ocorreu, pois, para calcular a tensão crítica de Shields é necessário conhecer à priori a massa específica do material. Entretanto, como não foi determinada a massa específica do material, adotou-se o valor médio da borracha igual a 1200 kg/m³.

Contudo, a fim de avaliar a sensibilidade da massa específica da borracha, utilizou-se como referência a densidade de 1160 kg/m³ apresentada por Salini (2000). O resultado é apresentado na Figura 5.17.

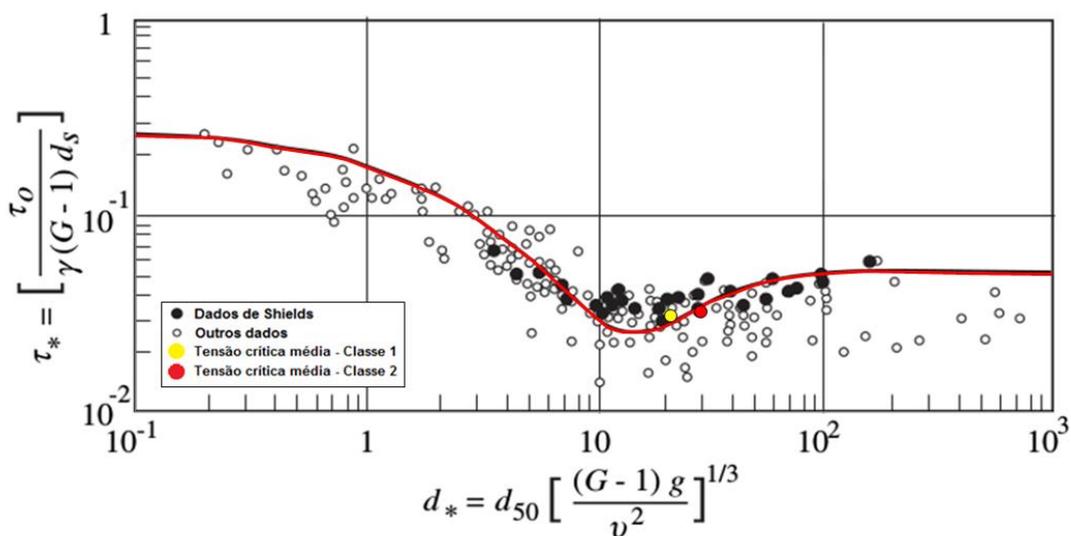


Figura 5.17 – Tensões críticas de Shields experimental da borracha em relação a curva de Shields modificada para massa específica igual a 1160 kg/m³.

Na Figura 5.17, verificou-se que o valor do parâmetro de Shields calculado com base nos dados experimentais possui grande sensibilidade à massa específica, uma vez que, a diferença percentual obtida muda de -15,16% e -27,09% para 10,44% e -4,00%.

Além da massa específica, ressalta-se, que o principal desafio para estabelecimento do início de movimento das partículas está no fato de existir uma gama de condições de escoamento para os quais existe um fraco movimento das mesmas.

Ainda associando a isto, houve a dificuldade em se fixar uma vazão no canal através da válvula com a ocorrência de flutuações nas vazões e os erros inerentes ao processo de coleta de profundidades hidráulicas com a régua linimétrica.

Por isto, buscaram-se além do estabelecimento da vazão e profundidade hidráulica associada à tensão crítica de Shields faixas de vazões características que se observou o início de movimento das partículas.

Estas faixas de vazão podem ser observadas da Figura 5.18 a Figura 5.21, as quais incluem as respectivas profundidades hidráulicas do escoamento *versus* a vazão no modelo.

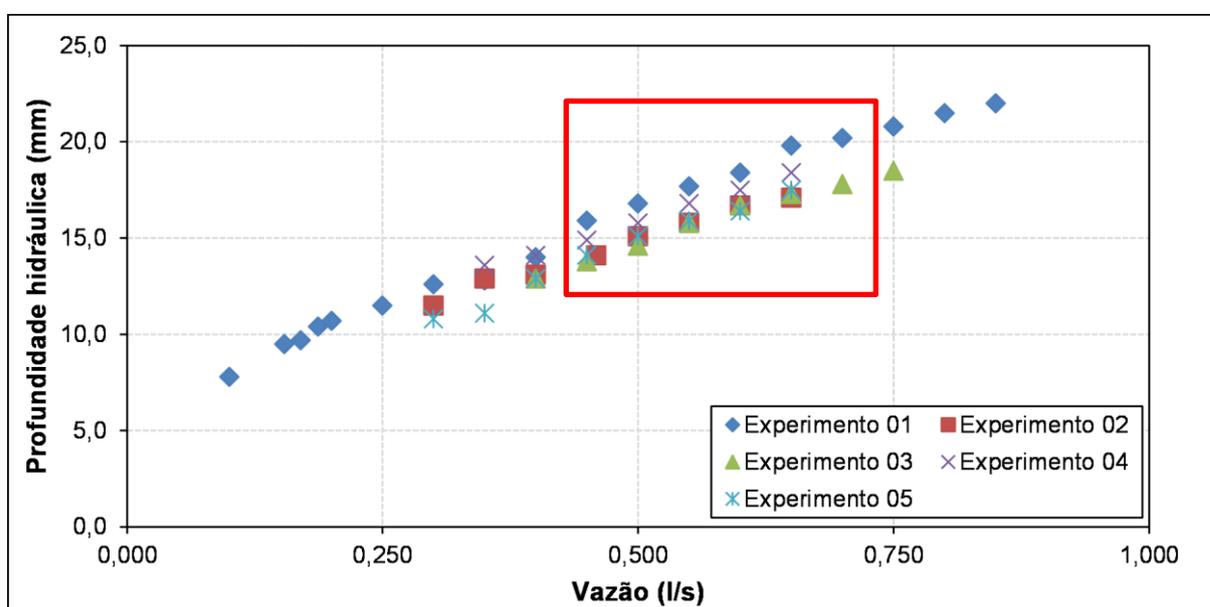


Figura 5.18 – Relação entre a Profundidade Hidráulica e a Vazão para a faixa granulométrica de 0,125 mm a 0,250 mm – Areia.

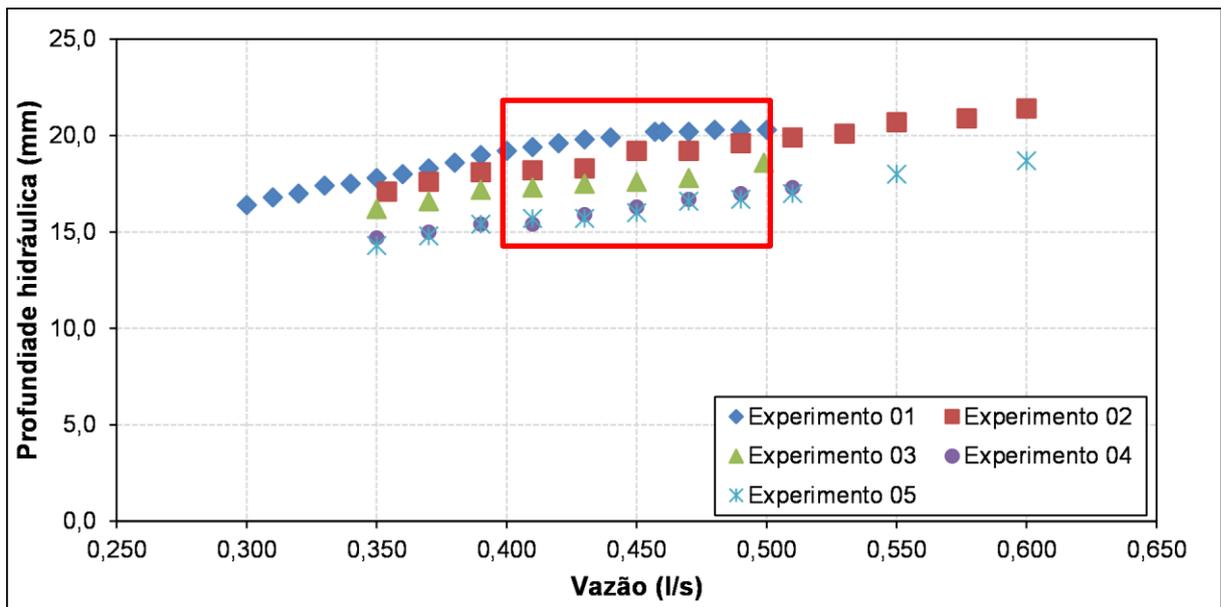


Figura 5.19– Relação entre a Profundidade Hidráulica e a Vazão para a faixa granulométrica de 0,250 mm a 0,500 mm – Areia.

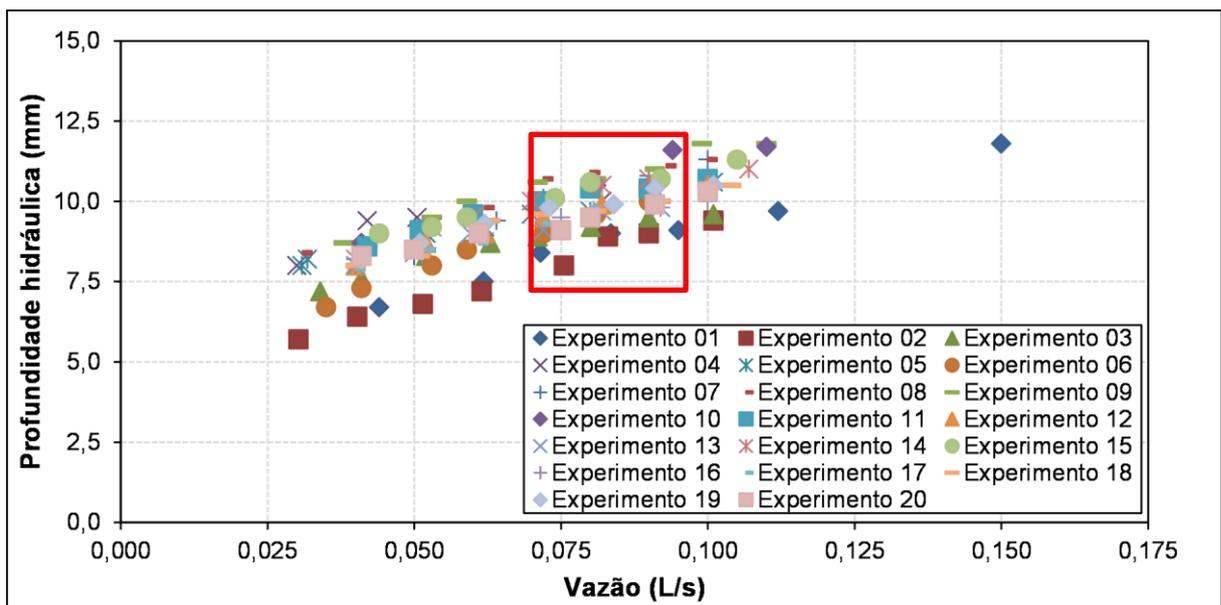


Figura 5.20 – Relação entre a Profundidade Hidráulica e a Vazão para a faixa granulométrica de 2,00 mm a 1,70 mm – Borracha.

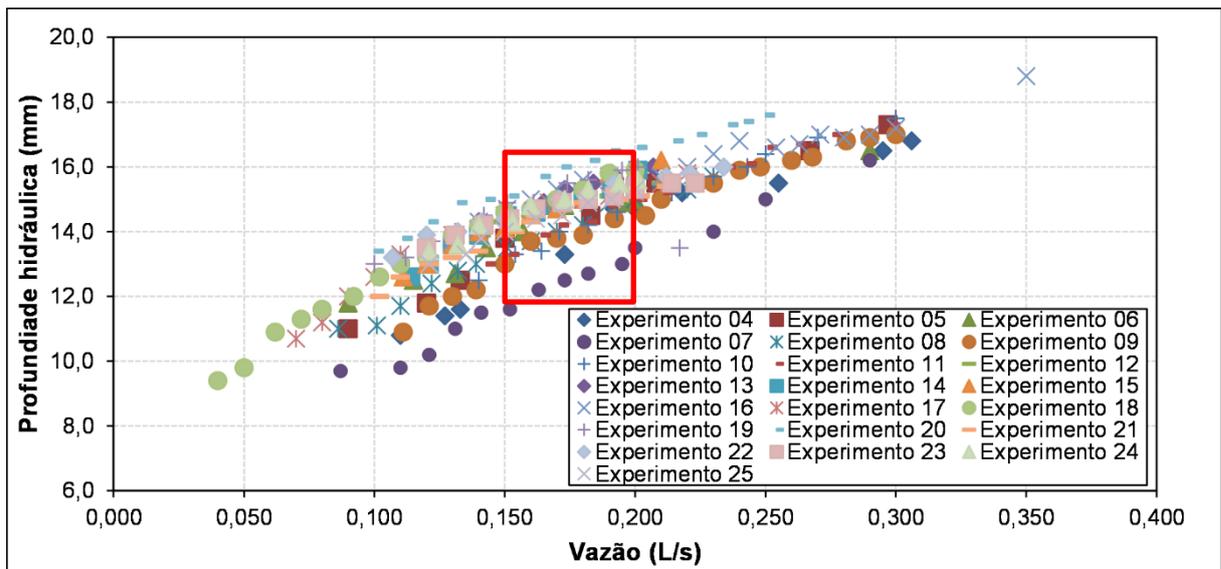


Figura 5.21– Relação entre a Profundidade Hidráulica e a Vazão para a faixa granulométrica de 3,00 mm a 2,00 mm – Borracha.

Neste sentido, verificou-se nos experimentos da borracha que para a faixa granulométrica de: (i) 3,00 a 2,00 mm o início de movimento ocorre para vazões variando entre 0,15 L/s e 0,19 L/s; e (ii) entre 0,07 L/s e 0,09 L/s para a faixa granulométrica de 2,00 a 1,70 mm.

Para a areia verificou-se que para a faixa granulométrica de: (i) 0,125 a 0,250 mm o início de movimento ocorre para vazões variando entre 0,40 L/s e 0,75 L/s; e (ii) entre 0,40 L/s e 0,50 L/s para a faixa granulométrica de 0,250 a 0,500 mm.

Devido à dificuldade em estabelecer uma vazão para o qual se inicia o movimentos das partículas, uma faixa de vazão para o qual se observa o início de movimento se mostra mais interessante.

6 CONCLUSÕES

Os estudos ora apresentados reforçam a complexidade envolvida no entendimento do fenômeno de avaliação do início de movimento e de determinação da velocidade de queda de partículas, no âmbito dos estudos de transporte de sedimentos.

Os resultados experimentais da velocidade de queda obtidos, na presente pesquisa, quando confrontados com os valores calculados pelas equações propostas na literatura, se mostram adequados para a areia. Este fato se observa mesmo que as equações existentes tenham sido ajustadas para uma única partícula e os resultados dos experimentos tenham sido obtidos para um conjunto de partículas. Esses resultados demonstram que a metodologia aplicada para determinar a velocidade de queda a partir de filmagens e a seleção amostral de partículas para cálculo da velocidade média foram adequadas.

Contudo, os resultados obtidos para a borracha se desviaram dos valores calculados pelas equações que não incorporam o fator de forma da partícula, apesar de alguns autores afirmarem que suas formulações são válidas para outros tipos de material que possuem densidade e forma diferentes da areia. Portanto, esta diferença pode estar associada às características físicas da partícula da borracha, uma vez que, os resultados encontrados para a areia foram satisfatórios.

Na equação de Camenen (2007), que incorpora o fator de forma para correção do coeficiente de arrasto, foram utilizados os valores médios do parâmetro de forma de Corey, calculados para a borracha. No entanto, a média dos parâmetros de Corey (0,68/065) se aproximou da areia (0,70), recomendado pelo autor, permanecendo assim a superestimação das velocidades.

Ressalta-se, porém, que a metodologia aplicada para o cálculo do parâmetro de forma foi satisfatória, demonstrando uma grande variabilidade da forma da borracha, cujo valor variou de 0,30 a 0,95.

Neste sentido, foi verificado que, para um parâmetro de forma igual a 0,5, a equação de Camenen (2007) resulta em um ajuste com erro padrão igual a 3,0%, demonstrando a importância desta correção para a determinação da velocidade de queda.

Os experimentos relativos à determinação do início do movimento das partículas de areia e borracha geraram resultados experimentais considerados satisfatórios, uma vez que o valor de

tensão de cisalhamento crítico ficou no intervalo de dispersão dos experimentos de Shields e de outros autores.

Contudo, a diferença percentual dos dados experimentais em relação ao parâmetro teórico de Shields foi maior que $\pm 5\%$ ficando na ordem de $-34,73\%$ e $-31,01\%$ para a areia e $-15,16\%$ e $-27,09\%$ para a borracha.

Contudo, como não foi realizada nenhuma análise para determinar a massa específica média da borracha, foi utilizado o valor médio de 1200 kg/m^3 e o valor de 1160 kg/m^3 apresentado por Salini (2000), para analisar a variação da diferença.

Dessa forma, verificou-se que o parâmetro de Shields experimental é sensível à massa específica, alterando significativamente a posição de plotagem do dado experimental em relação à curva de Shields e, conseqüentemente, podendo reduzir ou aumentar a diferença percentual.

No que tange à metodologia adotada para avaliação do início de movimento das partículas, aparentemente, suspeita-se que o canal utilizado deveria ter uma extensão maior, a fim de reduzir as interferências causadas pela condição de contorno de montante e jusante. Isto porque as partículas influenciadas pelas condições de contorno dificultaram a avaliação do início do movimento.

Ressalta-se também que, devido ao controle da vazão ser feito manualmente através de um registro tipo gaveta, não foi possível garantir a mesma sequência de vazões com precisão. Este fator também contribuiu para dificultar o processo de determinação do início do movimento das partículas.

Por fim, apesar das limitações metodológicas aplicadas a este estudo, conclui-se que os resultados foram satisfatórios, cumprindo os objetivos de uma análise exploratória da borracha como material substitutivo da areia, no âmbito da velocidade de queda e do início do movimento, para uso em modelos físicos de fundo móvel. Uma vez que, o início de movimento das partículas de borracha pode ser avaliado pela curva de Shields e a velocidade de queda, desde que corrigido o coeficiente de arrasto, pode ser determinada pela equação de Camenen (2007).

7 RECOMENDAÇÕES

Para remover as incertezas do processo experimental de aquisição dos valores de velocidade de queda, recomenda-se que sejam realizados experimentos individuais com as partículas de borracha, de forma a permitir a determinação de todos os seus parâmetros, tais como: densidade, forma, volume, diâmetro nominal, redondeza, massa, etc.

Desta forma, será possível avaliar a relação entre o coeficiente de arrasto e o número de Reynolds da partícula, bem como ajustar uma equação de velocidade de queda para a borracha.

No que tange ao início de movimento, recomenda-se o uso de um canal mais extenso para reduzir a influência da condição de contorno. Para o monitoramento das vazões afluentes, recomenda-se o uso de controle digital, de forma a reduzir as oscilações no escoamento.

REFERÊNCIAS

- AHRENS, J. P. A Fall-Velocity Equation. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, v. 126, n. 2, p. 99–102, 1 mar. 2000.
- ARKHANGEL'SKII, B. V. Experimental study of accuracy of hydraulic coarseness scale of particles. *Izv. NIIG*, v. 15, 1935.
- ASTHANA, B. N.; NIGAM, P. S. Distribution of Sediment in Reservoirs. *Journal of the Institute of Engineers (India)*, v. 60, 1980.
- BEHESHTI, A. A.; ATAIE-ASHTIANI, B. Analysis of threshold and incipient conditions for sediment movement. *Coastal Engineering*, v. 55, n. 5, p. 423–430, 2008.
- BORLAND, W. M.; MILLER, C. R. Distribution of Sediment in Large Reservoirs. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, v. 84, p. 1587-1-18, 1958.
- BRUK, S. Methods of computing sedimentation in lakes and reservoirs. n. February, 1985.
- BRUNE, G. M. Trap Efficiency of Reservoirs. *Trans. American Geophysical Union*, v. 34, 1953.
- BUFFINGTON, J. M. The Legend of A.F. Shields. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 125, n. April, p. 376–387, 1999.
- BUFFINGTON, J. M.; MONTGOMERY, D. R. A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. *Water Resources Research*, v. 33, n. 8, p. 1993–2029, 1997.
- CAMENEN, B. Simple and general formula for the settling velocity of particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 133, n. 2, p. 229–233, 2007.
- CARDOSO, A. H. *Hidraulica Fluvial*. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1998.
- CARVALHO, N. DE O. *et al. Guia de avaliação de assoreamento de reservatórios*. Brasília: ANEEL, 2000.
- CARVALHO, N. DE O. *Hidrossedimentologia Prática*. Segunda ed ed. Rio de Janeiro, RJ: Editora Interciência Ltda., 2008.
- CHENG, N. Simplified Settling Velocity Formula. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 123, n. 2, p. 149–152, 1997.
- CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia Fluvial*. São Paulo: Edgar Blucher Ltda., 1981.

- CHURCHILL, M. A. *Discussion of "Analysis and use of reservoir sedimentation data"*. *Federal Inter-Agency Sedimentation Conference*. Washington: [s.n.], 1948
- CIGB/ICOLD. http://www.icold-cigb.org/GB/world_register/general_synthesis.asp.
- COREY, A. T. *Influence of shape on the fall velocity of sand grains*. 1949. Colorado A&M College, 1949.
- DEY, S.; DEBNATH, K. Influence of streamwise bed slope on sediment threshold under stream flow. *J. Hydraul. Eng.*, v. 126(4), p. 255–263, 2000.
- DEY, S.; PAPANICOLAOU, A. Sediment Threshold under Stream Flow: A State-of-the-Art Review. *Ksce Journal of Civil Engineering*, v. 12, n. 1, p. 45–60, 2008.
- DEY, S.; RAJU, U. V. Incipient motion of gravel and coal beds. v. 27, n. October, p. 559–568, 2002.
- DIETRICH, W. E. Settling velocity of natural particles. *Water Resources Research*, v. 18, n. 6, p. 1615–1626, dez. 1982.
- ENGELUND, F.; HANSEN, E. *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Copenhagen, Denmark: Technical Press, 1972.
- FISRWG. *Stream Corridor Restoration: Principles, Processes, and Practices*. [S.l.: s.n.], 1998.
- GARCÍA, M. H. *Sedimentation Engineering*. Reston, VA: American Society of Civil Engineers, 2008.
- GIBBS, R.; MATTHEWS, M.; LINK, D. The relationship between sphere size and settling velocity. *J. Sediment. Petrol.*, v. 41(1), p. 7–18, 1971.
- GÖĞÜŞ, M.; İPEKÇ, O. N.; KÖKPINAR, M. A. Effect of Particle Shape on Fall Velocity of Angular Particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 127, n. 10, p. 860–869, out. 2001.
- GOLDSTEIN, S. *The steady flow of viscous fluid past a fixed spherical obstacle at small Reynolds numbers*. . London: [s.n.], 1929
- GUERRA, A. J. T. *Erosão e Conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações*. [S.l.]: Bertrand Brasil, 1999.
- HALLERMEIER, R. Terminal settling velocity of commonly occurring sand grain. *Sedimentology*, v. 28(6), p. 859–865, 1981.

- IBAD-ZADE, Y. A. *Movement of sediment in open channels*. A. A. Balkema. Rotterdam, The Netherlands: [s.n.], 1992
- INTERAGENCY COMMITTEE. *A study of methods used in measurement and analysis of sediment loads in streams*. . Minneapolis, Minn.: [s.n.], 1957.
- JIMENEZ, J. A.; MADSEN, O. S. A simple formula to estimate settling velocity of natural sediments. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-Asce*, v. 129, n. 2, p. 70–78, mar. 2003.
- JULIEN, P. Y. *Erosion and Sedimentation*. Cambridge: Cambridge University Press, 2010.
- JULIEN, P. Y. *River mechanics*. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. v. 56.
- KOMAR, P. Settling velocity of circular cylinders at low Reynolds numbers. *J. Geol.*, v. 88(3), p. 327–336, 1980.
- KOMAR, P.; REIMERS, C. Grain shape effects on settling rates. *J. Geol.*, v. 86(2), p. 193–209, 1978.
- KRAMER, H. Sand mixtures and sand movement in fluvial levels. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, v. 100, p. 798–838, 1935.
- KRUMBEIN, W. C. Settling velocities and flume behavior of nonspherical particles. *Trans., Am. Geophys. Union*, v. 41, p. 621–633, 1942.
- MAHMOOD, K. *Reservoir sedimentation; Impact, Extent, and Mitigation*. [S.l: s.n.], 1987.
- MANTZ, P. Incipient transport of fine grains and flakes by fluids— extended Shields diagram. *J. Hydraul. Div.*, v. 103 (6), p. 601–615, 1977.
- MEHTA, A. I.; LEE, J.; CHRISTENSEN, B. A. Fall velocity of shells as coastal sediment. *J. Hydr. Div., ASCE*, v. 106(11), p. 1727–1744, 1980.
- MILLER, M. C.; MCCACE, I. N.; KOMAR, P. D. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, v. 24, p. 507–527, 1977.
- OSEEN, C. *Hydrodynamik*. . Leipzig, Germany: Akademische Verlagsgesellschaft. , 1927
- RAUDKIVI, A. J. *Loose boundary hydraulics*. 3rd. ed. Tarrytown, N.Y.: Pergamon Press, Inc., 1990.
- RAUDKIVI, A. J. *Loose Boundary Hydraulics*. Rotterdam, The Netherlands: A. A. Balkema, 1998.

- ROMANOVSKII, B. B. *Experiments on settling velocity of sediment*. . Zhengzhou, China: [s.n.], 1972.
- ROUSE, H. Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, v. 102(1), p. 463–505, 1937.
- SALINI, R. Utilização de Borracha Reciclada de Pneus em Misturas Asfálticas. p. 138, 2000.
- SALOMÃO, F. X. T.; IWASA, O. Y. *Erosão e a Ocupação Rural e Urbana*. São Paulo: Bitar, O.Y. (Org.). Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, IPT, Divisão de Geologia, 1995.
- SARKISYAN, A. A. Deposition of sediment in a turbulent stream. *Izd. AN SSSR*, 1958.
- SCAPIN, J. *Caracterização do transporte de sedimentos em um pequeno rio urbano na cidade de Santa Maria - Rs*. 2005. 2005.
- SCHNITTER, N. J. *A history of dams, the useful pyramids*. Rotterdam, The Netherlands: A. A. Balkema, 1994.
- SCHULZ, E. F.; WILDE, R. H.; ALBERTSON, M. L. *Influence of shape on the fall velocity of sedimentary particles*. . Omaha, Neb.: Corps of Engineers, U.S. Army. , 1954
- SHA, Y. Q. Basic principles of sediment transport. *J. Sediment Res.*, v. 1(2), p. 1–54, 1956.
- SHIELDS, A. Application of Similarity Principles and Turbulence Research to Bed-Load Movement. *Mitt. Preuss. Versuchsanst. Wasserbau Schiffbau*, v. 26, n. 5–24, p. 47, 1936.
- SMITH, D. A.; CHEUNG, K. F. Initiation of motion of calcareous sand. *J. Hydraul. Eng.*, v. 130(5), p. 467–472, 2004.
- SOULSBY, R. L. Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. *Dynamics of marine sands: a manual for practical applications*, 1997.
- SOUZA, A. L. R. DE. *Estudo do movimento incipiente de sedimentos não-coesivos em escoamentos com superfície livre*. 2010. 158 f. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2010.
- SPEC. *Relatório Final do Projeto Básico – PCH Salto Paraopeba*. . Belo Horizonte, MG: [s.n.], 2011.
- STOKES, G. G. On the Effect of the Internal Friction of Fluids on the Motion of Pendulums. *Math. and Phys. Papers*, v. 3, p. 1–122, 1850.
- STRINGHAM, G.; SIMONS, D.; GUY, H. *The behavior of large particles falling in*

- quiescent liquid*. . [S.l.]: U.S. Geological Survey, 1969.
- VAN RIJN, L. C. *Handbook: sediment transport by currents and waves*. The Netherlands: Delft Hydraulics, Delft, 1989.
- WHITE, R. *Evacuation of sediments from reservoir*. London: Thomas Telford Press., 2001.
- WILDE, R. H. *Effect of shape on the fall-velocity of gravel-sized particles*. 1952. Colorado A&M College, 1952.
- WILLIAMS, G. Particle roundness and surface texture effects on fall velocity. *J. Sediment. Petrol.*, v. 36(1), p. 255–259, 1966.
- WILSON, K. Bed-load transport at high shear stress. *J. Hydr. Div., ASCE.*, v. 92, p. 49–59, 1966.
- WU, W.; WANG, S. S. Y. Formulas for Sediment Porosity and Settling Velocity. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 132, n. 8, p. 858–862, ago. 2006.
- XIAOQING, Y. *Manual on sediment management and measurement*. Geneva, Switzerland: Secretariat of the World Meteorological Organization, 2003.
- YALIN, M. S.; KARAHAN, E. Inception of sediment transport. *J. Hydraul. Div.*, v. 105(11), p. 1433–1443, 1979.
- YANG, C. T. *Sediment transport : theory and practice*. [S.l: s.n.], 1996.
- ZANKE, U. *Berechnung der Sinkgeschwindigkeiten von sedimenten*. 1977. Technical University, Hannover, Germany, 1977.
- ZEGZHDA, A. P. *Settlement of sand gravel particles in still water*. . Moscow, Russia (in Russian): Izv. NIIG, No. 12. , 1934
- ZHANG, R. J. *Sediment dynamics in rivers*. . [S.l.]: Water Resources Press (in Chinese). , 1989
- ZHIYAO, S. *et al*. A simple formula for predicting settling velocity of sediment particles. *Water Science and Engineering*, v. 1, n. 1, p. 37–43, 2008.
- ZHU, L. J.; CHENG, N. S. *Settlement of sediment particles*. 1993. Nanjing Hydr. Res. Inst., Nanjing, China (in Chinese), 1993.