

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS

PATRICIA DINIZ MARTINS

ESTIMATIVA DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS UTILIZANDO A
TEORIA DA ENTROPIA

São Carlos

2016

PATRICIA DINIZ MARTINS

ESTIMATIVA DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS UTILIZANDO A
TEORIA DA ENTROPIA

Tese apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, como requisito para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Planejamento e Gerenciamento de Recursos Hídricos

Orientador: Prof. Dr. Cristiano Poletto

São Carlos

2016

AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO,
POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS
DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

M379e Martins, Patricia Diniz
Estimativa da concentração de sedimentos utilizando
a teoria da entropia / Patricia Diniz Martins;
orientador Cristiano Poletto. São Carlos, 2016.

Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em
Ciências da Engenharia Ambiental e Área de Concentração
em Ciências da Engenharia Ambiental -- Escola de
Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo,
2016.

1. Sedimentologia. 2. Recursos Hídricos. 3.
Modelagem. I. Título.

FOLHA DE JULGAMENTO

Candidata: Engenheira **PATRÍCIA DINIZ MARTINS**.

Título da tese: "Estimativa da concentração de sedimentos utilizando a teoria da entropia".

Data da defesa: 25/08/2016.

Comissão Julgadora:

Resultado:

Prof. Dr. **Cristiano Poleto**
(Orientador)
(Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS)

Aprovado

Prof. Associado **Federico Fabio Mauad**
(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)

Aprovado

Prof. Dr. **Leonardo Campos de Assis**
(Universidade de Uberaba/UNIUBE)

Aprovado

Dr. **Pedro Cunha**
(Agência Nacional de Águas/ANA)

Aprovado

Dr. **Renato Billia de Miranda**
(Pesquisador FIPA)

Aprovado

Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental:

Prof. Associado **Federico Fabio Mauad**

Presidente da Comissão de Pós-Graduação:
Prof. Associado **Luis Fernando Costa Alberto**

DEDICATÓRIA

*A todos que acreditam e trabalham
em prol da melhoria da qualidade de
vida e do meio ambiente, dedico.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que contribuíram de maneira relevante com a elaboração do trabalho, em especial:

Ao prof. Dr. Cristiano Poletto, que muito me ensinou, incentivou, apoiou e confiou, contribuindo para o meu crescimento científico e pessoal.

Ao Prof. Frederico Fabio Mauad pelo auxílio e por dar condições de realização do trabalho no Núcleo de Hidrometria.

Ao Prof. Dr. Heron Martins Félix e à Prof. Dra. Lidiane Sartini pelo auxílio na resolução das equações.

Ao Prof. Dr. Vijay Singh pelos conhecimentos.

Ao Dr. Pedro Cunha pelo interesse e pelo auxílio contínuo.

Ao Dr. William Santini pela parceria.

Ao Igor pelo auxílio na elaboração do programa de sedimentos.

Ao Doutorando Bruno Bernardo dos Santos pela parceria e pela contribuição no trabalho.

Aos professores do Departamento de Engenharia Ambiental da UFTM que tornaram possível meu afastamento das atividades docentes para me dedicar ao doutorado.

Aos meus pais Maria Dionizia de Melo e João Martins Leite da Cunha, à minha irmã Francielle Jaqueline Martins, ao meu filho Felipe Martins Fávero, ao meu marido Luis Mauro Rocha Silva, à tia Helena, à minha irmã-prima Kelen e ao Heitor pelo auxílio e pelo carinho contínuo durante a elaboração do trabalho. Agradeço imensamente pela paciência, por me auxiliarem nas atividades domésticas, por me apoiarem e fazerem do lar um ambiente agradável para que eu pudesse produzir bons frutos.

EPÍGRAFE

“Não se pode percorrer duas vezes o mesmo rio e não se pode tocar duas vezes uma substância mortal no mesmo estado; por causa da impetuosidade e da velocidade da mutação, esta se dispersa e se recolhe, vem e vai.”

Heráclito de Efeso

RESUMO

MARTINS, P. D. **Estimativa da concentração de sedimentos utilizando a teoria da entropia**. 2016. 123 f. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2016.

A preocupação com a qualidade das águas vem promovendo o desenvolvimento de técnicas cada dia melhores de monitoramento e controle. Como os sedimentos transportam a maior parte dos contaminantes da água, seu estudo é fundamental. Diante do elevado número de variáveis existentes para a determinação da concentração de sedimentos e elevados custos de campanhas de monitoramento, torna-se necessário o desenvolvimento de métodos mais acessíveis e que tragam resultados práticos satisfatórios. Para tanto, este trabalho trata da aplicação da teoria da entropia, um método probabilístico, para determinar a concentração de sedimentos em calhas com diversas concentrações e granulometrias. Para isso, foi proposta uma relação entre os parâmetros da teoria da entropia com a finalidade de reduzir o esforço computacional. Os resultados mostraram-se satisfatórios para concentrações acima de 10 g/L com R^2 superiores a 0,88. Os erros quadráticos calculados neste trabalho foram inferiores aos encontrados quando utilizada a teoria da entropia por Tsallis e pela Equação de Rouse, modelos clássicos de determinação do perfil de concentração de sedimentos. A técnica também foi aplicada a jusante e no interior do Reservatório de Mogi. Pode-se observar que é possível utilizar a teoria da entropia para simular o perfil de concentração de sedimentos em reservatórios, uma vez que a utilização da relação entre os parâmetros facilita os cálculos, reduz o número de parâmetros modelados e conseqüentemente o esforço computacional além de representar melhor as variações da concentração de sedimentos ao longo do perfil. A aplicabilidade do modelo proposto e a facilidade da utilização do método probabilístico, já que não necessita fornecer os dados de condições hidráulicas do leito, nem mesmo de granulometria, torna-o viável.

Palavras-chave: Sedimentologia. Recursos Hídricos. Modelagem.

ABSTRACT

MARTINS, P. D. **Estimation of sediment concentration using the theory of entropy**. 2016. 123 f. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2016.

The concern about quality of water has been promoting the development of each day better monitoring and control techniques. As sediments transport most water contaminants, their study is fundamental. Given the large number of variables for determining sediment concentration and high costs of monitoring campaigns, it becomes necessary to develop more accessible methods which bring satisfactory practical results. Therefore, this work deals with application of the theory of entropy, a probabilistic method to determine concentration of sediments in river channels with various concentrations and particle sizes. For this purpose, it was proposed a relationship between the theory of entropy parameters in order to reduce the computational effort. The results were satisfactory at concentrations above 10 g/L with R^2 greater than 0.88. The calculated squared errors in this study were lower than those found when using the theory of entropy by Tsallis and the equation of Rouse, classic models for determining the sediment concentration profile. The technique was also applied to downstream and inside the Mogi reservoir. It can be observed that it is possible to apply the theory of entropy to simulate sediment concentration profile of reservoirs, since the use of the relationship between parameters facilitates calculations, reduces the number of modeled parameters and consequently the computational effort as well as better represents the variation of sediment concentration along the profile. The applicability of the proposed model and the ease of using the probabilistic method, since it does not need provide data of hydraulic bed conditions not even grain size, make it feasible.

Keywords: Sedimentology. Water Resources. Modeling.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Distribuições verticais que podem ser encontradas num curso d'água	24
Figura 2 - Diagrama das distribuições da velocidade da corrente (a), da concentração de sedimentos (b) e da descarga sólida em suspensão (c) na seção transversal	25
Figura 3 - Esquema de métodos de obtenção da concentração de sedimentos.....	27
Figura 4 - Métodos de medição da carga sólida	29
Figura 5 - Amostragem pelo método de igual incremento de largura	32
Figura 6 - Amostragem pelo método de igual incremento de descarga	33
Figura 7 - Metodologia de análise da concentração de sedimentos	34
Figura 8 – Efeito de M na Distribuição de Sedimentos.....	51
Figura 9 – Efeito de λ e h/D na distribuição de Sedimentos com $M=3$	52
Figura 10 – Efeito de λ no tamanho das partículas e na distribuição dos Sedimentos	53
Figura 11 - Estimativa de: a) Estabilidade de Φ ; b)Relação de Φ e tamanho das partículas; c)Estimativa dos valores de β	54
Figura 12 - Plotagem de $f(c)$ em função de λ_1 e $m = 2$	58
Figura 13 - Plotagem de $f(c)$ em função de m	58
Figura 14 - $H(c)$ em função de λ_0 para vários valores de λ_1	61
Figura 15 - Plotagem de y/h_0 versus c/c_m para vários valores de μ	64
Figura 16 - Fluxo de sedimentos uniforme.....	66
Figura 17 - Locais dos Perfis amostrados no Reservatório de Mogi-Guaçu	70
Figura 18 - Perfis de concentração de sedimentos medido por Coleman (1981) - Grupo 1 - identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 1 identificados pelas linhas contínuas	75
Figura 19 - Perfis de concentração de sedimentos medido por Coleman (1981) - Grupo 2 - identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 1 identificados pelas linhas contínuas	76
Figura 20 - Perfis de concentração de sedimentos medido por Coleman (1981) - Grupo 3 - identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 1 identificados pelas linhas contínuas	76

Figura 21 - Perfis de concentração de sedimentos medidos por Coleman (1981) - Grupo 1 - identificados por pontos e os calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas	79
Figura 22 - Perfis de concentração de sedimentos medidos por Coleman (1981) - Grupo 2 - identificados por pontos e calculados neste trabalho identificados na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas.....	80
Figura 23 - Perfis de concentração de sedimentos medido por Coleman (1981) - Grupo 3 - identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas	80
Figura 24 - Perfis de concentração de sedimentos medidos por Coleman (1981) identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas.....	83
Figura 25 - Concentrações estimadas X Concentrações observadas Grupo 1 de Coleman (1981): simulação 2	85
Figura 26 - Concentrações estimadas X Concentrações observadas Grupo 2 de Coleman (1981): simulação 2	86
Figura 27 - Concentrações estimadas X Concentrações observadas Grupo 3 de Coleman (1981): simulação 2	86
Figura 28 - Perfis de concentração de sedimentos medido por Einstein e Chien (1955) identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 1 identificados pelas linhas contínuas	89
Figura 29 - Perfis de concentração de sedimentos medidos por Einstein e Chien (1955) identificados por pontos, calculados por Cui (2011) tracejado e calculados neste trabalho na simulação 1 identificados pelas linhas contínuas	90
Figura 30 - Perfis de concentração de sedimentos medido por Einstein e Chien (1955) identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas	91
Figura 31 - Perfis de concentração de sedimentos medidos por Einstein e Chien (1955) identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas	92
Figura 32 - Concentração estimada e medida dos dados de Einstein e Chiu (1955): simulação 2	94
Figura 33 - Perfis de concentração de sedimentos medidos por Einstein e Chien (1955) identificados por pontos, calculados pelo método de Tsallis tracejado, pela Equação	

de Rouse com a linha pontilhada e calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas.....	95
Figura 34 - Concentração de sedimentos estimada e observada nos Pontos 6, 12 e 20 com diferentes valores de “a” e com a equação de Cui e Singh (2014) com $m = 3$	97
Figura 35 - Perfis de concentração de sedimentos nos pontos analisados.....	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Condições do experimento de Coleman (1981).....	69
Tabela 2 – Condições do experimento de Einstein e Chien (1955).....	69
Tabela 3 - Características hidráulicas dos pontos amostrados no reservatório de Mogi-Guaçu	71
Tabela 4 - Resumo dos resultados da simulação1 utilizando os dados de Coleman (1981)	77
Tabela 5 - Resumo dos resultados deste trabalho na simulação 2 utilizando os dados de Coleman (1981).....	84
Tabela 6 - Resumo dos resultados da simulação 1 utilizando os dados de Einstein e Chien (1955)	88
Tabela 7 - Resumo dos resultados deste trabalho utilizando os dados de Einstein e Chien (1955)	93
Tabela 8 – Comparação da Simulação 2 e coeficientes estatísticos	96
Tabela 9 - Resumo dos resultados das simulações	100

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABNT	–	Associação Brasileira de Normas Técnicas
PDF	–	Função de Densidade e probabilidade
FDA	–	Função de Densidade Acumulada
CD	–	Concentração de equilíbrio de sedimentos em volume ou concentração média
IVT	–	Igual Velocidade de Trânsito
IIL	–	Igual Incremento de Largura
IID	–	Igual Incremento de Descarga

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	HIPÓTESE	20
2.1	Hipótese 1 (H1).....	20
2.2	Hipótese 2 (H2).....	20
2.3	Hipótese 3 (H3).....	20
3	OBJETIVO.....	21
3.1	Objetivos Específicos	21
4	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
4.1	Sedimento	22
4.2	Distribuição de Sedimentos no curso d'água	24
4.3	Métodos de medição da concentração de Sedimentos.....	26
4.3.1	Amostragem.....	29
4.3.2	Medição in situ	33
4.3.3	Análises sedimentométricas em sedimentos fluviais.....	34
4.3.4	A análise granulométrica	35
4.4	Transporte de sedimentos	36
4.5	Teoria da Entropia.....	39
4.6	Aplicação da Entropia em Hidrologia e Hidráulica.....	44
4.7	Modelos Matemáticos para estimar a concentração de sedimentos	46
4.8	Determinação da concentração de sedimentos pela entropia de Tsallis	55
4.8.1	Definição da entropia de Tsallis.....	56
4.8.2	Especificação de restrições	56
4.8.3	Maximização da Entropia	57
4.8.4	Determinação dos multiplicadores de Lagrange.....	59
4.8.5	Determinação da função densidade de probabilidade (PDF) e entropia máxima..	60
4.8.6	Hipótese de distribuição de probabilidade cumulativa.....	61
4.8.7	Distribuição de concentração de sedimentos	62
4.8.8	Reparametrização	62
5	MATERIAL E MÉTODOS	65
5.1	Metodologia para a estimativa da concentração de sedimentos	65

5.1.1	Redução dos parâmetros	68
5.2	Metodologia para a Estimativa da concentração de sedimentos em diferentes fluxos 68	
5.3	Metodologia para a Estimativa da concentração de sedimentos em reservatórios	70
5.3.1	Área de estudo	70
5.4	Validação.....	71
6	RESULTADOS E DISCUSSÃO	74
6.1	Estimativa da concentração de sedimentos com dados de Coleman (1981)	74
6.1.1	Simulação 1.....	74
6.1.2	Simulação 2.....	78
6.2	Estimativa da concentração de sedimentos com dados de Einstein e Chien (1955) 88	
6.2.1	Simulação 1	88
6.2.2	Simulação 2	90
6.3	Estimativa da concentração de sedimentos em reservatórios.....	97
7	CONCLUSÃO	101
	REFERÊNCIAS	102
	APÊNDICES	110
	Apêndice A – Simulação1 com os dados de Coleman, 1986.....	111
	Apêndice B – Simulação 2 com os dados de Coleman, 1986.....	113
	Apêndice C – Simulação1 com os dados de Einstein e Chien, 1955.....	115
	Apêndice D – Simulação 2 com os dados de Einstein e Chien, 1955.	116
	Apêndice E – Comparação da Simulação 2 com os dados de Einstein e Chien, 1955.....	117
	Apêndice F –Simulação no reservatório de Mogi-Guaçu.....	119
	Apêndice G –Resolução da Equação 60.	120

1 INTRODUÇÃO

A preocupação com os recursos hídricos é uma realidade. Sabe-se que a quantidade de água não é alterada no planeta, porém sua distribuição e sua qualidade impossibilitam o uso. Poletto, Merten e Minella (2009) afirmam que a maior parte da contaminação da água é proveniente dos sedimentos, principalmente os sedimentos finos que são transportados para áreas distantes. Em áreas urbanas, esse efeito é maior devido à grande poluição difusa, já que os sedimentos transportam produtos químicos adsorvidos sobre as partículas de solo e assim poluem o meio ambiente. Como ocorrem em grandes volumes, são considerados importante fonte de poluentes.

Para identificar e solucionar esse problema, programas de monitoramento da quantidade e da qualidade de sedimentos devem ser viabilizados em um sistema de gestão integrado de recursos hídricos. Porém, os recursos são limitados para atender toda a extensão do território nacional. Para isso, é necessária a utilização de técnicas mais acessíveis que tragam resultados práticos satisfatórios.

Há também a necessidade de medir a concentração de sedimentos em reservatórios para avaliar o assoreamento. Quando são construídas barragens, estas impedem a passagem de boa parte de sedimentos que fica retida, e isso reduz a vida útil dos reservatórios. A estimativa do transporte de sedimentos em suspensão é fundamental para a concepção de estruturas hidráulicas que influenciam ou controlam o regime de descarga de sedimentos e para a estimativa da taxa média de erosão em uma bacia (CUI; SINGH, 2014a). Estimativas erradas do assoreamento podem trazer grandes prejuízos para a geração de energia e para a vida útil do reservatório.

Os elevados custos das campanhas de amostragem de sedimentos impossibilitam um monitoramento contínuo. Minei (1999) afirma que, em trabalhos sistemáticos ou campanhas isoladas dos serviços hidrológicos, a medição da vazão e da concentração de sedimentos tem um custo elevado e, dependendo da largura do rio e do número de verticais adotado, uma equipe pode levar mais de um dia para completar uma única medição. Considera-se que, entre o início e o fim da medição, o rio tenha seu nível constante. Isso só é válido quando a contribuição de base é dominante, fora desses períodos seria necessário o emprego de outras técnicas. Dessa

forma, é necessário o desenvolvimento de novas técnicas que reduzam o tempo e o custo do monitoramento e que garanta a qualidade da estimativa.

O sedimento encontrado na seção transversal de um rio é o resultado das interações ocorridas em uma bacia hidrográfica, sejam elas decorrentes de fatores naturais ou antrópicos (ONGLEY, 1996). Existem muitas variáveis e diversas possibilidades de interações entre elas. Em uma bacia hidrográfica real, mudanças no uso do solo acontecem a cada momento, até mesmo pelo crescimento das plantas em cada etapa do ano condicionados à sazonalidade do clima. Têm-se ainda as mudanças nas condições do leito do rio que dependem do tipo de sedimento, de velocidade do fluxo, de alterações na declividade e de intervenções antrópicas como obras hidráulicas. Muito sedimento em suspensão, por exemplo, pode levar à deposição em reservatório, à lavagem e ao assoreamento no canal a jusante, o que pode perturbar o equilíbrio entre fluxo e concentração de sedimentos (CUI; SINGH, 2014a). Apesar da quantidade de sedimentos no rio ser o resultado dos processos que acontecem dentro da bacia, os métodos de estimativa de sedimentos baseados nessas características, ou seja, métodos determinísticos, apresentam grandes variações. Esses métodos são utilizados para a previsão de cenários e devem, portanto, ser confrontados com dados medidos.

Para tanto, é necessária a medição da concentração de sedimentos, e essa também não é tarefa fácil. Existem vários métodos de medição de sedimentos em rios. A sedimentometria é a disciplina que trata das medições da descarga sólida, ou seja, da quantidade de sedimentos transportada pelos rios, ela detalha e estuda os métodos de medição de sedimentos. Tal disciplina, cada dia, vem mostrando sua importância devido aos problemas causados em obras hidráulicas e ao meio ambiente (POLETO; LIMA; ARAÚJO, 2014; POLETO; MERTEN; MINELLA, 2009).

Uma consideração importante a ser feita é que as medições diretas em rios são medições instantâneas. Existe uma citação de Heráclito de Efeso "Não cruzarás o mesmo rio duas vezes, porque outras são as águas que correm nele", e isso é correto (EFESO, 2016), pois, tratando de medição de vazão e de concentração de sedimentos, quando se coleta a água em determinado ponto, a próxima não será no mesmo tempo, então teremos uma diferença na coleta. A não ser que seja coletada toda a água da seção em dado tempo, dizemos que a medição de descarga de sedimentos em rios é sempre por amostragem.

A medição de descarga sólida pode ser feita por métodos diretos e indiretos e é dividida em medição de descarga sólida em suspensão, responsável na maioria dos casos por cerca de

90% da descarga total e pela medição de descarga sólida de arrasto, ficando com o restante do percentual (CARVALHO, 2008). Há casos em que esse percentual é bem diferente, mas na maioria dos casos se aplica.

A descarga sólida em suspensão é a medida do transporte de sedimentos em suspensão. A distribuição do sedimento na seção do rio não é uniforme. Segundo Vanoni (1977), as forças que atuarão na partícula de sedimento são função do tamanho da partícula (granulometria), da forma de escoamento (laminar ou turbulento), da velocidade de corrente, dos obstáculos no leito, na temperatura da água, entre outros. Então, para a mesma composição de sedimentos de fundo, partículas se arrastam, rolam ou se movem por saltação se a velocidade for baixa, e, à medida que a velocidade aumenta, parte desse sedimento é carregado para uma zona onde o fluxo é maior, passando a ser sedimento em suspensão. O restante se mantém na camada mais profunda do corpo hídrico (CARVALHO, 2008; SUBCOMMITTEE ON SEDIMENTATION, 1963; WMO, 1981).

Por esse motivo, a medição em um ponto não representa a concentração da seção. É necessária a realização de amostragem ao longo da seção, pontuais ou verticais, em um número adequado para a caracterização da seção. A amostragem pontual requer a determinação da velocidade da corrente no mesmo ponto e a amostragem na vertical requer o conhecimento da velocidade média da vertical (CARVALHO, 2008).

Há sempre incertezas nas variáveis e nos parâmetros modelados envolvendo estudos hidrológicos e hidráulicos. As incertezas são devido à aleatoriedade inerente dos processos (KUMBHAKAR; GHOSHAL, 2016). Todavia, a abordagem tradicional utiliza relações determinísticas. Apesar dos avanços realizados na abordagem determinística, grandes problemas e obstáculos existem na hidrologia e na hidráulica em muitas frentes. Esses problemas talvez possam ser abordados pela probabilidade.

Por esse motivo o conceito de entropia é um excelente veículo para introduzir a probabilidade à hidráulica e à hidrologia, desse modo trata a incerteza inerente dos processos hidráulicos e hidrológicos e auxilia no desenvolvimento de esquemas de amostragem, além de modelar parâmetros (CHIU; HSU; TUNG, 2005).

A teoria da entropia insere a probabilidade nas variáveis hidrológicas e hidráulicas e torna possível a análise conjunta de todas as variáveis que interferem nesses processos, ou seja, ela mostra o resultado das interações desses processos, dessa forma é possível estimar o estado do sistema de acordo com a probabilidade que ele aconteça (CHUI, 1987). A grande

vantagem disso é reduzir o número de entrada de dados para a modelagem, principalmente quanto não se tem equipamentos e recursos para a coleta de dados.

Para melhor entendimento do tema do presente trabalho, estão apresentados no Capítulo 2 e 3 as hipóteses e os objetivos da pesquisa, respectivamente. Foram abordados no Capítulo 4, aspectos da amostragem de sedimentos, bem como das principais técnicas de estimativa da concentração de sedimentos. Ainda no Capítulo 4, o qual contém a revisão bibliográfica, estão os principais métodos de estimativa da concentração de sedimentos em canais por métodos determinísticos e pelo método da entropia que é um método probabilístico. No Capítulo 5, é detalhada a metodologia de aplicação da teoria da entropia em canais com diferentes condições hidráulicas, concentrações e granulometrias e em diversos pontos de um reservatório. No Capítulo 6, são apresentados os resultados encontrados com a nova abordagem sugerida neste trabalho. É interessante salientar que, diferente de outros trabalhos que utilizam a teoria da entropia, no presente trabalho foram utilizadas relações entre os parâmetros para reduzir o esforço computacional. Isso facilita a estimativa do perfil de concentração de sedimentos sem prejuízos à qualidade dos resultados. Na conclusão, Capítulo 7, são apresentadas a aplicabilidade do modelo proposto e a facilidade da utilização do método probabilístico, já que não necessita fornecer os dados de condições hidráulicas do leito, nem mesmo de granulometria.

2 HIPÓTESE

2.1 Hipótese 1 (H1)

É possível estimar a concentração de sedimentos, utilizando a teoria da entropia em diferentes condições de fluxo e granulometrias.

2.2 Hipótese 2 (H2)

É possível reduzir o número de parâmetros para aplicação da teoria da entropia.

2.3 Hipótese 3 (H3)

É possível utilizar um modelo simplificado para a estimativa da concentração de sedimentos, utilizando a teoria da entropia em ferramentas computacionais para reservatórios e rios.

3 OBJETIVO

O presente trabalho tem como objetivo geral estudar a concentração de sedimentos em diferentes condições de fluxo utilizando a teoria da entropia.

3.1 Objetivos Específicos

Como objetivos específicos para o desenvolvimento deste trabalho, têm-se:

- a) Determinar a concentração de sedimentos em diferentes condições de fluxo, utilizando a teoria da Entropia Máxima e levando em consideração que a concentração na superfície pode ser diferente de 0 (H1).
- b) Reduzir o número de parâmetros modelados (H2).
- c) Propor um modelo simplificado de aplicação da entropia nos estudos de concentração de sedimentos que possa ser extrapolado para outras áreas (H3).

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Sedimento

O termo sedimento é definido como uma partícula derivada da rocha ou de materiais biológicos, que pode ser transportado por fluido. Pode-se dizer que é a partícula fragmentada das rochas por processos físicos, químicos e que é transportada pela água ou pelo vento do lugar de origem aos rios e aos locais de deposição. É o material sólido em suspensão na água ou depositado no leito (CARVALHO, 2008; MERTEN et al., 2014).

O sedimento presente no curso d'água é originado da erosão na bacia e da erosão no próprio leito e nas margens (XIAO et al., 2015). A produção, o arraste e o depósito de sedimentos são processos naturais responsáveis pela formação do solo e pela morfologia dos corpos hídricos (CARVALHO, et al., 2000; LIN et al., 2015). Porém, a intensificação desses processos tem causado danos e inconvenientes. Isso porque o arraste de sedimentos interfere nas condições hidráulicas e morfológicas das bacias, a retenção dos sedimentos em determinadas áreas pode favorecer o risco de cheias e a retirada de solo pode provocar erosões e até mesmo voçorocas (SILVA; SCHULZ; CAMARGO, 2007).

A sedimentologia é a disciplina que trata dos sedimentos, ela leva em consideração os processos hidroclimatológicos, enfatizando a relação água-sedimento. Tal disciplina vem sendo cada dia mais discutida devido aos problemas causados pelos sedimentos (POLETO; CARDOSO, 2012), pois o mau uso do solo intensifica a erosão, o transporte de sedimentos e conseqüentemente a deposição em locais indesejáveis e assoreamento dos rios, dos lagos e dos reservatórios.

O excesso de assoreamento de corpos hídricos é a problemática em todo o mundo (XIAO et al., 2015; LIN et al., 2015). Embora processos naturais geomorfológicos gerem sedimento, usos da terra incluindo urbanização, agricultura e pastoreio aumentam significativamente a quantidade produzida (DAVIS; SIMS, 2013; XIAO et al., 2015; LIN et al., 2015).

A erosão em área urbana em expansão é causada pelo desmatamento com conseqüente alteração da cobertura do solo o que acarreta mudanças no ciclo hidrológico, já que diminui o percentual de água infiltrada e aumenta o escoamento superficial (ONGLEY, 1996; SILVA,

SCHULZ; CAMARGO, 2007). Quanto maior a velocidade do escoamento superficial maiores são os percentuais de arraste de sedimentos.

Em bacias urbanas, observa-se que os sedimentos acumulados em áreas impermeáveis das cidades, tais como os sistemas de drenagem, ruas e avenidas, configuram-se na fonte principal de sedimentos durante períodos chuvosos (CHARLESWORTH; ORMEROD; LEE, 2000).

Nos processos erosivos ocorridos em bacias rurais, o material superficial mais fértil do solo é retirado e depositado em locais onde nem sempre pode ser aproveitado, gerando um impacto ambiental negativo com a contaminação das águas (SILVA; SCHULZ; CAMARGO, 2007; LIN et al., 2015).

A acumulação de sedimentos é responsável pela redução da qualidade da água, conseqüentemente pela redução das possibilidades de uso e pelo aumento do custo de tratamento (ONGLEY, 1996). Os sedimentos servem como catalisadores, carreadores e como agentes fixadores para outros agentes poluidores. O sedimento degrada a qualidade da água para consumo humano, para recreação, para o consumo industrial, para as infraestruturas hidroelétricas e para a vida aquática (CARVALHO et al., 2000).

Os produtos químicos e lixo são assimilados sobre e dentro das partículas de sedimento. Trocas iônicas podem ocorrer entre o soluto e o sedimento. Dessa forma, as partículas de sedimento agem potencializando os problemas causados por pesticidas, agentes químicos decorrentes do lixo, resíduos tóxicos, nutrientes, bactérias patogênicas, vírus, etc. (POLETO et al., 2009).

Os estudos sobre sedimentos mostram-se importantes para o gerenciamento ambiental o que possibilita o estabelecimento de limites ou faixas de controle de poluentes nos sedimentos, visando, assim, a conservação e a manutenção do uso desses recursos dentro de um planejamento sustentável (POLETO; CARDOSO, 2012).

As partículas do solo transportadas para os rios pela enxurrada são consideradas um dos principais componentes da poluição não pontual em bacias urbanas. A identificação de fontes de sedimentos em uma bacia hidrográfica urbana é necessária não só para compreender a dinâmica de erosão, mas também para ajudar a implementar medidas mais eficazes para controlar e/ou remediar a poluição não pontual (COLLINS; WALLING, 2004; HADDADCHI et al., 2014; POLETO; MERTEN; MINELLA, 2009).

Em áreas urbanas, é necessário o estudo de poluentes associadas às partículas devido aos seus efeitos potencialmente prejudiciais sobre o meio ambiente. No entanto, não são apenas os próprios sedimentos que são problemáticos, mas também a sua composição e o

tamanho da partícula, que tem uma grande influência sobre a sua capacidade de adsorver e transportar poluentes (POLETO; MERTEN; MINELLA, 2009). Dessa forma, o estudo da concentração de sedimentos é tão importante.

4.2 Distribuição de Sedimentos no curso d'água

O sedimento em suspensão está sujeito à ação da velocidade da corrente na direção horizontal, predominantemente, e do seu peso (ONGLEY, 1996; MERTEN et al., 2014). Por esse motivo, a concentração de sedimento apresenta um mínimo na superfície e um máximo próximo do leito, para uma granulometria variada. As partículas de areia são sedimentos mais grossos e apresentam uma variação crescente da superfície para o leito. Já as mais finas, como silte e argila, têm uma distribuição aproximadamente uniforme na vertical de acordo com a Figura 1 (SUBCOMMITTEE ON SEDIMENTATION, 1963).

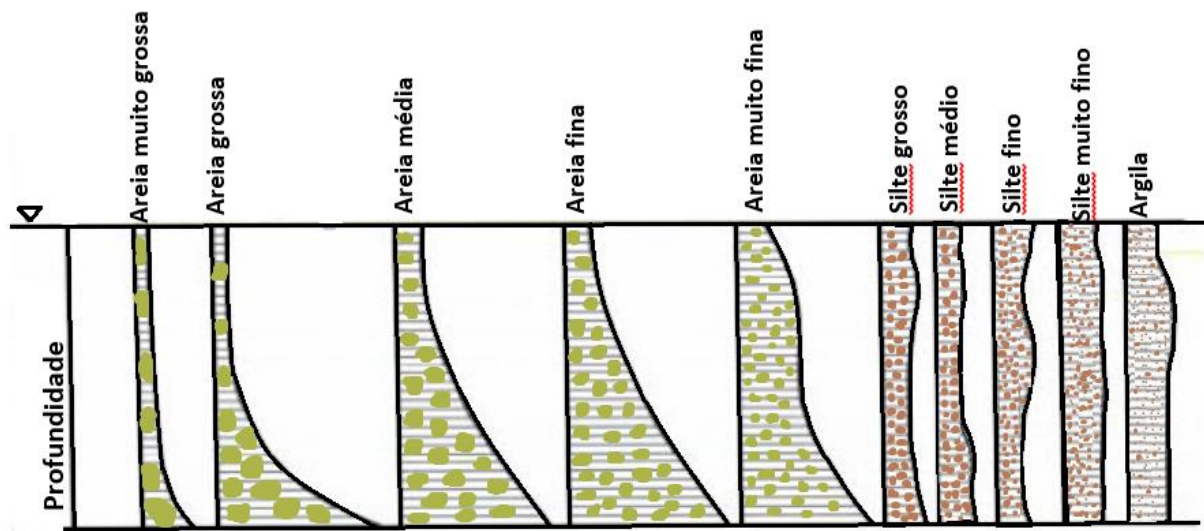


Figura 1- Distribuições verticais que podem ser encontradas num curso d'água
Fonte: Adaptado de Subcommittee on Sedimentation (1963)

A distribuição de sedimentos de uma seção transversal é variável em função da velocidade da corrente, da disponibilidade de sedimentos e de sua granulometria (CARVALHO, 2008; MERTEN et al., 2014). Perto das margens, as velocidades são menores, porém as concentrações são maiores, de acordo com a Figura 2. O equilíbrio entre o peso das partículas,

a disponibilidade de partículas e a velocidade do fluxo irá determinar o quanto serão transportadas (ONGLEY, 1996).

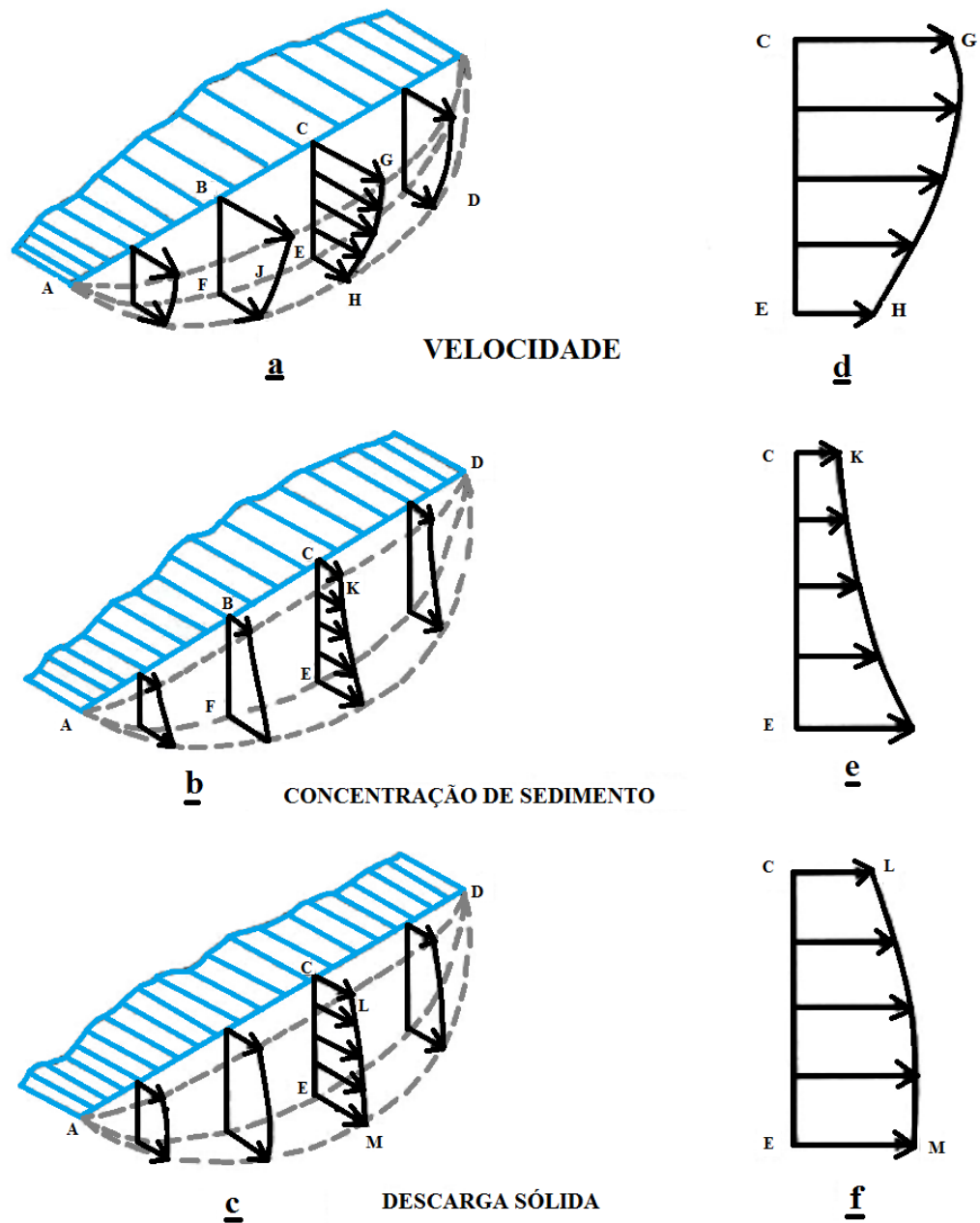


Figura 2 - Diagrama das distribuições da velocidade da corrente (a), da concentração de sedimentos (b) e da descarga sólida em suspensão (c) na seção transversal
Fonte: Adaptado de Carvalho (2008)

O material do leito de um curso d'água que contém areia, silte e argila em suspensão tende a ter, predominantemente, areia. Pedregulhos podem ser arrastados pelo leito e pedras

podem ser deslocadas na ocasião de enchentes, e essas são mais transportadas, geralmente, em locais com altas declividades (ONGLEY, 1996).

A temperatura da água, por sua vez, é capaz de alterar a concentração de sedimentos finos em suspensão. Em águas mais frias, a concentração de finos aumenta devido à viscosidade que diminui (CARVALHO, 2008).

O sedimento no curso d'água é melhor expresso em termos de produção de sedimento, considerando um valor médio da descarga sólida em relação à área de drenagem de uma bacia hidrológica. Geralmente, nas cabeceiras dos rios, há o transporte de sedimentos com maior granulometria, pois possuem maior declividade, aumentando a velocidade do fluxo. Essas áreas são chamadas de produtoras de sedimentos. À medida que são transportados, os sedimentos vão se fracionando, transformando-se em sedimentos com granulometria menor. Dessa forma, no baixo curso do rio, têm-se as áreas de deposição de sedimentos (CARVALHO et al., 2000; MERTEN et al., 2014).

Os sedimentos finos são transportados em suspensão, enquanto que os grossos são transportados nos leitos. Há os sedimentos que são transportados por saltação, esses, por sua vez, possuem um diâmetro intermediário, que, em momentos de turbulência, ficam em suspensão e depois sedimentam-se quando as águas de acalmam (ONGLEY, 1996; MERTEN et al., 2014).

As características da bacia vão definir o tipo de sedimentos gerado e estes dependem das rochas, dos solos, da cobertura vegetal, da declividade, do regime de chuvas, das atividades antrópicas e do manejo do solo (HADDADCHI; OLLEY; LACEBYB; 2014).

4.3 Métodos de medição da concentração de Sedimentos

A medição da concentração de sedimentos é feita para determinar a quantidade de sedimentos transportada pelos rios, que é chamada de descarga sólida ou descarga de sedimentos (HADI, 2004; MERTEN et al., 2014). Einstein (1950) dividiu a descarga de sedimentos em descarga de fundo, ou descarga de arrasto e descarga de sedimentos em suspensão baseado na posição e nas características da movimentação das partículas.

Porém, o sedimento em suspensão representa, em grande parte, a maior quantidade de descarga sólida total (CUI; SINGH, 2014a). Por essa razão e também pela facilidade de

determinação, as medições diárias e a maior parte das eventuais só contemplam o sedimento em suspensão. A descarga em suspensão pode corresponder, em média, entre 70 a 95% da descarga sólida total, sendo isso função da posição da seção transversal no curso d'água e outros fatores (CARVALHO et al., 2000).

Existem diversos métodos para a determinação da descarga sólida, eles podem ser diretos ou indiretos. A medição direta exige cálculos simples e a indireta, cálculos mais elaborados (CARVALHO, 2008), os quais podem ser classificados em métodos por amostragem ou medição *in situ* como pode ser visualizado na Figura 3.

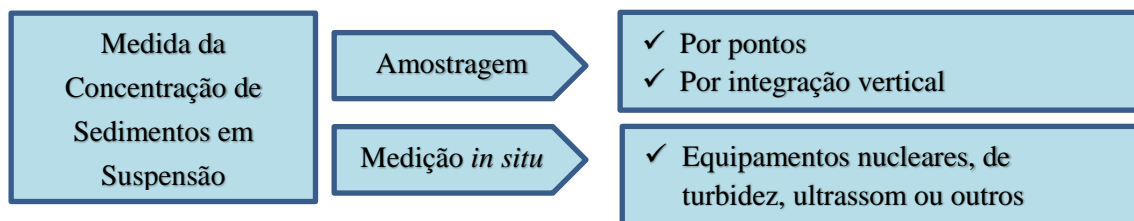


Figura 3 - Esquema de métodos de obtenção da concentração de sedimentos

Na Figura 4, estão listados os principais métodos de medição de sedimentos.

Descarga sólida	Medição	Descrição	Equipamentos ou metodologia de medida
Descarga sólida em suspensão	Direta	Usa equipamentos que medem diretamente no curso d'água a concentração ou outra grandeza como a turbidez ou ultrassom	Medidor nuclear (portador ou fixo), Ultrassônico ótico, Ultrassônico Doppler de dispersão, Turbidímetro, ADCP (Doppler)
		Por acumulação do sedimento num medidor (proveta graduada)	Garrafa Delft (medição pontual e concentração alta)
	Indireta	Coleta de sedimento por amostragem da mistura água-sedimento, análise de concentração e granulometria e cálculos posteriores da descarga sólida	Diversos tipos de equipamentos: – de bombeamento, equipamentos que usam garrafas ou sacas, sendo pontuais instantâneos, pontuais por integração e integradores na vertical (no Brasil usa-se principalmente a série norte-americana – U-59, DH-48, DH-59, D-49, P-61 e amostrador de saca)
		Uso de fotos de satélite e comparação com medidas simultâneas de campo para calibragem, em grandes rios	São estabelecidas equações que correlacionam as grandezas de observação das fotos com as concentrações medidas

Descarga sólida de arrasto	Direta	Amostradores ou medidores portáteis de três tipos principais (a amostra é coletada em diversos pontos da seção transversal, determinada o seu peso seco, a granulometria e calculada a descarga de arrasto); o medidor fica apoiado no leito entre 2 min a 2 horas de tal forma a receber no receptor 30 a 50% de sua capacidade	1) Cesta ou caixa – medidores Muhlhofer, Ehrenberger, da Autoridade Suíça e outros 2) Bandeja ou tanque – medidores Losiebsky, Polyakov, SRIH e outros 3) Diferença de pressão – medidores Helly-Smith, Arnhem, Sphinx, do USCE, Károlyi, do PRI, Yangtze, Yangtze-78 VUV e outros
		Estruturas tipo fenda ou poço – as fendas do leito do rio são abertas por instantes e coletado o sedimento	Medidor Mulhofer (EUA)
	Indireta	Coleta de material do leito, análise granulométrica, medida da declividade, da temperatura, parâmetros hidráulicos e cálculo da descarga de arrasto e de material do leito por fórmulas (de Ackers e White, Colby, Einstein, Engelund e Hansen, Kalinske, Laursen, Meyer-Peter e Muller, Rottner, Schoklitsch, Toffaleti, Yang e outras)	Tipos de equipamento: 1) de penetração horizontal, tipos caçamba de dragagem e de concha 2) de penetração vertical, tipos de tubo vertical, caçamba de raspagem, caçamba de escavação e escavação de pedregulho 3) tipo pistão-core que retém a amostra por vácuo parcial
		Deslocamento de dunas – por medida do volume da duna que se desloca com uso de ecobatímetro de alta resolução	1) levantamentos batimétricos seguidamente ao longo da seção transversal 2) levantamentos batimétricos seguidamente ao longo de seções longitudinais
		1) Traçadores radioativos 2) Traçadores de diluição, sendo ambos os métodos com a colocação do traçador no sedimento e seu acompanhamento com equipamento apropriado (o traçador deve ser escolhido de tal forma a não poluir o meio ambiente) Propriedades litológicas – uso das características mineralógicas dos sedimentos	Métodos: 1) por colocação direta do traçador no sedimento do leito do rio 2) por coleta do sedimento, colocação do traçador no sedimento e seu retorno ao leito Coleta do sedimento do leito de afluentes e do curso principal, determinação das características mineralógicas dos sedimentos e comparação por uso de equações adequadas a partir das quantidades dos componentes existentes nas amostras
		Método acústico – utilizado para pedras que se chocam no medidor	(pouco eficiente)
		Método fotográfico, de amostragem – utilizado para	Fotos de pedras submersas,

		pedras (coloca-se uma escala que também é fotografada)	Fotos de pedras de leitos secos
Descarga sólida total	Direta	Uso de estruturas tipo blocos, no leito, para provocar turbulência e todo o sedimento ficar em suspensão	Faz-se a amostragem do sedimento e calcula-se como descarga em suspensão
		Levantamento topo-batimétrico de reservatório, determinação do volume dos depósitos e da eficiência de retenção de sedimentos no lago	1) Para pequenos reservatórios, permite o cálculo do sedimento do leito 2) Para grandes reservatórios, permite o cálculo do sedimento total
	Indireta	Coleta de material em suspensão e do leito, análise de concentração, análise granulométrica, medida da temperatura, parâmetros hidráulicos e cálculo da descarga total – método modificado de Einstein e método simplificado de Colby	Diversos tipos de equipamentos – de bombeamento, equipamentos que usam garrafas ou sacas, sendo pontuais instantâneos, pontuais por integração e integradores na vertical (no Brasil usa-se principalmente a série norte-americana – U-59, DH-48, DH-59, D-49, P-61 e amostrador de saca)

Figura 4 - Métodos de medição da carga sólida
Fonte: Carvalho et al., (2000)

Deve-se sempre medir a vazão quando se mede a concentração de sedimento. Isso é necessário para determinar a descarga sólida. As medições por amostragem de medição *in situ* serão detalhadas abaixo.

4.3.1 Amostragem

A amostragem ou a coleta de sedimentos pode ser feita por processo diretos ou indiretos.

A amostra coletada deve representar o material quanto à concentração e à sua granulometria (CARVALHO, 2008).

Os métodos e os equipamentos utilizados para a recolha de amostras de sedimentos suspensos são diferentes daqueles utilizados para sedimentos depositados ou do leito. Os métodos de amostragem para medição da quantidade de sedimentos transportados são diferentes dos métodos para a medição da qualidade do sedimento. A razão para essas diferenças

é que os métodos para determinar a quantidade de sedimento incluem as frações de areia que são distribuídos de forma desigual em profundidade, ao passo que, para a qualidade do sedimento, os métodos precisam da concentração de silte + argila que não é dependente da profundidade. Para coleta de sedimentos do fundo, é necessário realizar a coleta com o mínimo distúrbio para não perder o material fino na superfície do sedimento. Em águas profundas, isso requer o uso de garras ou *corers*, mas em águas rasas pode ser usado uma colher ou espátula (MERTEN et al., 2014; ONGLEY, 1996).

Os amostradores de material em suspensão não devem alcançar o leito para não apanhar o sedimento de arrasto e/ou revolver o material de fundo, por isso só alcançam até 9 cm, no mínimo, acima do fundo. Cada amostrador possui uma profundidade não amostrada, dependendo do tipo de amostrador, que vai desde o bico até a parte inferior do aparelho (CARVALHO et al., 2000; MERTEN et al., 2014).

Existem amostradores específicos para as diversas condições, desde amostradores para coleta manual com ou sem haste para rios pequenos até amostradores com auxílio de guinchos pesados instalados em barcos ou estrategicamente em pontes (CARVALHO, 2008). Existe uma preocupação com a coleta de sedimentos em enchentes, momento em que grande parte do sedimento é transportado. Nessa situação, as vazões são altas e o perigo com a utilização de barcos aumenta, portanto é aconselhável que se utilize de guinchos em pontes (MERTEN et al., 2014).

Os métodos ou as técnicas de amostragem são: pontual por integração, integral na vertical ou pontual instantâneo (CARVALHO, 2008; ONGLEY, 1996).

As amostragens pontuais são utilizadas em trabalhos científicos na maior parte, e a amostragem mais rotineira é a integração na vertical, já que permite a obtenção da concentração e da granulometria média na vertical (CARVALHO, 2008; HADI, 2014).

Na prática, a amostragem por pontos segue um dos seguintes regimes: método de um ponto, o método de dois pontos, e o método de três pontos. No método de um ponto, a concentração é medida na superfície ou a 0,6 vezes a profundidade abaixo da superfície. Um coeficiente empírico tem de ser utilizado para obter a concentração de sedimento significativo da concentração superficial conhecida. Esse método é pouco confiável. Amostragens em 0,6 vezes a profundidade foram usadas na esperança de que ele dê a concentração média, presumivelmente porque a velocidade média ocorre aproximadamente a esse nível. Destaca-se a pouca confiabilidade do método, uma vez que a concentração de sedimento varia

significativamente com o tamanho das partículas e o fluxo de sedimentos (HADI, 2004; MERTEN et al., 2014).

Segundo Carvalho (2008), na amostragem por integração, normalmente são gastos mais de 10 segundos por amostra, o que permite a determinação da concentração média mais representativa que a pontual instantânea.

Recomenda-se não realizar amostragem em locais de águas paradas, atrás de bancos de areia e pilares de pontos. É importante medir a temperatura da água para obtenção da viscosidade cinemática, valor utilizado em diversas fórmulas de transporte de sedimento (CARVALHO et al., 2000).

Muitos tipos de amostradores foram concebidos para determinar a concentração de sedimentos em suspensão por integração na vertical. De acordo com Ongley (1996), alguns estão comercialmente disponíveis, mas são bastante caros. Todos eles têm uma série de características em comum: 1) Cada um tem um bocal de entrada de água e uma saída de ar. À medida que a água e o sedimento suspenso entram, o ar é deslocado através da saída de ar. 2) Permitem amostragem isocinética. Isto é, a velocidade da água através do bocal de entrada é igual à velocidade da água na profundidade do dispositivo de amostragem. Isso é importante para as partículas maiores, tais como areia, porque o amostrador de outro modo tende a super ou subestimar a quantidade de sedimento em suspensão. Os erros causados por falta de amostragem isocinética são mínimas para as partículas de silte de areia e, para efeitos práticos, pode ser ignorada. 3) Cada um tem um corpo de metal (por peso) que inclui uma garrafa de vidro ou plástico para reter a amostra. 4) O diâmetro da entrada de água pode ser selecionado ou alterado, de modo que o amostrador encherá mais ou menos rapidamente, dependendo da profundidade do rio.

Na amostragem por integração na vertical, a mistura de água e sedimento é acumulada em um recipiente continuamente. O amostrador se move verticalmente em uma velocidade de trânsito constante entre a superfície e um ponto a poucos centímetros acima do leito (HADI, 2004; MERTEN et al., 2014; ONGLEY, 1996). Para que a velocidade de entrada da amostra seja igual ou quase igual à velocidade instantânea da corrente, é necessário que o bico fique na horizontal, e por isso existem tipos de bicos diferente para cada tipo de fluxo. Esse procedimento é conhecido como IVT-Igual Velocidade de Trânsito. Existe também o método IIL - Igual incremento de largura, mais utilizado que o IVT pela sua simplicidade. No IIL, a área da seção transversal é dividida numa série de verticais igualmente espaçadas. Em cada vertical, utiliza-se a amostragem por integração na vertical, mas com a mesma velocidade de

trânsito em todas as verticais. Como as velocidades médias em cada vertical são diferentes, diminuindo geralmente do talvegue para as margens, as quantidades amostradas vão se reduzindo a partir do talvegue com as quantidades proporcionais ao fluxo de acordo com a Figura 5 (CARVALHO et al., 2000).

Nas amostragens, é necessário não encher totalmente o recipiente, pois o ideal é encher cerca de 90 por cento da capacidade do amostrador. Isso é necessário para evitar que o recipiente encha no meio do percurso e fique uma área não amostrada (ONGLEY, 1996).

V_t Velocidade de trânsito em cada incremento (igual)

V Volume coletado em cada vertical (diferente, mas proporcional a descarga em cada incremento)

↻ Vertical em cada incremento (amostras coletadas)

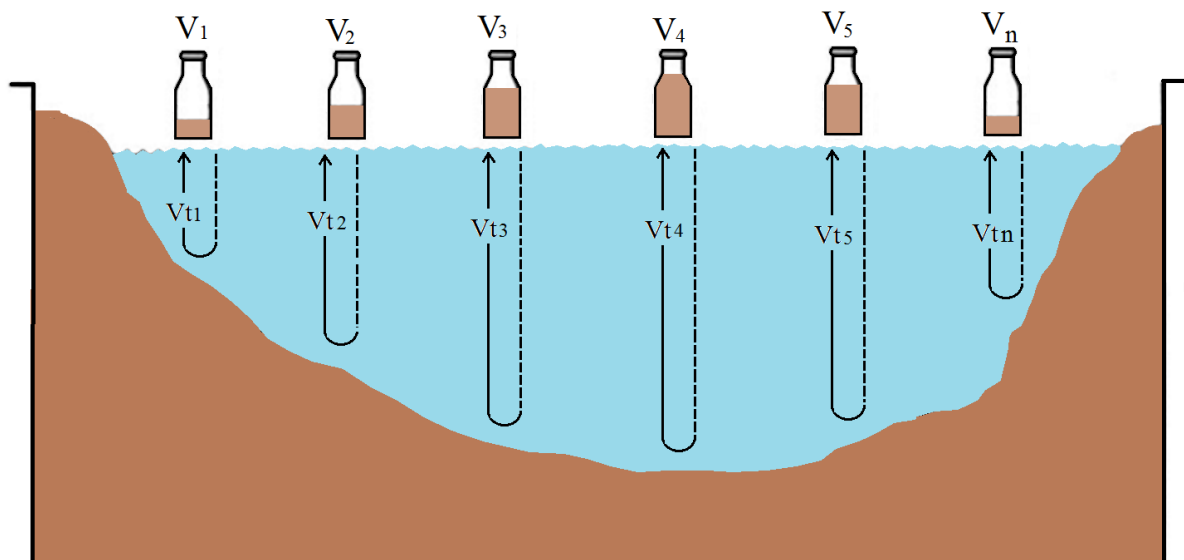


Figura 5 - Amostragem pelo método de igual incremento de largura
Fonte: Adaptado de Edwards e Glysson, (1988 *apud* CARVALHO et al., 2000)

Na amostragem por igual incremento de descarga IID, a seção transversal é dividida lateralmente sem segmentos, representando iguais incrementos de descarga para que seja feita em cada um deles uma coleta de subamostra, dividindo cada incremento de duas porções iguais como pode ser observado na Figura 6.

V_t Velocidade de trânsito em cada incremento (diferente)

V Volume coletado em cada incremento (igual)

↻ Vertical em cada incremento (amostras coletadas)

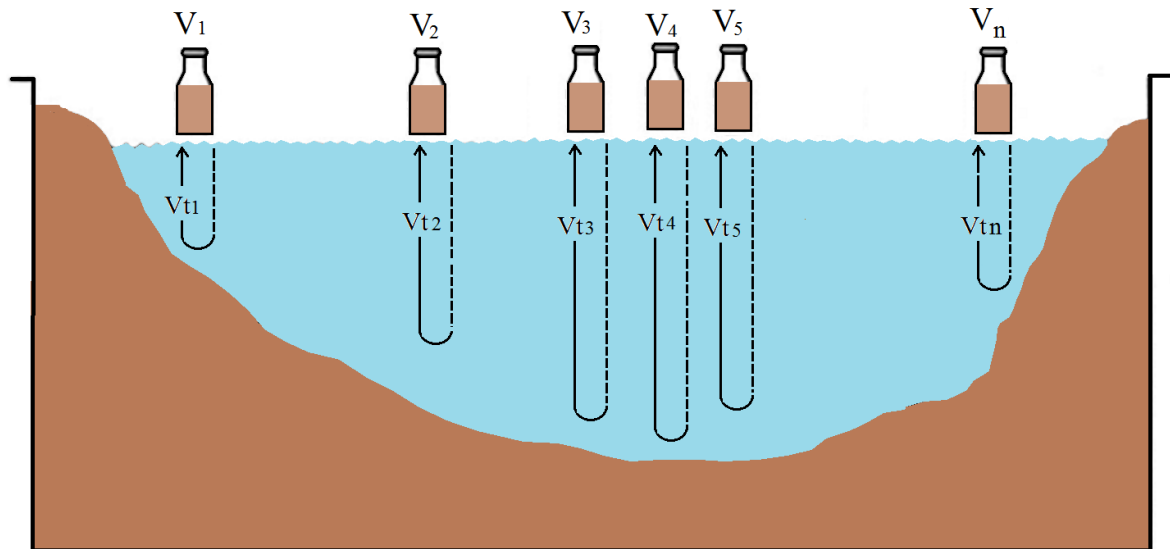


Figura 6 - Amostragem pelo método de igual incremento de descarga

Fonte: Edwards e Glysson, (1988 *apud* CARVALHO et al., 2000)

4.3.2 Medição *in situ*

A medição da descarga sólida em suspensão pode ser feita com equipamentos que obtêm a concentração como valor imediato ou por meio da turbidez. Carvalho (2008) cita alguns:

- ✓ Medidor ultrassônico ótico: mede diretamente a concentração;
- ✓ Medidor nuclear: mede diretamente a concentração;
- ✓ Medidor a *laser*: determina a concentração e a granulometria e pode medir a velocidade de queda das partículas;
- ✓ Medidor de registro de volume de sedimento com uso de amostradores de bombeamento e máquina fotográfica: pode obter fotos que serão utilizadas para comparações com padrões de concentração;

- ✓ Medidor fotoelétrico ou ótico eletrônico: determina a concentração pela medida da turbidez da água;
- ✓ Medidor ultrassônico Doppler: mede a concentração e a velocidade de sedimento pela medida da frequência e da intensidade de sinais que são refletidos pelo sedimento;
- ✓ Técnica de sensoriamento remoto utilizando imagens de satélite: estima a concentração de sedimentos pela graduação da coloração da água, precisa de calibração com medidas simultâneas de campo.

Os medidores que determinam a turbidez precisam ser calibrados para cada posto e em diversas condições periodicamente.

4.3.3 Análises sedimentométricas em sedimentos fluviais

A Concentração de sedimento em suspensão é a razão entre o peso do material sólido seco contido na amostra em relação ao volume da mistura água/sedimento, expressa em mg/L (ou g/L ou g/cm³). As análises de concentração de sedimento em suspensão geralmente são realizadas pelo método da filtração e da evaporação de acordo com Guy (1969). Pode ser visualizada na Figura 7 a metodologia de análise da concentração de sedimentos.

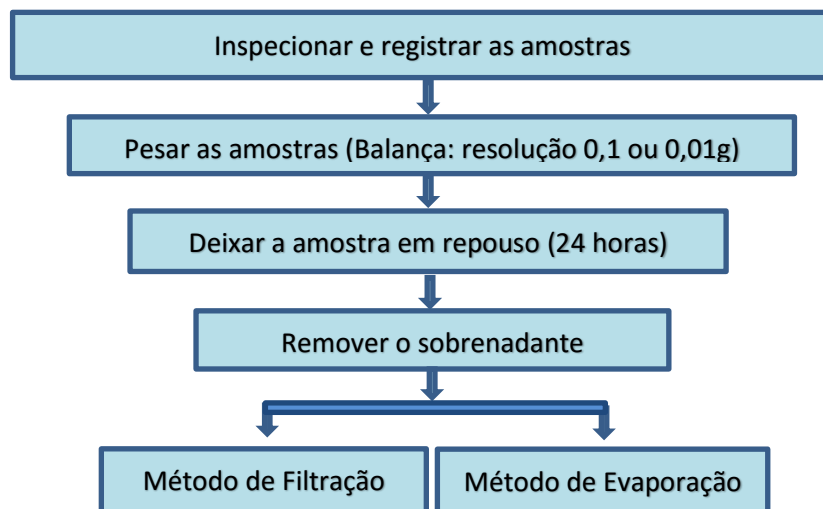


Figura 7 - Metodologia de análise da concentração de sedimentos
Fonte: Adaptado de Guy (1969)

O método de filtração é utilizado quando a amostra tem baixa concentração, menor que 200ppm, enquanto no de evaporação a amostra tem maiores concentrações. Isso também pode ser em função da quantidade de amostra obtida, uma vez que, numa grande amostra, mesmo de baixa concentração, a grande quantidade de partículas pode colmatar o filtro (ONGLEY, 1996).

A coleta da amostra é fundamental para o sucesso da determinação da concentração de sedimentos. Após essa etapa, se a amostra for descaracterizada no laboratório, todo o trabalho de campo estará perdido. Portanto é necessário adotar técnicas apropriadas para análise laboratorial.

O processo da análise da concentração exige certos procedimentos que utilizam toda a amostra procedente do campo. É incorreto colocar toda a mistura num recipiente, homogeneizar por qualquer processo e depois apanhar somente 100ml para proceder a análise de concentração. O que acontece é a perda da precisão porque o material não é homogêneo, ocasionando estratificação das partículas imediatamente após o processo da suposta homogeneização, além do peso do sedimento poder atingir a faixa de erro de medida, mascarando o resultado. É necessário ao laboratório uma quantidade de mistura tal que permita uma análise com a precisão desejada. Então, o procedimento de análise exige uma sequência que começa pelo recebimento da amostra e pesagem para garantia do conhecimento do peso da amostra recebida, conforme exposto antes. Quando chega a ocasião da análise, as diversas subamostras são devidamente colocadas em um só recipiente para permitir um só exame. Essa colocação exige a retirada de todas as partículas dos recipientes que tiverem vindo do campo. Convém lembrar que esse procedimento é correto quando a amostragem no campo tiver sido efetuada por um dos processos de IIL e IID (CARVALHO, et al., 2000, p. 58).

4.3.4 A análise granulométrica

O conhecimento do tamanho das partículas que compõem a carga em suspensão é um pré-requisito para compreender a fonte, o transporte e, em alguns casos, o impacto ambiental dos sedimentos (CHARLESWORTH; ORMEROD; LEE, 2000; POLETO; MERTEN; MINELLA, 2009). Apesar das partículas variarem de tamanhos, de argila fina a pedras, a carga em suspensão raramente contém partículas maiores que areia grossa e, em muitos rios, 50 a 100 por cento da carga suspensa é composta apenas por silte + argila. O tamanho das partículas é normalmente referido como o seu diâmetro e, embora algumas partículas são esféricas, o termo não é estritamente correto. O tamanho das partículas é determinado pela quantidade de sedimentos de uma amostra que passa por uma série de peneiras com granulometrias diferentes,

cada uma mais fina que a outra. A fração de cada peneira é pesada e o seu peso é expresso como uma percentagem do peso da amostra original. A percentagem acumulada de material retido nas peneiras é calculada e os resultados são representados graficamente (ONGLEY, 1996).

Dessa forma, a análise granulométrica mede a distribuição do tamanho das partículas que compõem o sedimento. A classificação granulométrica simplificada de sedimento, adotada pela Associação Brasileira de Normas Técnicas – ABNT, compreende em pedregulho: de 4,8 a 76 mm, areia: de 0,05 a 4,8 mm, silte: de 0,05 a 0,005 mm e argila: abaixo de 0,005 mm (CARVALHO, 2008).

Não há escala universalmente aceita para a classificação das partículas de acordo com o seu tamanho. Na América do Norte, a escala Scale Wentworth é diferente da escala comumente usada na ABNT no Brasil. Existem pequenas diferenças entre as duas escalas e é importante notar qual escala foi selecionada e usá-la de forma correta (ONGLEY, 1996).

A fronteira entre areia separa os sedimentos de granulação grossa, ou seja, areia e partículas maiores de sedimentos finos, como silte e argila. Partículas de granulação grossa são considerados não coesos, enquanto sedimentos finos são coesos, ou seja, as partículas vão ficar próximas umas das outras, bem como de outros materiais. A coesão das partículas tem importante implicações físicas e químicas para a qualidade do sedimento (POLETO; MERTEN; MINELLA; 2009).

4.4 Transporte de sedimentos

O conhecimento do transporte de partículas de sedimentos é complexo (ONGLEY, 1996). Primeiramente, é necessário determinar a descarga de sedimentos em suspensão obtida a partir da descarga de fluxo e concentração de sedimentos em suspensão. Vale ressaltar que a descarga de fluxo pode ser determinada usando distribuição de velocidade. Existem diversos métodos para determinar a distribuição de velocidade e a concentração de sedimentos (CUI; SINGH, 2014a).

O sedimento do leito contribui apenas com uma pequena porção de argila e silte presente na carga suspensa (CARVALHO, 2008; ONGLEY, 1996). A maior parte desse material fino,

que pode ser de 50 a 100 por cento da carga suspensa em muitos rios, é levada para o rio por escoamento superficial durante tempestades. Essa fração não afunda facilmente na coluna de água e as forças de turbulência mantêm em suspensão durante longos períodos de tempo. Como consequência, a fração de silte + argila tende a ser bastante distribuída uniformemente por toda a profundidade de um rio. Em lagos e reservatórios, o material em suspensão se origina a partir de entradas de rios, erosão de encostas e leito do lago e material orgânico e inorgânico gerado dentro do lago devido à atividade biológica. Em águas eutrofizadas, a fonte de sedimentos pode ser bastante significativa. O material fino é repetidamente suspenso por correntes em lagos, gerados pela força do vento, até que, eventualmente, é depositado em uma área onde o vento é insuficiente para voltar a suspender ou remobilizá-lo. Tais bacias de deposição em lagos ou reservatórios são importantes para estudos de qualidade de sedimento, porque podem indicar a história de influência antropogênica sobre a composição do sedimento (ONGLEY, 1996).

A distribuição de velocidade pode ser descrita pela lei Universal de Prandtl-von Karman (von KARMAN, 1935). Nela, a distribuição do fluxo em canal aberto é dada pela Equação 1:

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{y}{y_0} \quad (1)$$

em que:

u = velocidade na vertical com profundidade y sobre o leito (m/s);

u_* = velocidade de cisalhamento (m/s);

k = constante universal de von Karman;

y_0 = profundidade na velocidade de cisalhamento (m).

A Velocidade de cisalhamento pode ser calculada de acordo com as características do canal pela Equação 2:

$$u_* = \sqrt{gDS} \quad (2)$$

em que:

g = aceleração da gravidade (m/s²);

D = profundidade do fluxo (m);

S = declividade de fricção, que é aproximadamente a inclinação do canal de fluxo uniforme (m/m).

A constante universal κ de von Karman é 0,4 para água limpa e reduz para 0,2 para água com a concentração alta de sedimentos (CUI; SINGH, 2014a).

Basicamente, a presença de grande quantidade de partículas de sedimentos reduz a eficiência do comprimento da mistura e da difusividade do fluido, enquanto a viscosidade da mistura fluido-sedimento é aumentada resultando no amortecimento da turbulência. Ambos efeitos modificam a velocidade do fluxo e o perfil de concentração de sedimentos. Uma investigação teórica mostrou que a difusividade turbulenta pode ser representada introduzindo um fator de amortecimento da turbulência relacionado ao local da concentração de sedimentos. Pesquisas experimentais mostram que a velocidade do fluxo na camada $0,2h$ (h =profundidade do fluxo) próximo do leito é reduzida, enquanto que a parte de cima ocorre as maiores velocidades do fluxo. Aparentemente, o processo de mistura é reduzido devido à presença de grande quantidade de partículas de sedimento (RIJN, 1983).

Em canais abertos sobre uma superfície lisa, sem sedimentos no leito, o perfil de velocidade é descrito pela lei logarítmica (MAZUMDER; GHOSHAL, 2006). Yalin e Finlaysin (1972) perceberam que, em perfis de concentração não uniforme, a mensuração do fluxo de velocidade desvia da lei logarítmica. Para perfis de concentração uniforme, os perfis não foram alterados, mas a inclinação do perfil é maior do que para o fluxo sem sedimentos, indicando o aumento do gradiente de velocidade. Os trabalhos clássicos de Vanoni e Brooks (1957) e Einstein e Chien (1955) indicaram que a distribuição logarítmica de velocidade com valores pequenos, ao invés de um (0,4), usualmente utilizado, concordam com os dados experimentais de velocidade e distribuição de sedimentos em suspensão ao longo na profundidade do fluxo, exceto próximo do fundo (MAZUMDER; GHOSHAL, 2006). Seus resultados levaram a conclusão de que, com o aumento da concentração de sedimentos, o coeficiente de von Karman foi reduzido. Coleman (1981) propôs modelos de distribuição de velocidade para o estudo do perfil de concentração de sedimentos no qual o valor de k continuou sem alteração, ele analisou os dados obtidos por Vanoni e Brooks (1957) e Einstein e Chien (1955) e observou que o coeficiente k de von Karman independe da concentração de sedimentos.

Entretanto, outros autores afirmam que, quando se aumenta a densidade do fluido pelos sedimentos em suspensão, a força de empuxo é aumentada, então a velocidade de queda reduz, fato conhecido como sedimentação impedida (MAZUMDER; GHOSHAL, 2006; RIJN, 1983).

Tempestades provocam um aumento na descarga e um aumento associado na turbulência em um rio. Essa turbulência leva sedimentos do leito em suspensão, conduzindo a concentrações relativamente elevadas de material em suspensão na água. Durante tempestades prolongadas, descarga e turbulência podem permanecer elevadas, mas geralmente há um declínio progressivo na quantidade de material em suspensão presentes na água. Isso é porque a quantidade de sedimento no leito de um rio, e que é introduzido no rio por processos de erosão, é limitada e a quantidade de sedimento disponível para ser levado em suspensão diminui gradualmente durante um evento de tempestade. Quando uma série de amostras de descarga de água são colhidas em intervalos ao longo de um evento de chuva, quando o fluxo aumenta, atinge um pico e depois diminui, por isso a representação gráfica da concentração de sedimentos suspensos contra descarga, muitas vezes, assume a forma de um laço de histerese (ONGLEY, 1996).

Dessa forma, as condições de fluxo alteram o perfil de concentração de sedimentos e a concentração de sedimentos altera as condições de fluxo. Essas interações ocorrem a todo momento juntamente com a declividade e rugosidade do canal. Em rios, onde as condições mudam a todo instante, essas interações ocorrem a todo momento e mudam as condições de fluxo. Por esses fatos, pode-se afirmar que a determinação da concentração de sedimentos é complexa e sua estimativa por métodos determinísticos nem sempre é satisfatória.

4.5 Teoria da Entropia

Em 1824, segundo Asimov (1987), o físico francês Carnot vislumbrou a Segunda Lei da Termodinâmica em seus estudos sobre o fluxo de energia. Por volta de 1877, o austríaco Ludwig Boltzmann, pela primeira vez introduziu o conceito estatístico de entropia, estabelecendo uma relação direta entre a entropia e a desordem molecular de um processo térmico aleatório, conforme Resnick e Halliday (1988). Pode-se dizer que a entropia é uma variável que reflete o estado em que um sistema termodinâmico pode se encontrar (CHAO-LIN CHIU, 1987; CHIU, 1987; CONTE, 2005; CUI; SINGH, 2014b; KUMBHAKAR; GHOSHAL, 2016; SINGH, 2011; YEVJEVICH, 1972).

Conte (2005) identifica certa similaridade física entre um sistema hidráulico e um térmico. O autor compara esses dois sistemas como se fossem dois reservatórios que se encontram desconectados num primeiro instante: um está quente e o outro está frio nos reservatórios térmicos ou um está cheio e o outro vazio nos reservatórios hidráulicos. Após providenciar uma comunicação entre os dois reservatórios, quente-frio ou cheio-vazio, levará um tempo para que se estabeleça a condição de equilíbrio desses reservatórios. No estado final, os dois reservatórios térmicos terão uma temperatura média e os dois reservatórios hidráulicos estarão nivelados. Nos dois casos, está presente o conceito físico de entropia, de acordo com a Segunda lei da Termodinâmica, os dois sistemas, de forma irreversível, jamais retornarão espontaneamente ao seu estado original, a menos que se gaste certa quantidade de energia para realizar tal operação. No reservatório hidráulico, a energia que faz a água se movimentar é a potencial gravitacional. Nos sistemas termodinâmicos, foi necessário introduzir o conceito de uma variável “invisível” que foi chamada de entropia, para representar o fluxo de alguma coisa que se deslocava de um reservatório em direção ao outro. Dessa forma, Minei (1999) ressalta que a Segunda Lei da Termodinâmica consiste na descrição da mudança espontânea da distribuição de energia, da desigual para a equilibrada. Clausius em 1950 sugeriu que esse processo de nivelamento se aplicava a todas as formas de energia e a todos os eventos do Universo.

Num sistema isolado, a entropia cresce sempre. Como é um processo probabilístico, ele é válido apenas para sistemas compostos por um número muito grande de partículas movendo-se caoticamente, conforme a lei dos grandes números da teoria da probabilidade (MINEI, 1999).

Um sistema é caracterizado pelas suas variáveis macroscópicas, que são aquelas quantidades possíveis de serem medidas em laboratório: volume, pressão, temperatura, energia total, constituição química. Essas quantidades não são, no entanto, suficientes para definir completamente o estado do sistema. Há um número enorme de “variáveis microscópicas” que somos completamente incapazes de medir: a posição e a velocidade de cada uma das partículas individuais, o estado quântico dos átomos ou da estrutura molecular, etc. Para um “estado macroscópico”, existe um número muito grande, mas finito, de possíveis “estados microscópicos” definidos pela distribuição das partículas (átomos ou moléculas) no espaço ou pela distribuição de energia entre elas. Devido ao movimento caótico e aos choques constantes entre elas, a cada momento há um determinado “estado microscópico” ou “complexão”. Como nenhum estado tem preponderância sobre os demais, ocorre uma mudança contínua de “estados microscópicos”. O número de “estados microscópicos” que satisfazem um determinado “estado macroscópico” é chamado de probabilidade termodinâmica do estado, peso estatístico do estado ou número de complexões. Ao contrário da probabilidade matemática, que tem sempre o valor de uma função própria, o valor de P vem sempre expresso por um inteiro, geralmente muito grande. Se num sistema isolado

ocorrer uma transformação espontânea que, como consequência muda o “estado macroscópico” do sistema, isto significa que o novo estado tem uma quantidade maior de “estados microscópicos” ou “complexões” que o satisfazem que o anterior. Como resultado, aumenta a probabilidade termodinâmica do sistema e, simultaneamente, a entropia do sistema (MINEI, 1999, p.13).

O conceito estatístico de entropia foi evoluindo. Em 1948, Shannon propôs uma teoria com bases matemáticas mais sólidas, estabelecendo uma conexão entre entropia e sequências típicas que permitiu a solução de inúmeros problemas nas áreas de codificação e transmissão de dados nos sistemas de comunicação em geral.

Considerando o exemplo de Hancock (1961), um estudante folheia aleatoriamente um livro e para, casualmente, no capítulo Probabilidade Discreta. Se ele já conhecia o assunto, pouca ou nenhuma informação ele obterá da leitura. Se esse for seu primeiro contato com o tema, ele estará recebendo, nessa leitura, uma grande quantidade de informações.

Dessa maneira, o que diferencia a primeira situação da segunda é a noção de incerteza, ou seja, quanto maior a incerteza sobre o resultado de um “estado” da mensagem, maior será a quantidade de informação associada a esse resultado. Se é possível prever antecipadamente o resultado de uma situação pós-mensagem, então certamente nenhuma informação foi passada por ela. A medida da informação de um “estado” pós-mensagem precisa estar baseada na probabilidade de ocorrência dessa situação. A entropia, portanto, é uma medida da informação ou do grau de incerteza que se tem sobre um determinado sistema (SHANNON, 1948).

Caso ocorra um evento e aconteça a transmissão de uma mensagem para comunicá-lo, a quantidade de informação transmitida ao receptor é definida por:

$$\text{Informação Recebida} = \log \left(\frac{p'}{p} \right) \quad (3)$$

em que:

p' = probabilidade do evento, junto ao receptor, após a chegada da mensagem;

p = probabilidade do evento, junto ao receptor, antes da chegada da mensagem.

Admitindo-se somente a situação de transmissão sem ruído, ou seja, a mensagem recebida é igual a mensagem transmitida, o receptor tem certeza que está recebendo a

mensagem correta. Dessa forma, a probabilidade p' será igual a 1. A quantidade de informação dependerá apenas da probabilidade do evento anterior à mensagem, então a Equação 3 pode ser definida pela Equação 4:

$$\text{Informação Recebida} = \log\left(\frac{1}{p}\right) = -\log p \quad (4)$$

Existem outras definições que não envolvem o logaritmo, porém a definição da Equação 4 é simples, pois não conduz a contradições e tem propriedades úteis na análise (GOLDMAN, 1954 *apud* MINEI, 1999). Segundo Minei (1999), o valor numérico da quantidade de informação depende da base usada para os logaritmos. Na transmissão de informações, o normal é a base 2 (SCHWARTZ, 1980 *apud* MINEI, 1999). Dessa forma, uma unidade de informação é chamada de dígito binário, usualmente chamado *bit* (SHANNON, 1948). Em uma situação em que há somente duas alternativas igualmente prováveis, um *bit* de informação dirá qual evento ocorreu. Minei (1999) exemplifica como no lançamento de uma moeda. Tem-se duas alternativas, cara ou coroa, com probabilidades iguais. O resultado coroa fornece a quantidade específica de informação de acordo com a Equação 5:

$$-\log_2\left(\frac{1}{2}\right) = \log_2(2) = 1 \text{ bit} \quad (5)$$

Considerando uma fonte produzindo 3 símbolos, A, B e C, “A” ocorre com probabilidade $P(A)$, “B” com probabilidade $P(B)$ e “C” com probabilidade $P(C)$. A quantidade de informação associada a “A” é $-\log_2 P(A)$, a associada a “B” é $-\log_2 P(B)$ e a associada a “C” é $-\log_2 P(C)$. “A” ocorre no tempo somente com a probabilidade $P(A)$, “B” apenas com $P(B)$ e C, apenas com $P(C)$, e a informação média H é definida como:

$$H = -P(A) \cdot \log_2 P(A) - P(B) \cdot \log_2 P(B) - P(C) \cdot \log_2 P(C) \quad (6)$$

O conceito de entropia já é bem estabelecido e usado na estatística e teoria da informação. Generalizando o resultado na Equação 6 para uma fonte X e gerando m símbolos independentes, se o j -ésimo símbolo tem uma probabilidade de ocorrência $p(X_j)$, a entropia pode ser quantificada em termos de probabilidade de acordo com a Equação 7:

$$H(X) = - \sum p(X_j) \log p(X_j) \quad (7)$$

em que: $p(X_j)$ = a probabilidade do sistema estar no estado X com valores de $\{X_j, j = 1, 2, \dots\}$

Isso foi mostrado em sistemas ideais, $H(X)$ definido pela Equação 7 é equivalente à entropia da termodinâmica. De acordo com o conceito de entropia, em condições de equilíbrio estático, o sistema tende a ter a máxima entropia sobre restrições vigentes.

Todavia, a entropia H definida pela Equação 7 é o conteúdo médio de informação de uma amostra de dados. Se a variável X é contínua, a entropia pode ser expressada pela Equação 8:

$$H(X) = - \int p(X) \ln p(X) dX \quad (8)$$

em que $p(X)$ é a função de densidade de probabilidade de modo que $p(X)dX$ é a probabilidade da variável estar entre X e $X+dX$.

A máxima entropia é relacionada com a quantidade de informação sobre uma variável X , que é equivalente à máxima incerteza de X até então mensurada.

O princípio da máxima incerteza revela que a máxima entropia é função do número de possibilidades N , em que esse sistema pode encontrar. Por exemplo, o ato de jogar um dado de 6 faces. A entropia máxima desse sistema vale $\ln 6$, pois a probabilidade de uma determinada face se voltar para cima é a mesma para todas as faces. Pode-se afirmar que a entropia diminui à medida que a informação sobre o sistema aumenta ou vice-versa (CONTE, 2005).

Ela é 0 nos casos puramente determinísticos em que a função conjunta de probabilidade $p(X_j) = 1$ e $(X_i) = 0$ para todo i diferente de j . Maximizando a entropia do sistema, fará com que a distribuição de probabilidade uniforme seja possível, desde que atenda às restrições.

Segundo Minei (1999), Clasius demonstrou que uma quantidade baseada na razão entre total de calor e temperatura, em qualquer corpo, era um dado importante no processo de nivelamento da energia. A essa quantidade deu o nome de “entropia”. Quanto mais baixa a entropia, mais desigual a distribuição de energia. Quanto maior a entropia, mais equilibrada a distribuição. Dessa forma, a máxima entropia possui o estado de equilíbrio de um sistema. A tendência espontânea está no sentido de equilibrar distribuições desiguais de energia, então tudo se move no sentido de uma baixa para uma alta entropia.

De acordo com o conceito de entropia, é possível, pela entropia máxima, determinar a máxima incerteza, a aleatoriedade ou a desordem de um sistema. Considerando um sistema hidrológico e supondo que desejasse estimar o seu estado, usa-se o princípio da máxima entropia para modelar a distribuição de probabilidade do possível estado do sistema. Os dados podem ser coletados para a estimativa dos parâmetros e posteriormente validação (KUMBHAKAR; GHOSHAL, 2016).

4.6 Aplicação da Entropia em Hidrologia e Hidráulica

De uma forma geral, no enfoque tradicional da hidráulica, as grandezas envolvidas são tratadas de forma determinística. Na verdade, essas grandezas, representadas por um valor médio, são médias amostrais e deveriam ser apresentadas estatisticamente por uma média e uma variância, considerando a incerteza de qualquer média amostral (MINEI, 1999).

O conceito de entropia como usado na Teoria da Informação fornece o grau de incerteza de um resultado específico em um processo; portanto, para o tratamento de variáveis hidrológicas, pode-se calcular a entropia dessas variáveis a partir de dados históricos e/ou medidos e, assim, caracterizar o inesperado ou a variabilidade inerente do processo (CHIU, 1987; ESPILDORA; AMOROCHO, 1973; SINGH, 1989).

Vários trabalhos foram desenvolvidos aplicando a teoria da entropia, com destaque aos utilizados na área de recursos hídricos (SINGH, 1997; HUSAIN, 1989), na aplicação em hidrologia (SINGH, 1998; WANG; ZHU, 2001), nas séries históricas de precipitação e vazão, principalmente e na previsão de variáveis hidrológicas (WEIJS; SCHOUPS; VAN DE GIESEN, 2010), na avaliação da previsão e estabilidade dos fluxos de rios (MUKHOPADHYAY; KHAN, 2015) e no dimensionamento de redes de monitoramento hidrológico (YANG; BURN, 1994).

A concepção da probabilidade baseada na entropia tem sido aplicada na distribuição vertical de velocidades (CHAO-LIN CHIU, 1987; CHIU, 1988; CHIU, 1989; CHIU, et al., 2005; CUI; SINGH, 2013; KUMBHAKAR; GHOSHAL, 2016; LUO; SINGH, 2011; SINGH; MARINE; FONTANA, 2013; WANG MU-LAN, et al., 1992), concentração de sedimentos

(CHIU; JIN; CHEN, 2000; CUI, 2012; CUI; SINGH, 2014a; GOMEZ; PHILLIPS, 1999; LIEN; TSAI, 2003; SINGH; CUI, 2015; SINGH; KRSTANOVIC; LANE, 1988; SINGH; KRSTANOVIC, 1987), transporte de sedimentos (SINGH; CUI, 2015), determinação da relação de precipitação X vazão (CHEN, et al., 2014; SINGH, 2012; SONUGA, 1976), determinação de precipitação e de vazão (CHOU, 2014; CONTE, 2005; ZHANG; SINGH, 2012), previsão de vazões (CUI; SINGH, 2015), processo fluvial (DESHPANDE; KUMAR, 2016; XU; ZHAO, 2013), batimetria da seção transversal de canais e rios (MORAMARCO et al., 2013), vazão de pico (ZHANG; SINGH, 2014) erosividade de bacias hidrográficas de acordo com a precipitação (XIAO et al., 2015) entre outras aplicações.

A equação de distribuição de velocidade derivada do princípio de máxima entropia tem vantagens sobre a equação universal da distribuição de velocidades de Plandth von Karman (CUI; SINGH, 2014a). A máxima entropia aplicada à distribuição de velocidade e transporte de sedimentos reflete o efeito do tamanho das partículas do sedimento suspenso, material grosseiro e a concentração de sedimentos. Elas podem ser utilizadas como variáveis para caracterizar e comparar vários fluxos (CHAO-LIN CHIU, 1987; SINGH; CUI, 2015; SINGH, 2011).

Chiu, Hsu e Tung, (2005) e Minei (1999) estabeleceram métodos de estimativa da vazão em rios por meio do modelo probabilístico baseado na entropia de Shannon com a medição da velocidade em apenas um ponto de uma vertical do rio ou de alguns pontos dessa vertical. Isso reduz consideravelmente o tempo e o custo das amostragens. Além disso, torna possível a mensuração durante enchentes quando o nível da água sofre grandes variações em curto espaço de tempo. Essa técnica pode ser aplicada quando se utiliza de radares na superfície da água e até mesmo ADCPs (*Doppler acústico current profiler*), principalmente durante enchentes. Mede-se a velocidade superficial e a partir dela encontra os parâmetros de entropia. Conhecida a seção do canal, calcula-se a descarga ou vazão total (CHIU; HSU; TUNG, 2005; MORAMARCO et al., 2013). Os dados de descarga obtidos por tais métodos também podem ser usados para compreender as relações de fase de descarga muito necessárias que ocorrem durante períodos instáveis de alto fluxo, que têm as formas diferente das apresentadas pelas curvas de classificação convencionais obtidas com períodos de fluxo constante (CHIU; HSU; TUNG, 2005). Tais avanços devem adicionar conhecimento científico em hidrologia e também podem contribuir grandemente para projetos de engenharia para controle de enchentes.

4.7 Modelos Matemáticos para estimar a concentração de sedimentos

Modelos matemáticos são desenvolvidos para descrever a distribuição da concentração de sedimentos, do leito à superfície da água em canais. Esses modelos podem ser usados para estimar a concentração média de sedimentos rapidamente, com amostras pontuais em rios. Segundo Chiu, Jin e Chen, (2000), os modelos são produzidos com a combinação de conceitos determinísticos e probabilísticos. A característica complementar dos dois conceitos fortalece a metodologia e descreve melhor as características do transporte de sedimentos.

Chiu, Jin e Chen, (2000) apresentam um modelo que incorpora a equação da distribuição da velocidade que corresponde a distribuição de probabilidade derivada da maximização da teoria da entropia. A distribuição de probabilidade é uma descrição compacta do sistema da seção do canal, sua resiliência e estabilidade explicam a aplicabilidade do modelo desenvolvido de velocidade e distribuição de sedimentos em diferentes condições de fluxo, estável e instável.

A taxa de transporte de sedimentos é necessária para vários propósitos tais como o controle e gerenciamento de bacias hidrográficas, canais de rios, sedimentação em reservatórios e transporte de poluentes. Para determinar isso, é necessário encontrar a concentração média de sedimentos em uma seção do canal (CUI; SINGH 2014a). Nas atuais operações, a concentração média de sedimentos da seção de um canal é determinada com a relação entre a concentração de sedimentos representativa com a concentração média de sedimentos de uma linha vertical da seção. Isso é uma prática comum na amostragem da profundidade média para determinar diretamente a concentração média da vertical. Todavia, durante cheias e períodos de fluxo instável, correntes fortes fazem a amostragem da profundidade média impraticável.

Como alternativa para essa situação, usam-se modelos que traduzam a única amostra para a concentração média. A equação 9 rege a distribuição de concentração de sedimentos em um eixo vertical:

$$-\varepsilon_s = \frac{dC}{dy} = v_s C \quad (9)$$

em que:

ε_s = coeficiente de difusão para o transporte de sedimento;

c = concentração de sedimento em y (g/L);

y = distância vertical mensurada do leito (m);

v_s = velocidade de caimento (sedimentação) da partícula de sedimento (m/s).

O lado esquerdo da Equação 9 representa o transporte de sedimentos para cima por difusão e o lado direito o transporte para baixo por gravidade. ε_s frequentemente é estimado como $\beta\varepsilon_m$, em que β é um coeficiente e ε_m é o coeficiente de difusão para transferência de movimento que pode ser obtido pela Equação 10:

$$\varepsilon_m = \frac{\tau}{\rho} \left(\frac{du}{dy} \right)^{-1} = u_*^2 \frac{\tau}{\tau_0} \left(\frac{du}{dy} \right)^{-1} \quad (10)$$

em que:

ρ = densidade do fluido (g/cm³);

du/dy = gradiente de velocidade ao longo do eixo y ;

u_* = velocidade de cisalhamento (m/s);

τ e τ_0 = tensão de cisalhamento em y e em $y=0$, respectivamente.

Todavia, a solução da Equação 10 é dada como (Equação 11):

$$\frac{c}{c_0} = \exp \left[- \frac{v_s}{\beta u_*^2} \int_0^y \left(\frac{\tau}{\tau_0} \right)^{-1} \frac{du}{dy} dy \right] \quad (11)$$

em que:

$c_0 = c$ na profundidade $y = 0$ (g/L).

A Equação 10 mostra que diferentes modelos matemáticos de distribuição de concentração de sedimentos podem ser derivados da utilização de modelos diferentes de velocidade e de distribuição de tensões de cisalhamento. Um exemplo clássico de um possível modelo que pode ser derivada a partir de (Equação 10) é a bem conhecida equação de Rouse (Equação 12) (ROUSE, 1937).

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{D-y}{y} \frac{a}{D-a} \right)^Z \quad (12)$$

em que:

$C_a = C$ na profundidade de $y = a$ (g/L);

$D =$ profundidade da água em y (m).

$$Z = \frac{v_s}{\beta k u_*} \quad (13)$$

Vale destacar que k é a constante de von Karman. A distribuição de velocidade foi representada pela equação logarítmica de Prandtl von Karman (von KARMAN, 1935).

A distribuição da tensão de cisalhamento usada na derivação (Equação 14) foi:

$$\frac{\tau}{\tau_0} = 1 - \frac{y}{D} \quad (14)$$

Todavia, a Equação 10 é inválida próxima ao leito do canal e imprecisa próxima da superfície da água, o que reduz a utilidade para a determinação da concentração média de sedimentos. A estimativa da velocidade média pela equação de distribuição de velocidade Prandtl von Karman é inválida perto do leito, porém não causa um grande erro, pois a velocidade perto do leito é pequena, mas a estimativa de concentração de sedimentos média pela (Equação 12), que também é inválida perto do leito, vai causar um grande erro uma vez que a concentração de sedimentos no leito do canal é máxima e tem um grande efeito sobre a concentração de sedimento (CUI; SINGH 2014a).

Partindo do princípio que a concentração de sedimentos ao longo de uma vertical é uma variável aleatória, uma distribuição de probabilidade de concentração de sedimentos em suspensão pode ser obtida através da maximização da entropia sujeito à restrição dada pela concentração média e sob a suposição de que a concentração de sedimentos é igual a zero na superfície da água (CHIU; JIN, 1997; CUI; SINGH, 2014b; SINGH; CUI, 2014; ZHU; ZHANG; WANG, 1996).

As abordagens baseadas em entropia para concentração de sedimentos são baseadas na teoria da entropia de Shannon (CHAO-LIN CHIU, 1987; CHIU; JIN; CHEN, 2000). Estes autores mostraram que as equações com base na entropia fazem a previsão da concentração de

sedimentos melhor do que equações empíricas ou baseadas em sistemas hidráulicos (CUI; SINGH 2014a).

Para encontrar um modelo alternativo de distribuição da concentração de sedimentos que não tenha as limitações da Equação 12, um modelo alternativo de distribuição da velocidade é necessário. Chiu (1988, 1989) encontrou a Equação 15 de distribuição da velocidade:

$$u = \frac{u_{m\acute{a}x}}{M} \ln \left[1 + (e^M - 1) \frac{\xi - \xi_0}{\xi_{m\acute{a}x} - \xi_0} \right] \quad (15)$$

em que:

M = parâmetro,

$u_{m\acute{a}x}$ = velocidade máxima da seção transversal do canal (m/s),

$\xi_{m\acute{a}x}$ = valor mínimo de ξ quando $u=0$;

u = Velocidade em ξ (m/s);

ξ = variável com a qual u aumenta.

Para definir ξ e $(\xi - \xi_0)/(\xi_{m\acute{a}x} - \xi_0)$, seria útil observar a origem com base na probabilidade que é equivalente a Equação 16:

$$\int_0^u f(u) du = \frac{\xi - \xi_0}{\xi_{m\acute{a}x} - \xi_0} \quad (16)$$

em que:

$$f(u) = \exp(a_1 + a_2 u) \quad (17)$$

A função de densidade de probabilidade $f(u)$ varia de zero a $u_{m\acute{a}x}$ e é zero fora do intervalo. Ele tem parâmetros relacionado com aqueles da Equação 17 por:

$$a_1 = \ln \left[\frac{M}{(e^M - 1) u_{m\acute{a}x}} \right] \quad (18)$$

$$a_2 = \frac{M}{u_{m\acute{a}x}} \quad (19)$$

A Equação 20 foi derivada pelo método de Lagrange e pela maximização da probabilidade baseada na entropia da informação (SHANNON, 1948).

$$H = \int_0^{u_{m\acute{a}x}} f(u) \ln f(u) du \quad (20)$$

sujeita às restrições das Equações 21 e 22:

$$\int_0^{u_{m\acute{a}x}} f(u) du = 1 \quad (21)$$

$$\int_0^{u_{m\acute{a}x}} uf(u) du = \bar{u} = \frac{Q}{A} \quad (22)$$

Na Equação 22:

\bar{u} = a velocidade média da seção transversal do canal (m/s);

Q = vazão (m³/s);

A = área da seção transversal (m²).

No espaço físico, $(\xi - \xi_0)/(\xi_{m\acute{a}x} - \xi_0)$ é a fração da seção transversal do canal em que a velocidade é inferior ou igual a u. Por exemplo, num canal de largura, retangular, ou seja, By/BD ou y/D em que B é a largura do canal, D é a profundidade da água, e y é a distância vertical entre o leito do canal e a velocidade é u. Nesse caso, $\xi_0 = 0$, $\xi_{m\acute{a}x} = 1$, então $(\xi - \xi_0)/(\xi_{m\acute{a}x} - \xi_0) = \xi = y/D$. Para fluxo em um tubo circular, $(\xi - \xi_0)/(\xi_{m\acute{a}x} - \xi_0) = (\pi R^2 - \pi r^2)/\pi R^2 = 1 - (r/R)^2$; r é a distância radial a partir do centro, onde a velocidade é u; e R é o raio do tubo. Dessa forma, $(\xi - \xi_0)/(\xi_{m\acute{a}x} - \xi_0)$ pode se adequar em diversos tipos de canais e tubos. Cada isovel numa seção do canal tem um valor de ξ que pode ser expressa como uma função de coordenadas cartesianas. Pontos numa isovel têm o mesmo valor de ξ . Se uma seção de canal tem uma forma geométrica irregular, será difícil de expressar ξ como uma função de coordenadas retangulares. No entanto, uma vez que cruzam isovels no eixo vertical, definido " eixo y, " em que ocorrem $\xi_{m\acute{a}x}$ e $u_{m\acute{a}x}$, os valores de ξ das isovels podem ser expressas como uma função de y sobre o eixo y. Por exemplo, uma expressão de ξ é dada pela Equação 23:

$$\xi = \frac{y}{D-h} \exp\left(1 - \frac{y}{D-h}\right) \quad (23)$$

Se a tensão de cisalhamento e a distribuição de velocidade são representadas pelas Equações 15 e 16, com $\xi = \frac{y}{D}$, a Equação 11 leva à Equação 24:

$$\frac{c}{c_0} = \left[\frac{1 - \frac{y}{D}}{1 + (e^M - 1) \frac{y}{D}} \right]^{\lambda'} \quad (24)$$

em que c_0 é c em $y = 0$, e $\Phi = \bar{u}/u_{m\acute{a}x}$:

$$\lambda' = \frac{v_s u_{m\acute{a}x} (1 - e^{-M})}{\beta u_*^2 M} = \frac{v_s \bar{u} (1 - e^{-M})}{\beta u_*^2 M \Phi} = \lambda G \quad (25)$$

em que:

$$G = \frac{1 - e^{-M}}{M \Phi} \quad (26)$$

e

$$\lambda = \frac{v_s \bar{u}}{\beta u_*^2} \quad (27)$$

Embora a Equação 24 e a de Rouse (Equação 12) pareçam ser similares, a Equação 24 é aplicada no leito do canal, mas a equação de Rouse não é.

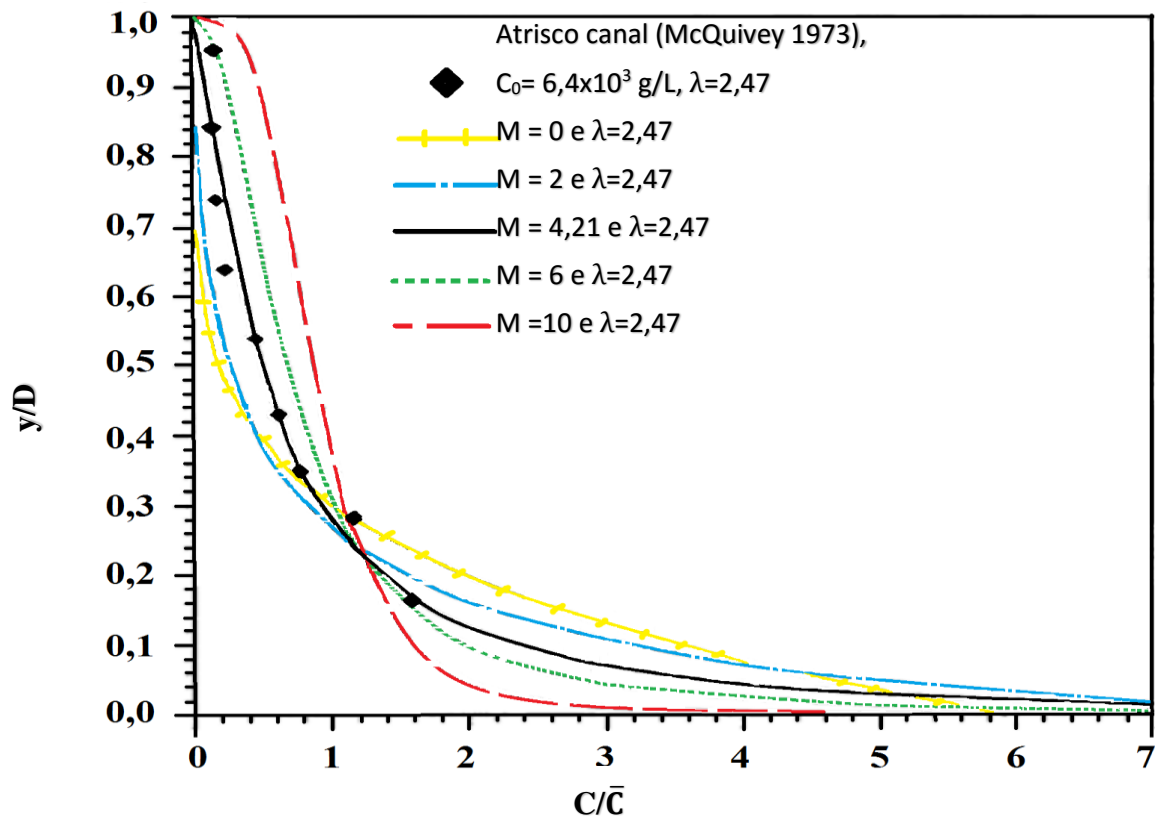


Figura 8 – Efeito de M na Distribuição de Sedimentos
Fonte: Adaptado de Chiu, Jin e Chen, (2000)

Na Figura 8, pode ser visualizado o efeito de M na distribuição de sedimentos.

Nas Figuras 9 e 10, podem ser visualizados o efeito de λ e h/D na distribuição de Sedimentos com $M=3$ e o efeito de λ no tamanho das partículas e na distribuição dos Sedimentos.

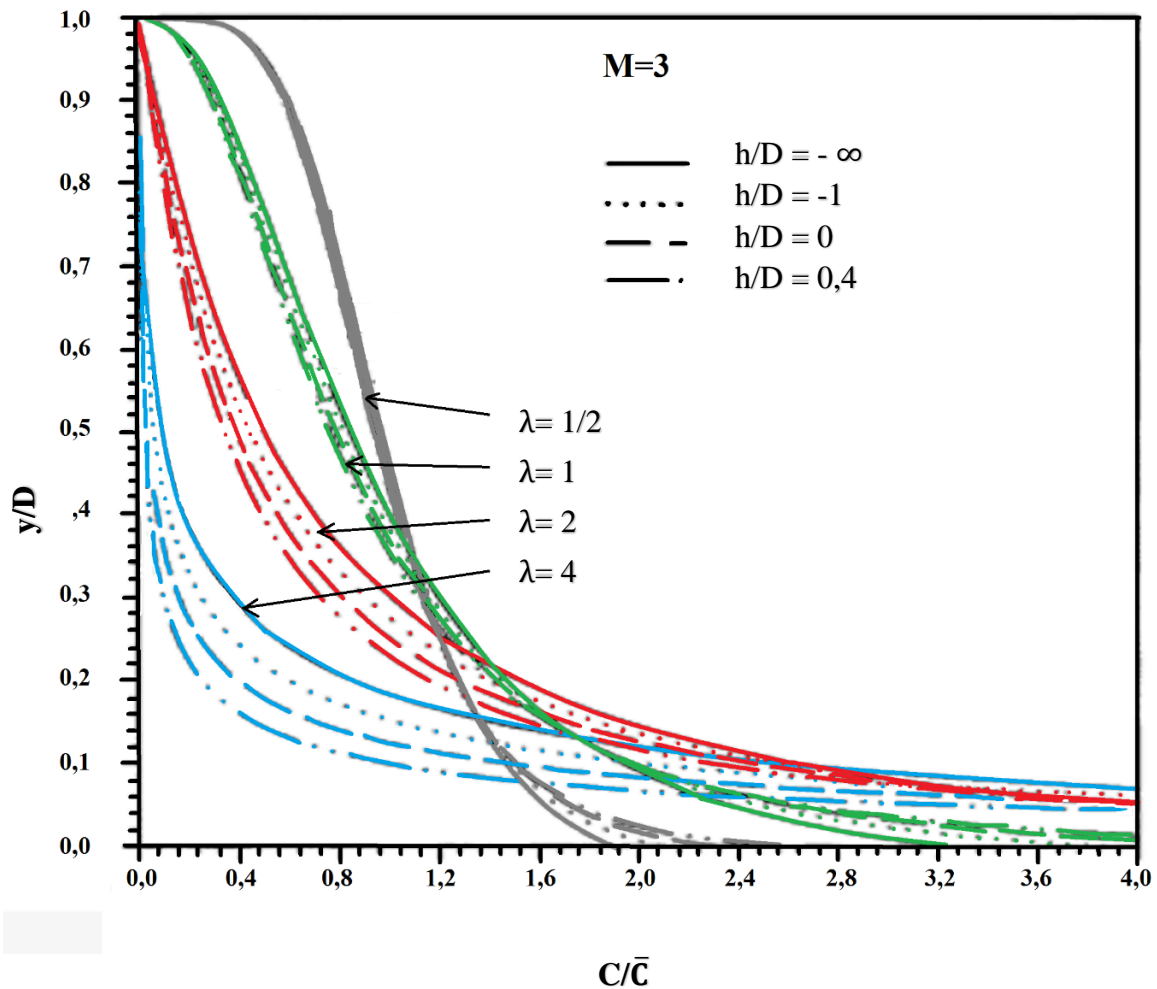


Figura 9 – Efeito de λ e h/D na distribuição de Sedimentos com $M=3$
 Fonte: Adaptado de Chiu, Jin e Chen, (2000)

Na Figura 10 podem ser visualizadas as concentrações de sedimentos estimadas utilizando os pares $M = 4,21$ e $\lambda = 2,47$; $M = 4,62$ e $\lambda = 5,14$; $M = 4,49$ e $\lambda = 9,07$ para várias profundidades.

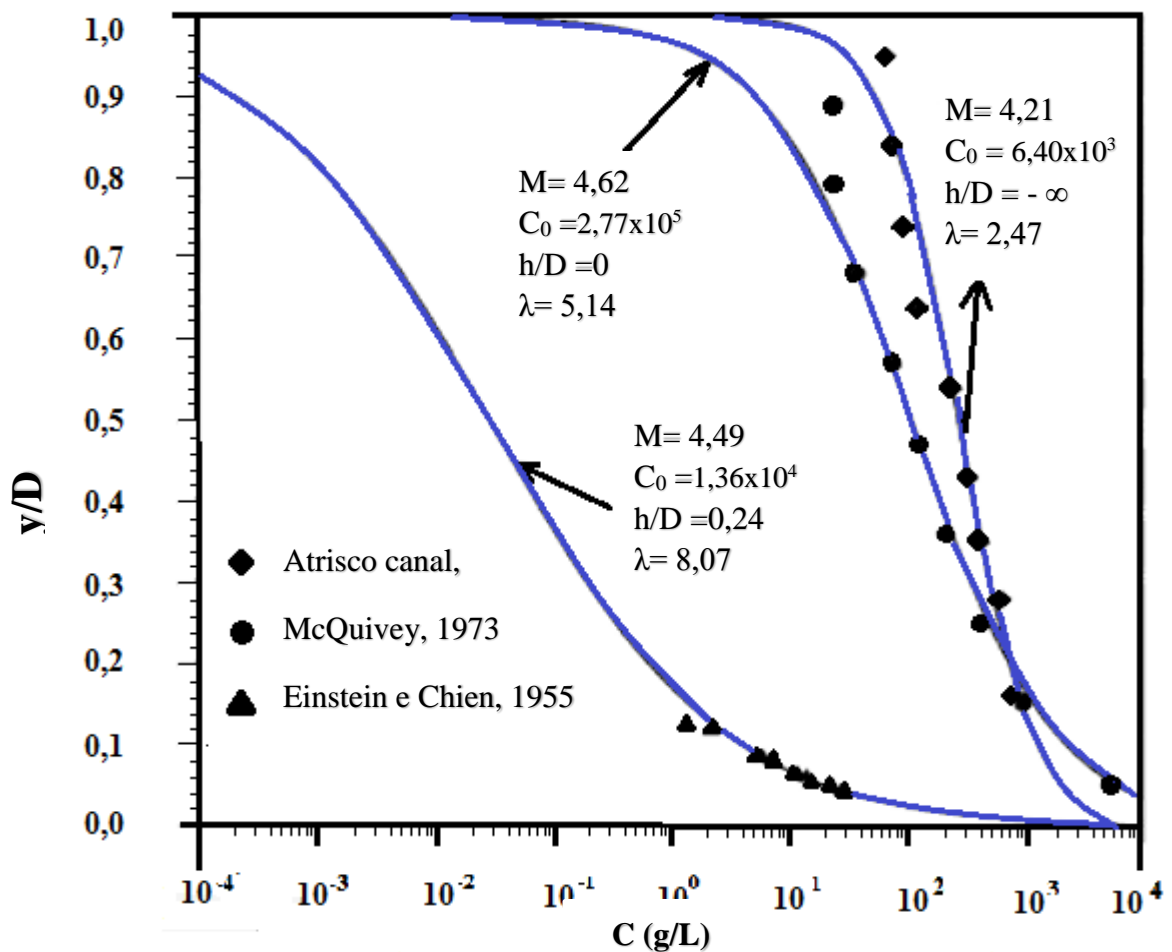
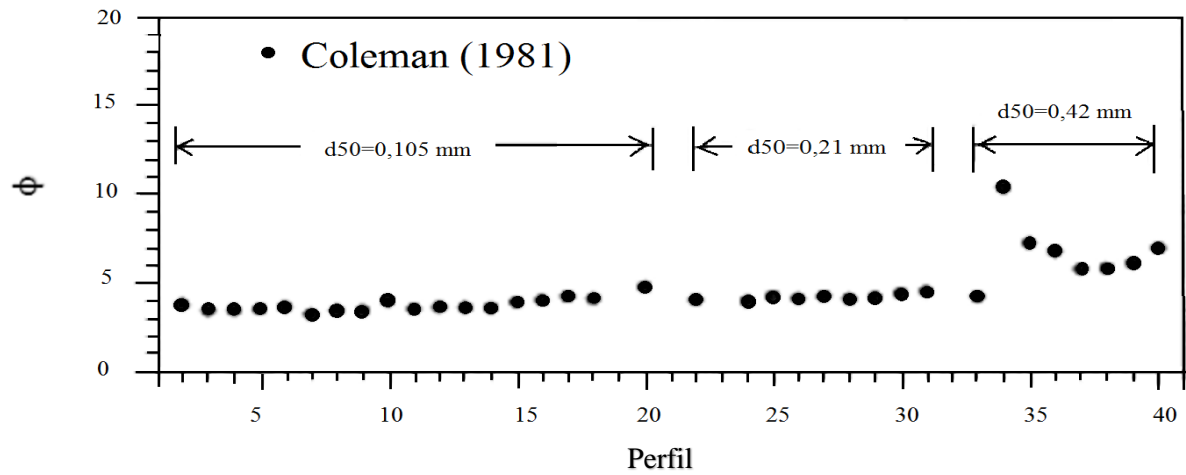


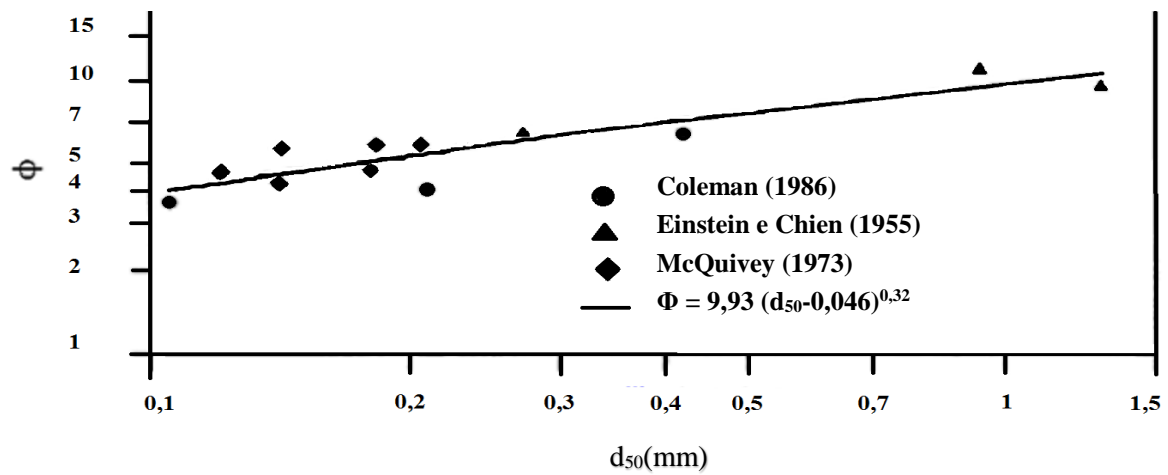
Figura 10 – Efeito de λ no tamanho das partículas e na distribuição dos Sedimentos
 Fonte: Adaptado de Chiu, Jin e Chen, (2000)

Para uma modelagem mais refinada, a Equação 23 pode ser usada para representar ξ de modo que os efeitos da distribuição de velocidade sobre a concentração de sedimentos podem ser incluídos com maiores detalhes por meio dos parâmetros M e h (CHIU; JIN; CHEN, 2000). O parâmetro M representa o efeito das características locais do sistema global da seção do canal; e h tende a aumentar com a descarga e representa o efeito da localização da velocidade máxima.

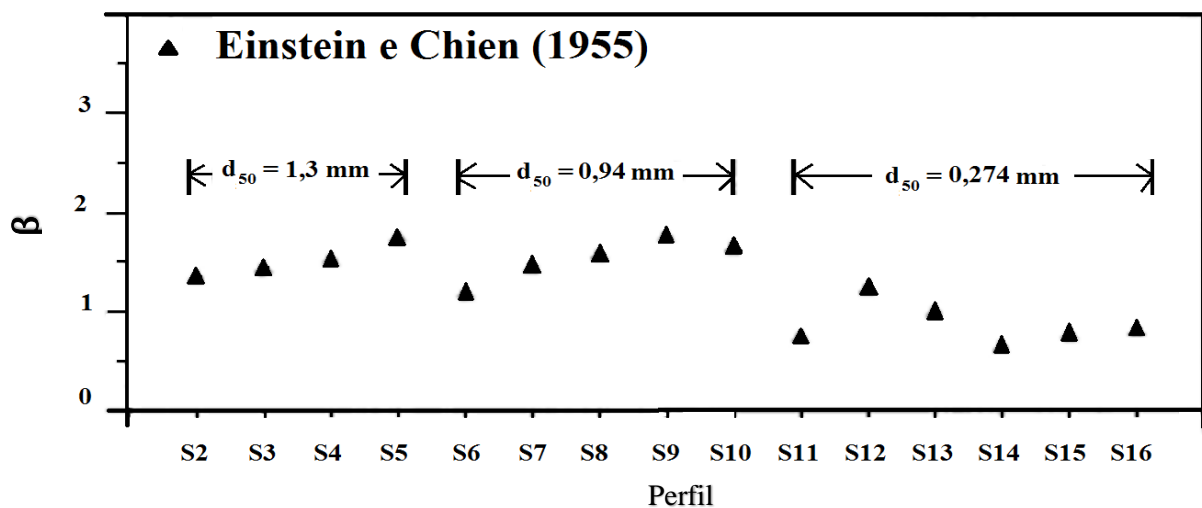
Na Figura 11, estão apresentados as estimativa de Φ , sua relação com o tamanho das partículas e os valores de β .



(a)



(b)



(c)

Figura 11 -Estimativa de: a) Estabilidade de Φ ; b)Relação de Φ e tamanho das partículas; c)Estimativa dos valores de β
 Fonte: Adaptado de Chiu, Jin e Chen, (2000)

A Equação 15 com ξ é representada pela Equação 23, de modo que $\xi_0 = 0$ dá o gradiente de velocidade como a Equação 28:

$$\frac{du}{dy} = \frac{(e^M - 1)\bar{u}}{\Phi M \xi_{m\acute{a}x}} \left\{ h_\xi \left[1 + (e^M - 1) \frac{\xi}{\xi_{m\acute{a}x}} \right] \right\}^{-1} \quad (28)$$

em que:

$$\Phi = \bar{u}/u_{m\acute{a}x};$$

$\xi_{m\acute{a}x}$ = valor máximo de ξ tal que $h \geq 0$ e para $h < 0$ é ξ em $y=D$;

h_ξ = fator de escala para ξ definido por $dy = h_\xi d\xi$ ou pela Equação 29:

$$h_\xi = \frac{dy}{d\xi} = \left[\frac{\xi}{y} \left(1 - \frac{y}{D-h} \right) \right]^{-1} \quad (29)$$

A distribuição da tensão de cisalhamento compatível com a distribuição de velocidade com ξ dado pela Equação 23 pode ser expressa pela Equação 30:

$$\frac{\tau}{\tau_0} = \frac{h}{D} \left(1 - \frac{y}{D-h} \right) + \left(1 - \frac{h}{D} \right) \left(1 - \frac{y}{D-h} \right)^2 \quad (30)$$

4.8 Determinação da concentração de sedimentos pela entropia de Tsallis

A determinação da concentração de sedimentos usando a entropia de Tsallis implica em (1) definição da entropia de Tsallis, (2) especificação de restrições, (3) maximização da entropia, (4) determinação dos multiplicadores de Lagrange, (5) determinação da função densidade de probabilidade e máxima entropia, (6) hipótese de distribuição de probabilidade cumulativa e (7) de distribuição de concentração de sedimentos. Essas etapas foram detalhadas por (CUI, 2011) e estão descritas abaixo:

4.8.1 Definição da entropia de Tsallis

Sabendo que a concentração c da concentração de sedimentos é uma variável aleatória com função densidade de probabilidade (PDF), $f(c)$, então a entropia de Tsallis (TSALLIS, 1988) de C , $H(c)$ pode ser expressa pela Equação 31:

$$H(C) = \frac{1}{m-1} \left\{ 1 - \int_{c_h}^{c_m} [f(c)]^m dc \right\} = \frac{1}{m-1} \int_{c_h}^{c_m} f(c) \{1 - [f(c)]^{m-1}\} dc \quad (31)$$

em que c , $c_h \leq c \leq c_m$, é o valor da variável aleatória c , c_m é o valor máximo de c ou concentração na cama, c_h é a concentração na superfície da água, o símbolo m representa o índice de entropia e H representa a entropia de $f(c)$ ou c .

A quantidade $f(c)dc$ variável define a probabilidade de concentração de sedimentos que ocorre entre c e $c + dc$. O objetivo é obter $f(c)$ que é conseguido por meio da maximização de H , sujeitos a restrições especificadas, em conformidade com o princípio da máxima entropia (CHIU; JIN, 1997).

4.8.2 Especificação de restrições

A $f(c)$ é uma PDF e deve satisfazer a igualdade expressa na Equação 32:

$$\int_{c_h}^{c_m} f(c) dc = 1 \quad (32)$$

que é uma declaração do teorema da probabilidade total.

Uma das restrições mais simples é a média ou a concentração de equilíbrio de sedimentos em volume, denominado C_D . O valor da média pode ser conhecido ou obtido a partir de observações e pode ser expressa pela Equação 33:

$$\int_{c_h}^{c_m} cf(c) dc = E[c] = c_D \quad (33)$$

4.8.3 Maximização da Entropia

A entropia H de c , dada pela Equação 4, pode ser maximizada em conformidade com Jaynes (1957), empregando o método dos multiplicadores de Lagrange. Para esse efeito, a função de Lagrange L pode ser expressa pela Equação 34:

$$L = \int_{c_h}^{c_m} \frac{f(c)}{m-1} \{1 - [f(c)]^{m-1}\} dc - \lambda_0 \left[\int_{c_h}^{c_m} f(c) dc - 1 \right] - \lambda_1 \left[\int_{c_h}^{c_m} cf(c)dc - c_D \right] \quad (34)$$

em que λ_0 e λ_1 são os multiplicadores de Lagrange, Diferenciando a Equação 34 em relação a f , salientando f como variável e c como parâmetro e igualando o derivado a zero, obtém-se a Equação 35:

$$\frac{\partial L}{\partial f} = 0 \rightarrow \frac{1}{m-1} [1 - mf(c)^{m-1}] - \lambda_0 - \lambda_1 c = 0 \quad (35)$$

A Equação 35 leva à 36:

$$f(c) = \left[\frac{m-1}{m} \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c \right)^{\frac{1}{m-1}} \right] \quad (36)$$

que representa a PDF de concentração de sedimentos c que é menos tendenciosa e baseada em Jaynes (1957).

A $f(c)$ é apresentada para diferentes valores de λ_1 , com $c_h = 0$ e $c_m = 1$, na Figura 12. Vê-se, na Figura 12, que, quando $\lambda_1 = 0,1$, $f(c)$, tende a ser uniforme. Quando λ_1 aumenta, a PDF tende para concentrações mais baixas de sedimento. O valor mais elevado de λ_1 é o que a $f(c)$ mais se aproxima de 0. Depois que λ_1 torna-se maior do que 5, a PDF é menos sensível a λ_1 .

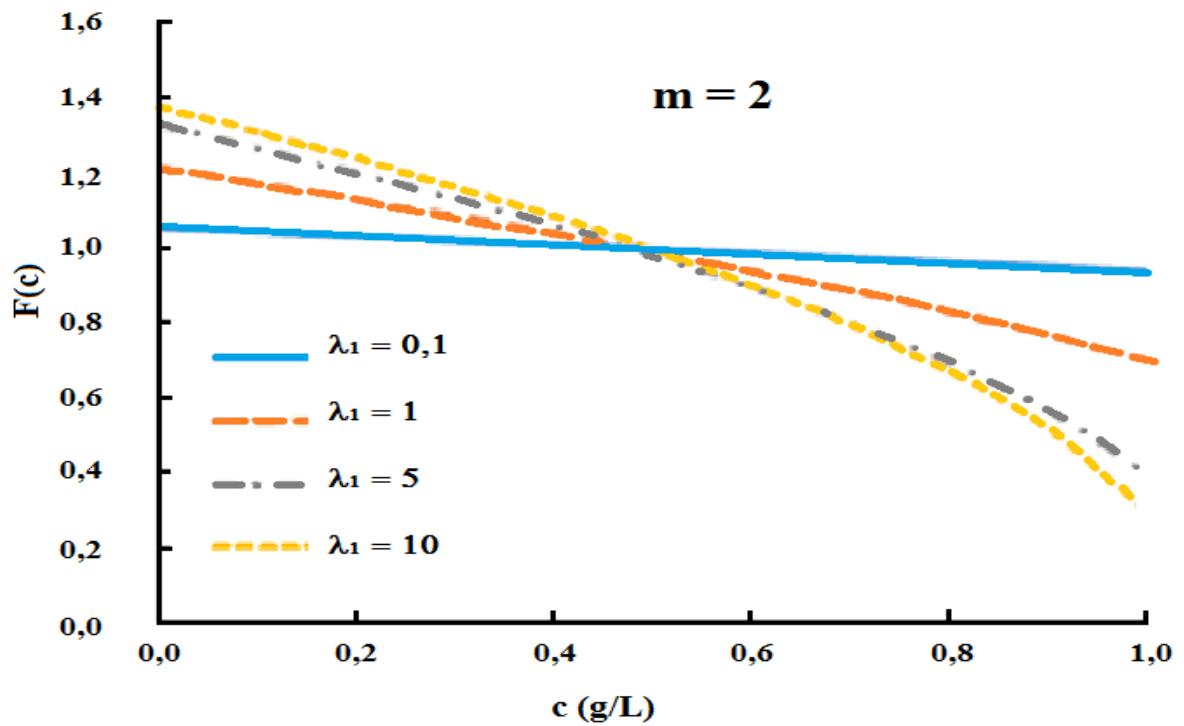


Figura 12 - Plotagem de $f(c)$ em função de λ_1 e $m = 2$
Fonte: Adaptado de Singh e Cui (2015)

Do mesmo modo, para diferentes valores de m , a $f(c)$ é apresentada na Figura 13 - Plotagem de $f(c)$ em função de m .

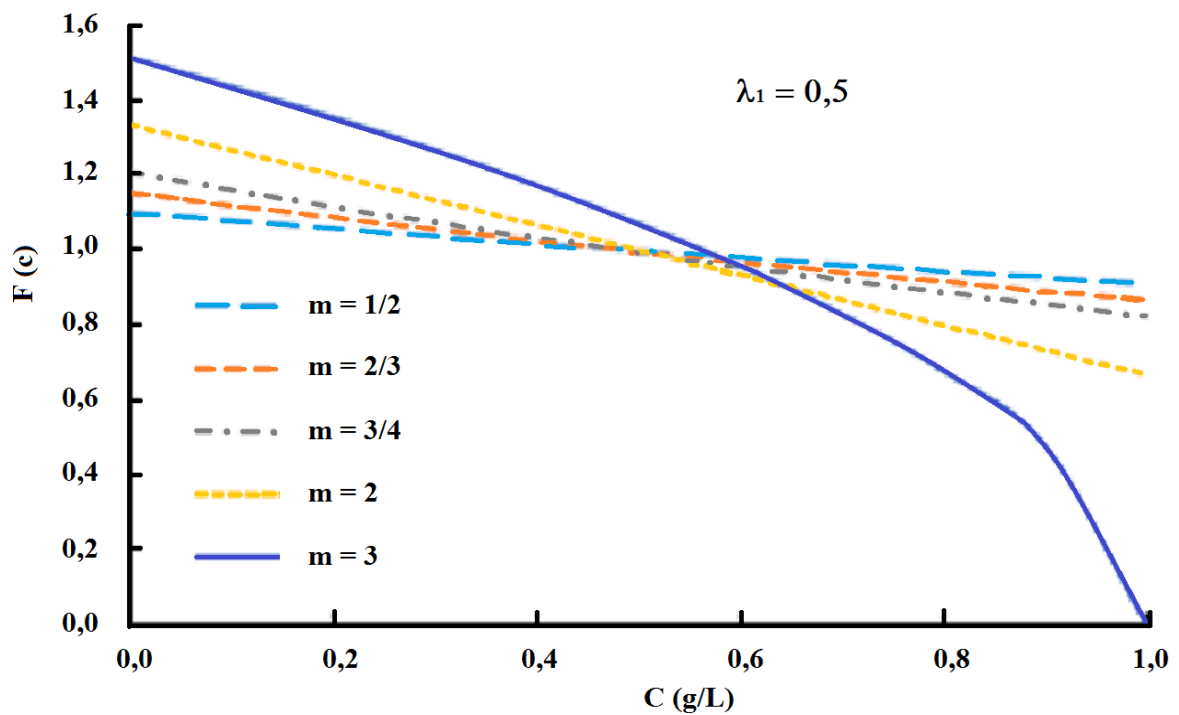


Figura 13 - Plotagem de $f(c)$ em função de m
Fonte: Adaptado de Singh e Cui (2015)

Novamente, o PDF tende a diminuir com o aumento da concentração de sedimentos. Vê-se que, quando m é entre $0,5 \leq m \leq 0,75$, $f(c)$ não é altamente sensível a m . Quando m é igual a 3, a probabilidade da concentração de sedimentos total cai para 0 rapidamente.

4.8.4 Determinação dos multiplicadores de Lagrange

A Equação 36 tem λ_0 e λ_1 desconhecidos que podem ser determinados com a utilização das Equações 34 e 35. O multiplicador λ_1 de Lagrange está associado com a concentração média e λ_0 com a probabilidade total. Estes multiplicadores têm sinais opostos, com λ_1 positivo e λ_0 negativo. A substituição da Equação 36 na Equação 32 leva à Equação 37:

$$\int_{c_h}^{c_m} \left[\frac{m-1}{m} \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c \right)^{\frac{1}{m-1}} \right] dc = 1 \quad (37)$$

A integração da Equação 37 será:

$$\frac{1}{\lambda_1} \left(\frac{m-1}{m} \right)^{\frac{m}{m-1}} \left[\left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c_m \right)^{\frac{m}{m-1}} - \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c_h \right)^{\frac{m}{m-1}} \right] = 1 \quad (38)$$

Da mesma forma, a substituição da Equação 36 na Equação 33 será:

$$\int_{c_h}^{c_m} c \left[\frac{m-1}{m} \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c \right)^{\frac{1}{m-1}} \right] dc = c_D \quad (39)$$

A Equação 39 pode ser integrada por partes como:

$$\begin{aligned} -\lambda_1 c_D \left(\frac{m}{m-1} \right)^{\frac{m}{m-1}} &= c_m \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c_m \right)^{\frac{m}{m-1}} - c_h \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c_h \right)^{\frac{m}{m-1}} + \\ &+ \frac{m-1}{2m-1} \frac{1}{\lambda_1} \left[\left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c_m \right)^{\frac{2m-1}{m-1}} - \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c_h \right)^{\frac{2m-1}{m-1}} \right] \end{aligned} \quad (40)$$

As Equações 38 e 40 podem ser resolvidas numericamente para λ_0 e λ_1 para valores especificados de c , c_m , c_h , e m .

4.8.5 Determinação da função densidade de probabilidade (PDF) e entropia máxima

Integrando a Equação 36 a partir de c_h a c , obtém-se a função de densidade acumulada FDA de c , $F(c)$, conforme Equação 41:

$$F(c) = \left(\frac{m-1}{m}\right)^{\frac{m}{m-1}} \frac{1}{\lambda_1} \left[\left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c_h\right)^{\frac{m}{m-1}} - \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c\right)^{\frac{m}{m-1}} \right] \quad (41)$$

Se o fluxo de sedimentos na superfície da água é insignificante, ou seja, $c_h = 0$, então a Equação 41 torna-se:

$$F(c) = \left(\frac{m-1}{m}\right)^{\frac{m}{m-1}} \frac{1}{\lambda_1} \left[\left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0\right)^{\frac{m}{m-1}} - \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c\right)^{\frac{m}{m-1}} \right] \quad (42)$$

Agora, a entropia máxima de c é obtido através da inserção da Equação 36 na Equação 31:

$$H(c) = \frac{1}{m-1} \left\{ c_m - c_h + \left(\frac{m-1}{m}\right)^{\frac{m}{m-1}} + \frac{1}{(2m-1)\lambda_1} x \left[\left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c_m\right)^{\frac{2m-1}{m-1}} - \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c_h\right)^{\frac{2m-1}{m-1}} \right] \right\} \quad (43)$$

A Equação 43 é expressa em termos de λ_0 e λ_1 , multiplicadores de Lagrange, pelo limite inferior da concentração, c_h , e limite superior de concentração c_m .

Para diferentes valores de λ_1 , $H(c)$ é representada graficamente na Figura 14 - $H(c)$ em função de λ_0 para vários valores de λ_1 com $m = 2$. Vê-se que, quando $\lambda_1 = 0,1, 0,3, \text{ e } 0,5$, a entropia de Tsallis diminui com λ_0 . Mas, quando $\lambda_1 = 1$, a entropia diminui primeiro para λ_0 menor do que $0,5$ e, em seguida, começa a aumentar após λ_0 tornar-se maior do que $0,5$. Pela mesma λ_0 , a entropia é maior para valores menores de λ_1 .

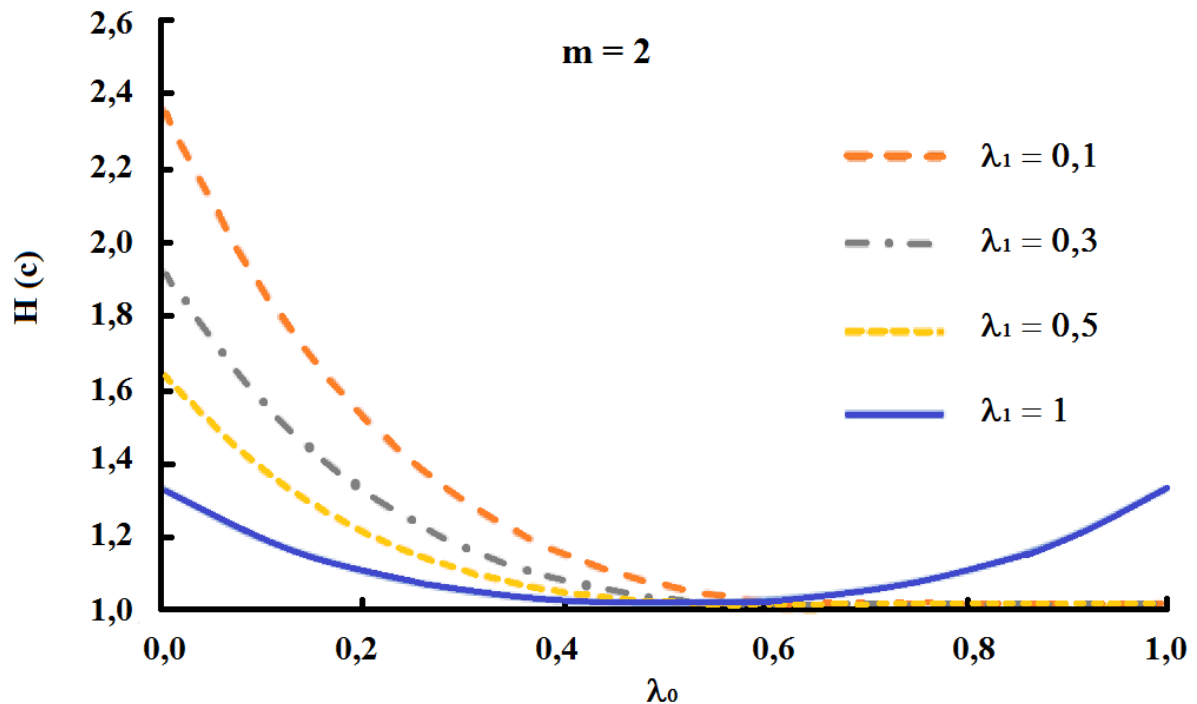


Figura 14 - $H(c)$ em função de λ_0 para vários valores de λ_1
 Fonte: Adaptado de Singh e Cui (2015)

4.8.6 Hipótese de distribuição de probabilidade cumulativa

Para modelar a concentração de fluxo de sedimentos em termos de profundidade de fluxo, se a hipótese de que a probabilidade da concentração de sedimentos é menor do que c ou igual a um determinado valor de c , pode ser expressa como $(h_0 - y)/h_0$. Em seguida, a função de distribuição cumulativa de c , $F(c)$, em termos de profundidade de fluxo, pode ser escrito pela Equação 44:

$$F(c) = \frac{h_0 - y}{h_0} = 1 - \frac{y}{h_0} \quad (44)$$

Igualando a Equação 44 com a Equação 41, obtém-se a Equação 45:

$$\begin{aligned} F(c) &= \left(\frac{m-1}{m}\right)^{\frac{m}{m-1}} \frac{1}{\lambda_1} \left[\left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c h\right)^{\frac{m}{m-1}} - \left(\frac{1}{m-1} - \lambda_0 - \lambda_1 c\right)^{\frac{m}{m-1}} \right] = \\ &= 1 - \frac{y}{h_0} \end{aligned} \quad (45)$$

4.8.7 Distribuição de concentração de sedimentos

Sendo $\lambda_* = \frac{1}{m-1} - \lambda_1$, então a Equação 45 pode ser escrita como:

$$c = \frac{\lambda_*}{\lambda_1} - \frac{1}{\lambda_1} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{h_0}\right) + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* - \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \quad (46)$$

Se $c_h = 0$, a Equação 46 reduz-se a:

$$c = \frac{\lambda_*}{\lambda_1} - \frac{1}{\lambda_1} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{h_0}\right) + \left(\frac{m-1}{m} \lambda_* \right)^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \quad (47)$$

A Equação 47 representa a distribuição de concentração de sedimentos definida em termos de profundidade de fluxo.

4.8.8 Reparametrização

A distribuição de concentração de fluxo de sedimentos pode ser simplificada usando um parâmetro adimensional da entropia definido pela Equação 48:

$$\mu = \frac{\lambda_1 c_m}{\lambda_1 c_m - \lambda_*} - \frac{1}{\lambda_1} \frac{m}{m-1} \quad (48)$$

Dividindo a Equação 47 por c_m , obtém-se:

$$\frac{c}{c_m} = \frac{\lambda_*}{\lambda_1 c_m} - \frac{1}{\lambda_1 c_m} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{h_0}\right) + \left(\frac{m-1}{m} \lambda_* \right)^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \quad (49)$$

Uma vez que $\frac{\lambda_*}{\lambda_1 c_m} = 1 - \frac{1}{\mu}$, μ a partir da Equação 47, a Equação 49 pode ser reformulada como:

$$\frac{c}{c_m} = 1 - \frac{1}{\mu} \left\{ 1 - \left[\left(\frac{m}{m-1} \right)^{\frac{m}{m-1}} \frac{\mu}{c_m} \left(-\frac{y}{h_0} \right) + 1 \right]^{\frac{m-1}{m}} \right\} \quad (50)$$

Se $c_h = 0$ em $y = h_0$, a Equação 50 reduz-se a:

$$0 = 1 - \frac{1}{\mu} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{m}{m-1} \right)^{\frac{m}{m-1}} \frac{\mu}{c_m} \right]^{\frac{m-1}{m}} \right\} \quad (51)$$

A Equação 51 sugere que:

$$\left(\frac{m}{m-1} \right)^{\frac{m}{m-1}} \frac{\mu}{c_m} = 1 - (1 - \mu)^{\frac{m}{m-1}} \quad (52)$$

Substituindo a Equação 52 na Equação 50, a distribuição da concentração de sedimentos adimensional com $c_h = 0$ se torna:

$$\frac{c}{c_m} = 1 - \frac{1}{\mu} \left(1 - \left\{ (1 - \mu)^{\frac{m}{m-1}} + \left[1 - (1 - \mu)^{\frac{m}{m-1}} \right] \left(1 - \frac{y}{h_0} \right) \right\}^{\frac{m-1}{m}} \right) \quad (53)$$

A Equação 53 expressa a distribuição de concentração de sedimentos em função da distância vertical y .

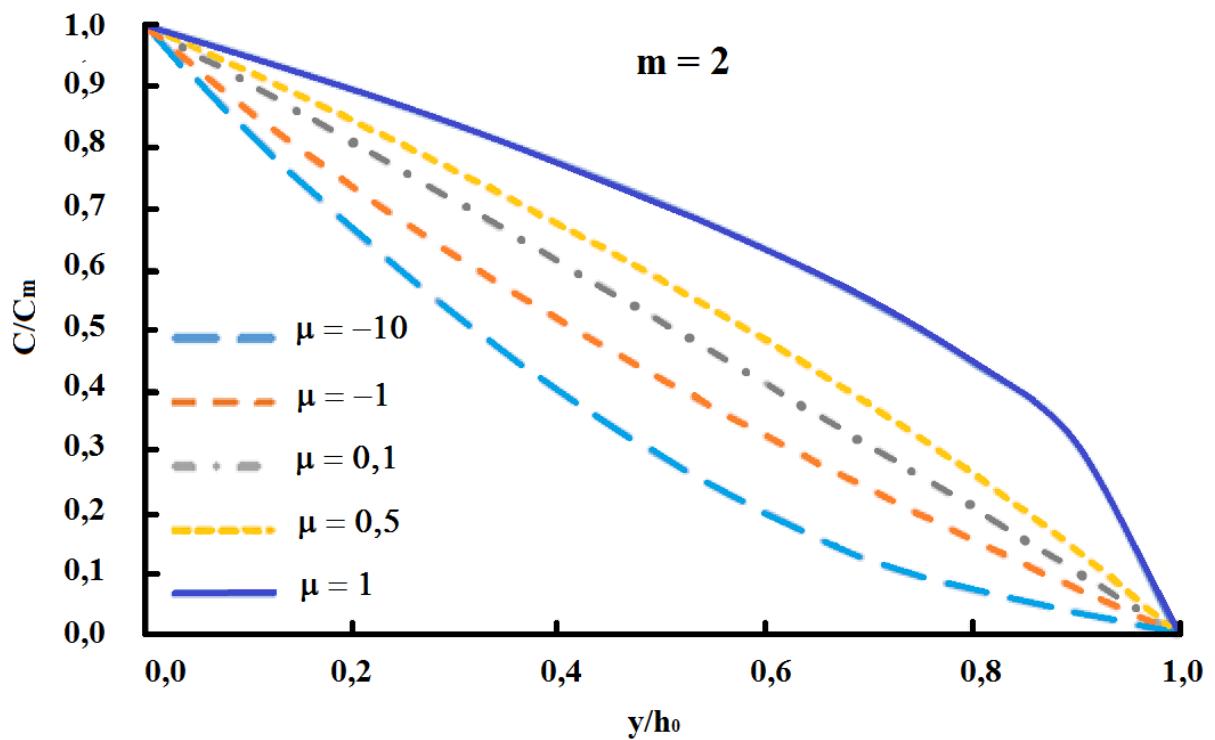


Figura 15 - Plotagem de y/h_0 versus c/c_m para vários valores de μ
 Fonte: Adaptado de Singh e Cui (2015)

A Figura 15 representa graficamente a relação da concentração do fluxo de sedimentos, c/c_m , em função do y/h_0 com μ entre -10 a 1. Como μ tende para zero, c/c_m diminui linearmente com y/h_0 . Isso sugere que o parâmetro μ pode ser considerada como uma medida da uniformidade da distribuição da concentração de sedimentos.

5 MATERIAL E MÉTODOS

5.1 Metodologia para a estimativa da concentração de sedimentos

Para estimar a distribuição da concentração de sedimentos em uma dada seção, foi utilizado o modelo probabilístico de Cui e Singh (2014a), que pode ser visualizado na Figura 16, expresso pela Equação 54:

$$c = \frac{\lambda_*}{\lambda_1} + \frac{1}{\lambda_1} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{h_0}\right)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* + \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \quad (54)$$

sendo $\lambda_* = \frac{1}{m-1} - \lambda_1$

em que:

c = concentração de sedimentos em uma distância vertical y , adimensional;

c_m = valor máximo de c ou concentração na cama, adimensional;

c_h = concentração na superfície da água, adimensional;

m = parâmetro de entropia, adimensional;

λ_1 = multiplicador de Lagrange, adimensional;

h_0 = profundidade do fluxo, em metros.

a = parâmetro relacionado com as características das partículas de sedimento

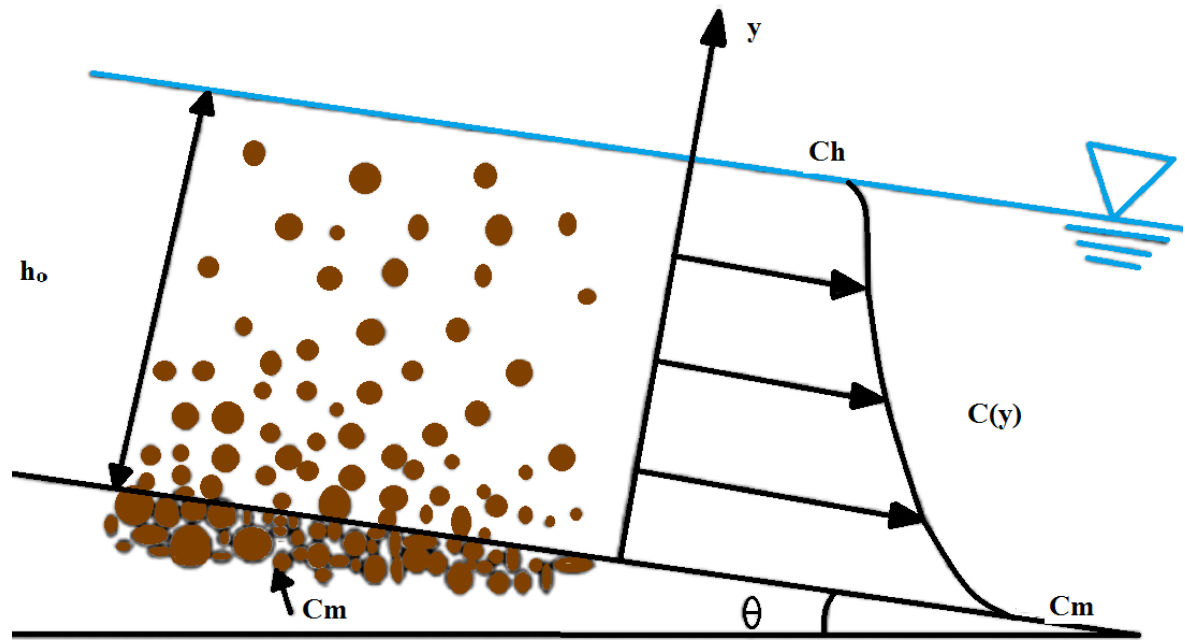


Figura 16 - Fluxo de sedimentos uniforme
Fonte: Adaptado de Singh e Cui (2015)

O modelo proposto neste trabalho a partir do modelo de Cui e Singh (2014a) é descrito abaixo.

A Equação 54 foi reescrita para um ponto qualquer (Equação 55) e para o de maior concentração de sedimento, no ponto mais profundo do rio ou do reservatório (Equação 56).

$$c = \frac{\lambda_*}{\lambda_1} + \frac{1}{\lambda_1} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{h_0}\right)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* + \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \quad (55)$$

$$c_m = \frac{\lambda_*}{\lambda_1} + \frac{1}{\lambda_1} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} (1)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* + \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \quad (56)$$

Reorganizando a Equação 54 sugerida por Cui e Singh (2014a), tem-se:

$$\frac{1}{c_m} = \frac{1}{c} \left(\frac{\lambda_*}{\lambda_1 c_m} - \frac{1}{\lambda_1 c_h} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{h_0}\right)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* - \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \right) \quad (57)$$

Invertendo a Equação 56 deduzida neste trabalho, tem-se a Equação 58:

$$\frac{1}{c_m} = \frac{\lambda_1}{1+\lambda_1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} (1)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* - \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{1-m}{m}} \quad (58)$$

Igualando as Equações 57 e 58, tem-se:

$$\begin{aligned} \frac{1}{c} \left(\frac{\lambda_*}{\lambda_1 C m} - \frac{1}{\lambda_1 C m} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{h_0}\right)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* - \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \right) = \\ = \frac{\lambda_1(m-1)}{\lambda_1(m-1)-m} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} (1)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* - \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{1-m}{m}} \end{aligned} \quad (59)$$

Simplificando a igualdade expressa na Equação 59, considerando $T1 = -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{D}\right)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* + \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}}$, e $T2 = -\lambda_1 \frac{m-1}{m} (1)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* + \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}}$, tem-se a Equação 60:

$$\ln \left(\frac{(1+\lambda_1)^2}{\lambda_1(1+Ccm)} \right) + \frac{m-1}{m} \ln(T1T2) = 0 \quad (60)$$

Dessa forma, obtém-se um sistema com 3 incógnitas " λ_1 ", " m " e " a " e duas equações. As variáveis c_h , c e c_m , bem como y e h_0 devem ser obtidas nos dados de campo.

A equação 60 é a base do método desenvolvido. Diferente dos trabalhos anteriores, a concentração mínima não é considerada 0.

Considerando $\mu = \frac{\lambda_1 c_m}{\lambda_1 c_m - \lambda_*}$, isolando c_D da Equação sugerida por Cui e Singh (2014a), com os valores finais de m e de λ_1 encontrados no sistema de equações, sabendo a condição de $c = c_m$ em $y = 0$ e $c = c_h$ em $y = h_0$, calcula-se a concentração média ou a concentração de equilíbrio da seção por meio da Equação 61:

$$c_D = c_m \left(1 - \frac{1}{\mu} \left\{ 1 - \frac{m}{2m-1} \frac{\left[1 - (1-\mu)^{\frac{2m-1}{m-1}} \right]}{\left[1 - (1-\mu)^{\frac{m}{m-1}} \right]} \right\} \right) \quad \text{Equação 61}$$

A concentração total da seção, finalmente, será obtida, multiplicando-se o valor de c_D pela área da seção transversal:

$$C = c_D A \quad \text{Equação 62}$$

5.1.1 Redução dos parâmetros

Para a redução dos parâmetros, foi utilizada a relação desenvolvida neste trabalho: $m = \exp F(c)^\lambda \lambda_1$. Então, para cada profundidade, foi encontrado um valor de concentração. Essa relação tem a finalidade de facilitar os cálculos já que tem-se um sistema com 3 incógnitas e 2 equações apenas.

Na simulação 2, além da relação anterior de m , foi adotada uma função para o parâmetro “a”.

5.2 Metodologia para a Estimativa da concentração de sedimentos em diferentes fluxos

Para determinar a concentração de sedimentos em diferentes regimes de fluxo e granulometria, foram utilizadas duas séries de dados, de Coleman (1981) e de Einstein e Chien (1955).

O experimento de Coleman (1981) foi realizado em uma calha retangular de 3,56 m de largura e 15 m de comprimento com a declividade ajustável para manter o fluxo. O tamanho das partículas (D), a descarga (Q) e a velocidade (U^*) de cada perfil estão apresentados na Tabela 1.

Tabela 1 – Condições do experimento de Coleman (1981)

Run Perfil	D mm	Q m ³ /s	U* m/s	Run Perfil	D mm	Q m ³ /s	U* m/s
1	0,105	0,064	0,041	21	0,210	0,064	0,041
2	0,105	0,064	0,041	22	0,210	0,064	0,041
3	0,105	0,064	0,041	23	0,210	0,064	0,041
4	0,105	0,064	0,041	24	0,210	0,064	0,041
5	0,105	0,064	0,041	25	0,210	0,064	0,041
6	0,105	0,064	0,041	26	0,210	0,064	0,041
7	0,105	0,064	0,041	27	0,210	0,064	0,041
8	0,105	0,064	0,041	28	0,210	0,064	0,041
9	0,105	0,064	0,041	29	0,210	0,064	0,040
10	0,105	0,064	0,041	30	0,210	0,064	0,041
11	0,105	0,064	0,041	31	0,210	0,064	0,041
12	0,105	0,064	0,041	32	0,420	0,064	0,041
13	0,105	0,064	0,041	33	0,420	0,064	0,041
14	0,105	0,064	0,041	34	0,420	0,064	0,041
15	0,105	0,064	0,041	35	0,420	0,064	0,041
16	0,105	0,064	0,041	36	0,420	0,064	0,041
17	0,105	0,064	0,041	37	0,420	0,064	0,041
18	0,105	0,064	0,041	38	0,420	0,064	0,043
19	0,105	0,064	0,041	39	0,420	0,064	0,044
20	0,105	0,064	0,041	40	0,420	0,064	0,045

Já o experimento de Einstein e Chien (1955) foi realizado em calhas revestidas com 0,31 m de largura, 0,36 m de profundidade, e 12,19 m de comprimento. A declividade foi ajustada por meio de um conector variando de 0,0185 à 0,025, e a descarga variou de 0,074 a 0,085 m³/s. A profundidade da água (H) e a velocidade média (U*) de cada perfil podem ser visualizados na Tabela 2. Três diferentes areias foram utilizadas nas suas experiências, as quais foram avaliadas como grosseira (D₅₀ de 1,3 milímetros), média (D₅₀ de 0,94 milímetros) e fina (D₅₀ de 0,274 milímetros), conforme Tabela 2.

Tabela 2 – Condições do experimento de Einstein e Chien (1955)

Run Perfil	H mm	U* m/s	D ₅₀ mm	Run Perfil	H mm	U* m/s	D ₅₀ mm
S-1	138	0,115	1,3	S-9	135	0,118	0,94
S-2	120	0,129	1,3	S-10	128	0,125	0,94
S-3	120	0,133	1,3	S-11	133	0,0767	0,274
S-4	115	0,144	1,3	S-12	132	0,0767	0,274
S-5	109	0,144	1,3	S-13	134	0,0767	0,274
S-6	142	0,118	0,94	S-14	124	0,0767	0,274
S-7	142	0,118	0,94	S-15	124	0,0767	0,274
S-8	139	0,115	0,94	S-16	119	0,0767	0,274

5.3 Metodologia para a Estimativa da concentração de sedimentos em reservatórios

5.3.1 Área de estudo

Foram utilizados os dados de concentração de sedimentos coletados por Santos (2015) a montante bem como no reservatório da Central Hidrelétrica de Mogi-Guaçu (PCH.PH.SP.001479-6.01) com potência instalada de 7,200 MW (AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA, 2016) localizado na Bacia hidrográfica do Mogi-Guaçu ($22^{\circ}22'45,6''$ S; $46^{\circ}53'59,1''$ W), ver Figura 17.

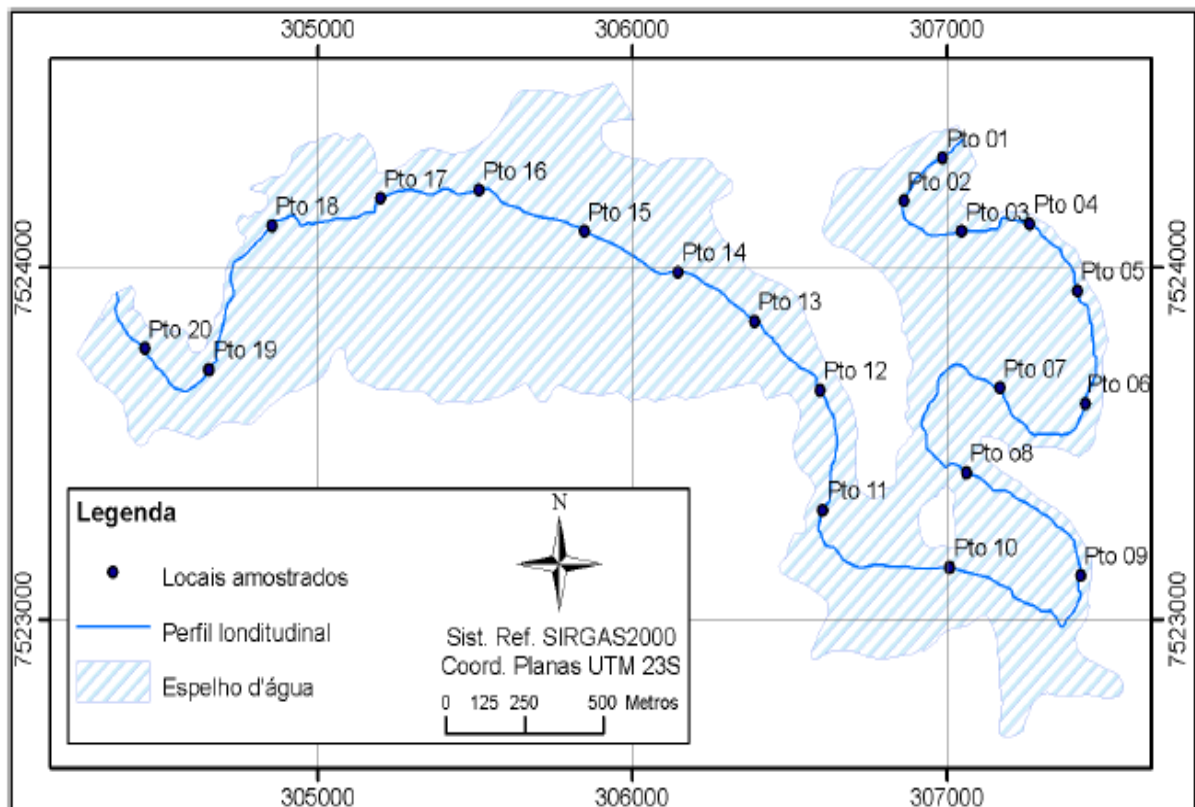


Figura 17 - Locais dos Perfis amostrados no Reservatório de Mogi-Guaçu
Fonte: Fundação para o incremento da pesquisa e do aperfeiçoamento industrial (2005)

O reservatório possui uma área de 5,73 Km² e um volume de 32,89x10⁶ m³. O entorno do reservatório é utilizado principalmente para o cultivo de cana-de-açúcar e pequenas áreas de pastagem e café. A área de drenagem da bacia do reservatório apresenta alta suscetibilidade à erosão. Foram selecionados os pontos que possuíam no mínimo os dados da concentração na superfície, no fundo e um valor intermediário para a modelagem.

Foram realizadas duas coletas identificadas após a numeração do ponto como um ou dois, o primeiro em janeiro (29/01/2014), representando o período chuvoso, e o segundo em março (20/03/2014), representando o período de estiagem (SANTOS, 2015).

Os perfis amostrados estavam localizados na vertical de maior profundidade e seção retilínea. Isso se deve ao fato de que, nessas condições, o fluxo de sedimentos é unidimensional.

As características hidráulicas das seções estão apresentadas na Tabela 3. Pode-se observar que foram coletadas amostras nas duas Campanhas apenas do ponto 6.

Tabela 3 - Características hidráulicas dos pontos amostrados no reservatório de Mogi-Guaçu

1ª Campanha (29/01/2014)					
	Velocidade (m/L)	Largura (m)	Área (m ²)	Vazão (m ³ /s)	CSS (mg/L)
Ponto 6	0,082	49,78	304,59	23,26	47,32
Ponto 13	0,041	121,44	742,08	23,98	34,62
Ponto 20	0,034	156,48	861,50	23,18	33,71
2ª Campanha (20/03/2014)					
	Velocidade (m/L)	Largura (m)	Área (m ²)	Vazão (m ³ s-1)	CSS (mg/L)
Ponto 1	0,051	54,31	404,83	19,45	26,06
Ponto 6	0,054	53,98	355,54	19,59	28,98
Ponto 8	0,055	57,75	408,39	21,95	21,70
Ponto 12	0,040	114,80	766,46	27,90	21,16
Ponto 14	0,054	432,29	801,20	20,01	5,53
Ponto 16	0,022	621,70	1950,98	38,95	32,79
Ponto 19	0,019	262,72	1578,03	22,02	13,36

5.4 Validação

Para avaliar a eficácia do modelo, foram aplicados os seguintes coeficientes estatísticos: coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE), coeficiente de determinação (R^2), desvio entre vazões observadas e simuladas (D%), PBIAS, relação entre a raiz quadrada média do erro com o desvio padrão dos dados medidos (RSR) e Raiz do erro médio quadrático (RMSE). Na sequência, estão apresentadas suas formulações, em que c_{obs} e c_{calc} referem-se às concentrações observadas e calculadas, respectivamente, em g/L.

De acordo com Molnar (2011), o valor do coeficiente Nash-Sutcliffe (Equação 63) indica o ajustamento dos dados simulados aos observados na reta 1:1, podendo variar de $-\infty$ a 1. Molnar (2011) apresentou a seguinte classificação para esse coeficiente, utilizando passo diário de simulação: $NSE > 0,8$ o modelo é considerado excelente; $0,8 < NSE < 0,6$ o modelo é considerado muito bom; $0,4 < NSE < 0,6$ o modelo é considerado bom; entre 0,4 e 0,2, satisfatório; e $< 0,2$, insuficiente. Segundo Moriasi et al., (2007), valores de NSE acima de 0,5 qualificam o modelo para simulação.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (c_{obsi} - c_{calci})^2}{\sum_{i=1}^N (c_{obsi} - \bar{c}_{obs})^2} \quad (63)$$

O valor de R^2 (Equação 64), de acordo com Willmott, Ackleson e Davis (1985), é um indicador da correlação entre os valores observados e simulados, com amplitude de variação entre 0 e 1, em que o valor 1 indica um ajuste perfeito. Esse coeficiente é considerado uma das estatísticas mais sensíveis a valores extremos. Valores de R^2 acima de 0,5 como aceitáveis (Moriasi et al., 2007).

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (c_{obsi} - \bar{c}_{obs}) * (c_{calci} - \bar{c}_{calc})}{[\sum_{i=1}^N (c_{obsi} - \bar{c}_{obs})^2]^{0,5} * [\sum_{i=1}^N (c_{calci} - \bar{c}_{calc})^2]^{0,5}} \quad (64)$$

O valor de D (Equação 65) significa a tendência média das estimativas produzidas pelo modelo e, quando positivo, expressa tendência de superestimativa e, quando negativo, de subestimativa. Liew et al., (2003 *apud* Viola et al., 2012) apresentam os seguintes intervalos e respectivas interpretações de D como $< 10\%$, muito bom; entre 10% e 15%, bom; entre 15% e 25%, satisfatório; e $> 25\%$, o modelo produz estimativas inadequadas no tocante à tendência.

$$D(\%) = \frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{c_{calci} - c_{obsi}}{c_{obsi}} \right) * 100}{N} \quad (65)$$

Pbias (Equação 66) também mede o desvio dos dados. Quando positivo, o modelo tende a superestimar os dados e, quando negativo, de subestimar os dados simulados em relação aos medidos. Um modelo ideal teria o valor de 0.

$$PBIAS(\%) = \frac{\sum_{i=1}^N (c_{obsi} - c_{calci}) * 100}{\sum_{i=1}^N (c_{obsi})} \quad (66)$$

RSR (Equação 67) é a relação entre a raiz quadrada média do erro com o desvio padrão dos dados medidos:

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (c_{calci} - c_{obsi})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (c_{obsi} - c_{médio})^2}} \quad (67)$$

A raiz do erro médio quadrático (Equação 68) permite quantificar a magnitude dos desvios dos valores simulados dos observados. Quanto mais próximo de 0, melhor o ajuste dos dados. Ela é expressa por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (c_{calci} - c_{obsi})^2}{N}} \quad (68)$$

Moriasi et al., (2007) relataram intervalos de valores e avaliações de desempenho para as estatísticas recomendadas e estabeleceram diretrizes para avaliação de modelos de simulação de vazão, transporte de sedimentos e nutrientes. Com base nessa análise, recomendaram três estatísticas quantitativas, eficiência Nash-Sutcliffe (NSE), bias percentual (PBIAS) e relação entre a raiz quadrada média do erro com o desvio padrão dos dados medidos (RSR), além das técnicas gráficas, para serem utilizados na avaliação de modelos. Em geral, a simulação do modelo pode ser julgada como satisfatória se $NSE > 0,50$ e $RSR < 0,70$ e se $PBIAS \leq 55\%$ para os sedimentos.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Estimativa da concentração de sedimentos com dados de Coleman (1981)

Foram realizadas duas simulações da estimativa da concentração de sedimentos utilizando dos dados de Coleman (1981). Na primeira, foi utilizada a relação de m e λ_1 : $m = \exp F(c)^{\lambda_1}$; na segunda, além da relação anterior, foi utilizada as expressões relativas ao parâmetro “a”. Os perfis de 2 a 20 correspondem ao grupo 1, de 22 a 31 ao grupo 2 e 33 a 40 ao grupo 3. Os dados do grupo 1 possuem granulometria de 0,105 mm, do grupo 2 de 0,210 mm e do grupo 3 de 0,420 mm. Todos os dados de Coleman foram simulados com uma vazão constante de 0,064 m³/s. As concentrações foram mínimas nos primeiros experimentos de cada grupo, aumentando até o último. Os perfis 1, 21 e 32 tiveram a concentração 0 e não estão citados. Os perfis 20, 31 e 40 tiveram as maiores concentrações.

6.1.1 Simulação 1

É possível notar nas Figuras 18,19 e 20 a simulação 1 realizada com os dados de Coleman (1981).

Pode-se observar nos perfis 2, 3, 4 da Figura 18 que os dados não se adequam bem às baixas concentrações. Na Figura 20, observa-se que os perfis 33, 34 e 35 não apresentaram similaridade com os valores medidos.

Visualizando a simulação 1 realizada com os dados do Grupo 1 (Figura 18), nota-se que as profundidades médias não foram bem representadas, assim como as concentrações superficiais dos perfis 2 e 3.

Na simulação 1 do Grupo2, as profundidades médias foram representadas melhor e apenas o perfil 22 não foi bem representado nas concentrações iniciais.

Já na simulação 1 do Grupo 3, pode-se verificar que o modelo superestimou as concentrações dos perfis 33, 34, 35 e 36. Interessante notar que quanto menor a concentração do perfil, maior foi a superestimativa.

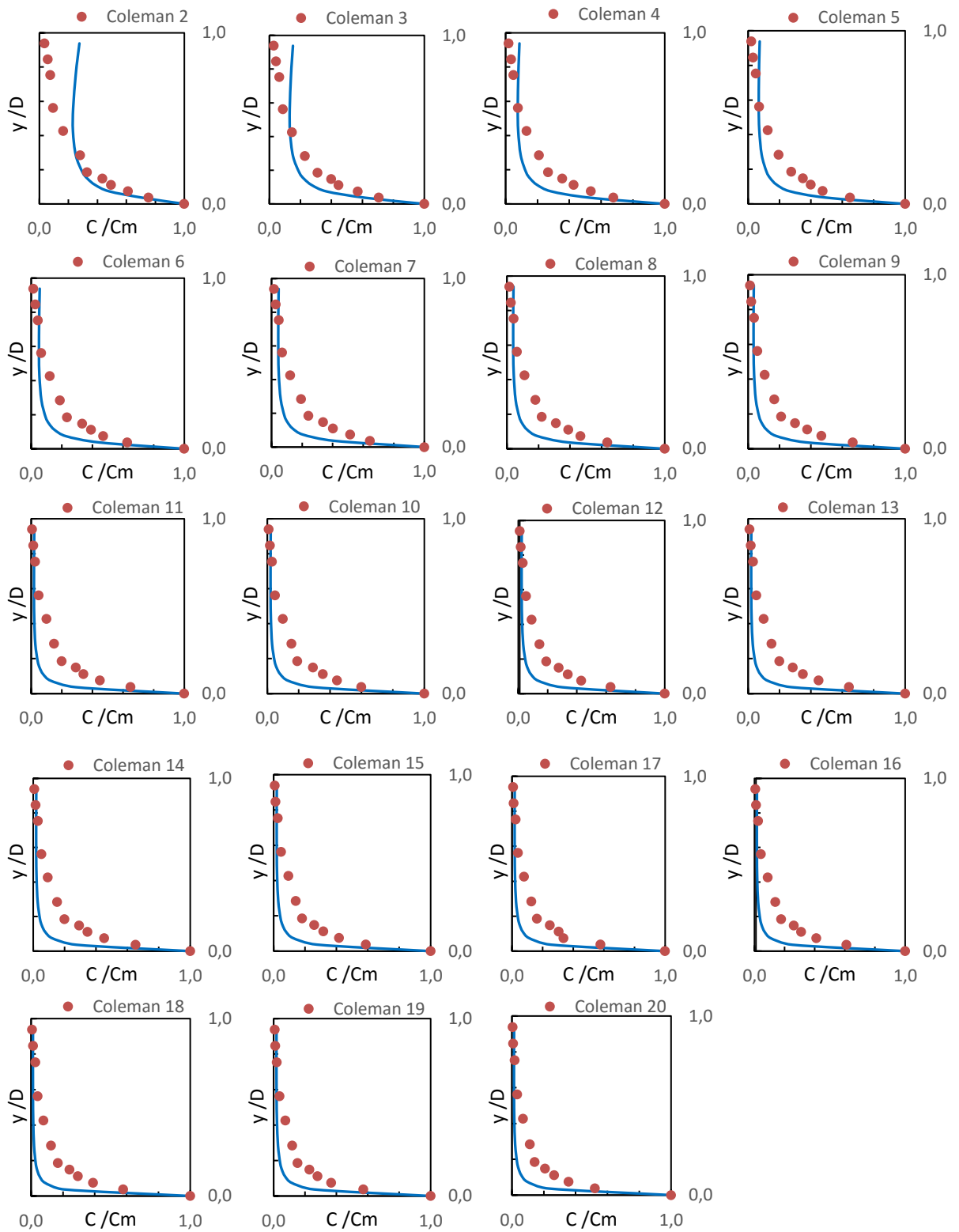


Figura 18 -Perfis de concentração de sedimentos medido por Coleman (1981) - Grupo 1 - identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 1 identificados pelas linhas contínuas

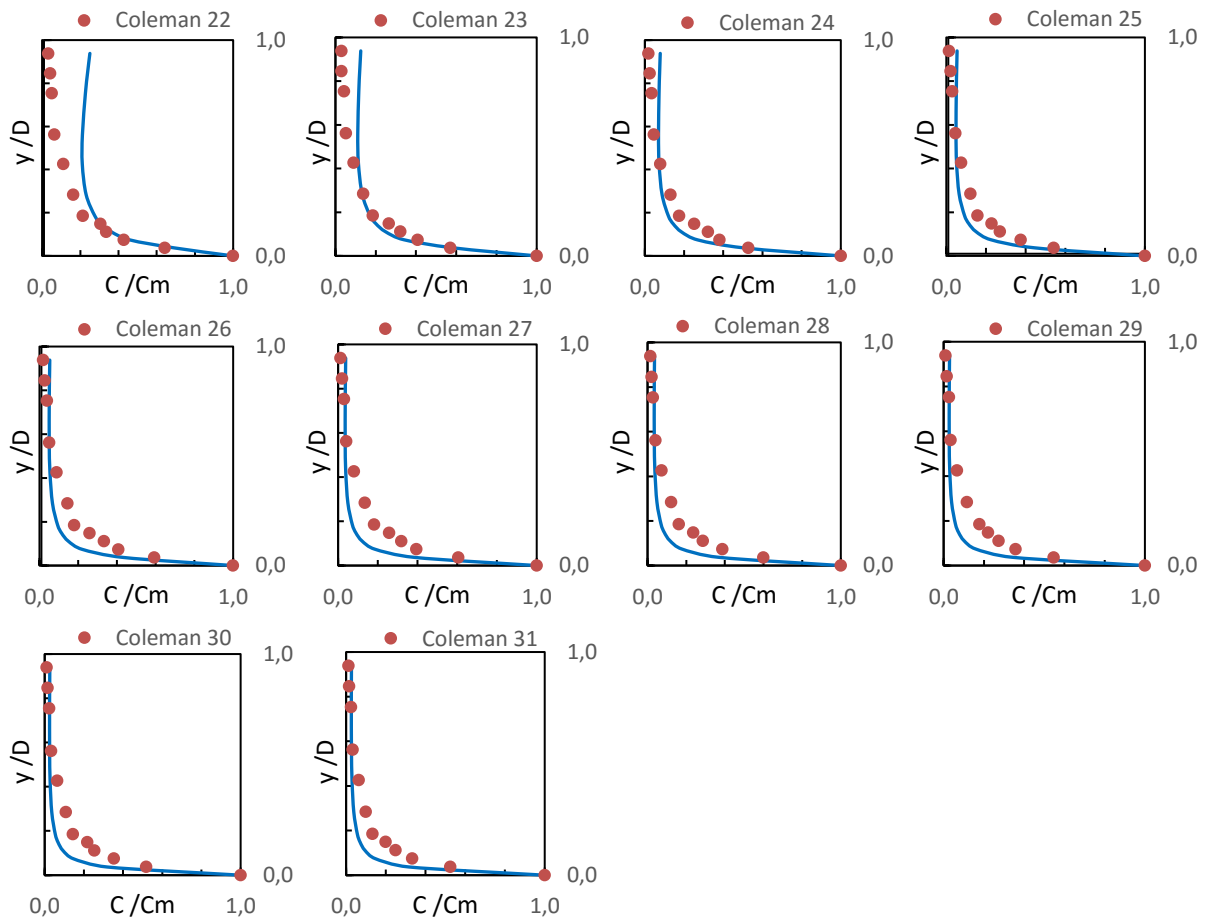


Figura 19 -Perfis de concentração de sedimentos medido por Coleman (1981) - Grupo 2 - identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 1 identificados pelas linhas contínuas

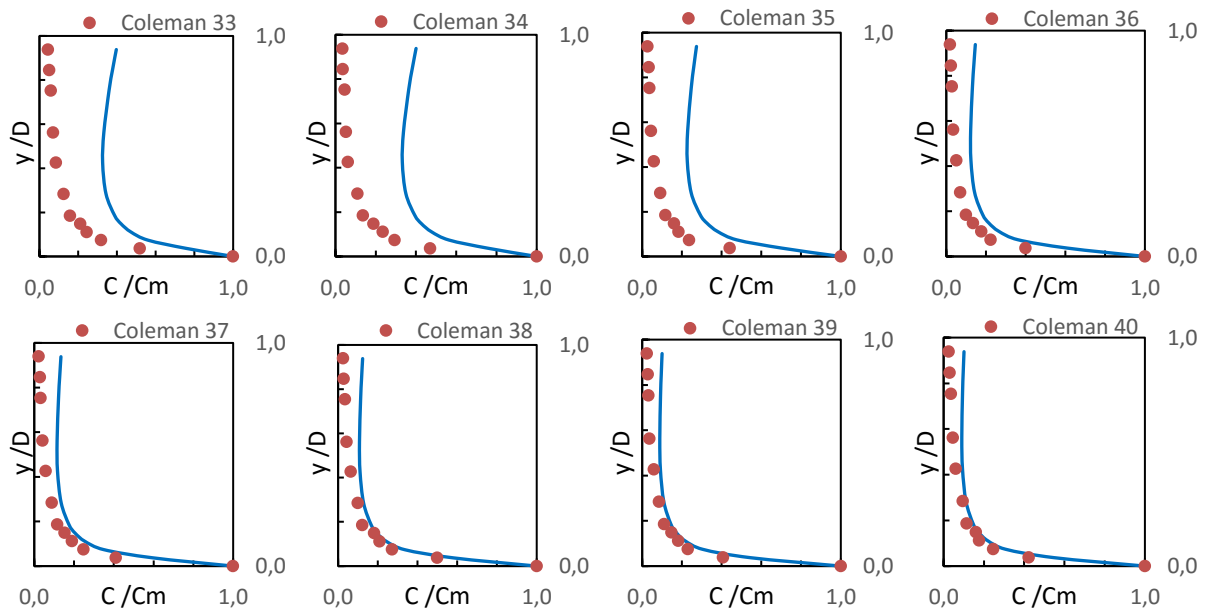


Figura 20 -Perfis de concentração de sedimentos medido por Coleman (1981) - Grupo 3 - identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 1 identificados pelas linhas contínuas

Tabela 4 - Resumo dos resultados da simulação 1 utilizando os dados de Coleman (1981)

Perfil	FDA		Perfil de Concentração de Sedimentos calculado											
	R ² *	NSE***	D %**	NSE***	R ² *	PBIAS*	RSR*							
2	0,96	S	0,87	Exc	126%	Sup	0,80	Exc	0,85	S	-18%	S	0,47	S
3	0,96	S	0,83	Exc	45%	Sup	0,84	Exc	0,86	S	14%	S	0,41	S
4	0,95	S	0,78	MB	16%	S	0,79	MB	0,86	S	23%	S	0,45	S
5	0,95	S	0,77	MB	-5%	MB	0,76	MB	0,87	S	30%	S	0,48	S
6	0,94	S	0,74	MB	-12%	B	0,73	MB	0,86	S	35%	S	0,51	S
7	0,94	S	0,75	MB	-22%	S	0,67	MB	0,82	S	35%	S	0,54	S
8	0,93	S	0,71	MB	-28%	Sub	0,68	MB	0,84	S	39%	S	0,55	S
9	0,93	S	0,67	MB	-30%	Sub	0,65	MB	0,82	S	42%	S	0,58	S
10	0,92	S	0,53	B	-32%	Sub	0,65	MB	0,82	S	41%	S	0,56	S
11	0,92	S	0,53	B	-28%	Sub	0,60	MB	0,79	S	42%	S	0,59	S
12	0,91	S	0,51	B	-36%	Sub	0,64	MB	0,81	S	42%	S	0,57	S
13	0,91	S	0,52	B	-40%	Sub	0,59	B	0,80	S	47%	S	0,63	S
14	0,92	S	0,54	B	-40%	Sub	0,57	B	0,77	S	45%	S	0,62	S
15	0,91	S	0,57	B	-40%	Sub	0,64	MB	0,82	S	46%	S	0,58	S
16	0,90	S	0,44	B	-40%	Sub	0,62	MB	0,80	S	44%	S	0,58	S
17	0,90	S	0,37	S	-39%	Sub	0,69	MB	0,84	S	43%	S	0,53	S
18	0,89	S	0,34	S	-42%	Sub	0,65	MB	0,82	S	43%	S	0,55	S
19	0,89	S	0,43	B	-40%	Sub	0,69	MB	0,84	S	44%	S	0,54	S
20	0,88	S	0,22	S	-39%	Sub	0,71	MB	0,85	S	44%	S	0,52	S
22	0,92	S	0,60	MB	154%	Sup	0,83	Exc	0,95	S	-29%	S	0,44	S
23	0,91	S	0,53	B	64%	Sup	0,96	Exc	0,96	S	-3%	S	0,21	S
24	0,91	S	0,57	B	29%	Sup	0,93	Exc	0,94	S	12%	S	0,26	S
25	0,89	S	0,47	B	11%	B	0,92	Exc	0,94	S	17%	S	0,28	S
26	0,91	S	0,51	B	-5%	MB	0,86	Exc	0,91	S	23%	S	0,36	S
27	0,90	S	0,45	B	-8%	MB	0,82	Exc	0,89	S	25%	S	0,40	S
28	0,89	S	0,36	S	-14%	B	0,83	Exc	0,89	S	27%	S	0,39	S
29	0,89	S	0,33	S	-18%	S	0,83	Exc	0,90	S	31%	S	0,40	S
30	0,88	S	0,24	S	-21%	S	0,83	Exc	0,91	S	30%	S	0,38	S
31	0,87	S	0,16	I	-21%	S	0,85	Exc	0,91	S	27%	S	0,36	S
33	0,90	S	0,43	B	781%	Sup	-10,05	I	0,96	S	-361%	I	1,57	I
34	0,88	S	0,26	S	500%	Sup	-1,12	I	0,96	S	-170%	I	1,24	I
35	0,84	S	0,03	I	272%	Sup	0,57	B	0,95	S	-73%	I	0,71	I
36	0,82	S	-0,37	I	166%	Sup	0,88	Exc	0,97	S	-35%	S	0,36	S
37	0,85	S	-0,07	I	118%	Sup	0,92	Exc	0,97	S	-28%	S	0,29	S
38	0,86	S	0,11	I	86%	Sup	0,97	Exc	0,99	S	-17%	S	0,18	S
39	0,84	S	-0,14	I	74%	Sup	0,96	Exc	0,98	S	-15%	S	0,20	S
40	0,85	S	-0,02	I	69%	Sup	0,96	Exc	0,99	S	-18%	S	0,19	S

* Classificação de acordo com Moriasi et al., (2007)

**Classificação de acordo com Viola et al., (2012)

*** Classificação de acordo com Molnar (2011)

Exc=Excelente, MB=Muito Bom, B=Bom, S=Satisfatório, Sub=Subestima, Sup=Superestima, I=Insatisfatório

Na Tabela 04, estão listados os perfis dos dados de Coleman (1981) com a simulação 1. Para identificar os melhores resultados, foram adotados os parâmetros que trouxeram os maiores valores de NSE e de R^2 respectivamente para o perfil de concentração.

Os coeficientes estatísticos afirmam o que pode ser visualizado nas Figuras 18, 19 e 20. Apesar dos perfis de 2 a 30 apresentarem R^2 e NSE satisfatórios, eles tendem a subestimar os perfis de 8 a 22 e superestimar os perfis 2, 3, 22, 23, 24 e todos do Grupo 3. A superestimativa aconteceu com os perfis com as menores concentrações.

O Grupo 3 não apresentou o coeficiente NSE satisfatório para nenhum perfil.

Todos os perfis apresentam Pbias satisfatórios.

Utilizando a relação de $m = \exp F(c) \lambda_1$, foi possível reduzir para 2 parâmetros a solução da determinação do perfil de concentração de sedimentos. Porém, apenas a utilização dessa relação produz resultados tendenciosos, como pode ser visto pelos valores do %D.

6.1.2 Simulação 2

Devido à tendência dos dados da simulação 1, procurou-se adequar os dados na simulação 2, utilizando as relações, de acordo com a granulometria:

Grupo 1, granulometria de 0,105 mm $a = a'^(4+3,125*y/D)$;

Grupo 2, granulometria de 0,210 mm $a = a'^(4)$;

Grupo 3, granulometria de 0,420 mm $a = a'^(3,25-3,125*y/D)$;

O primeiro ponto, em todos os perfis foi $a=a'^(0,01)$.

Nas Figuras 21, 22 e 23, pode ser visualizada a simulação 2 realizada com os dados de Coleman (1981). Os perfis de 2 a 20 correspondem ao Grupo 1, de 22 a 31 ao Grupo 2 e 33 a 40 ao Grupo 3.

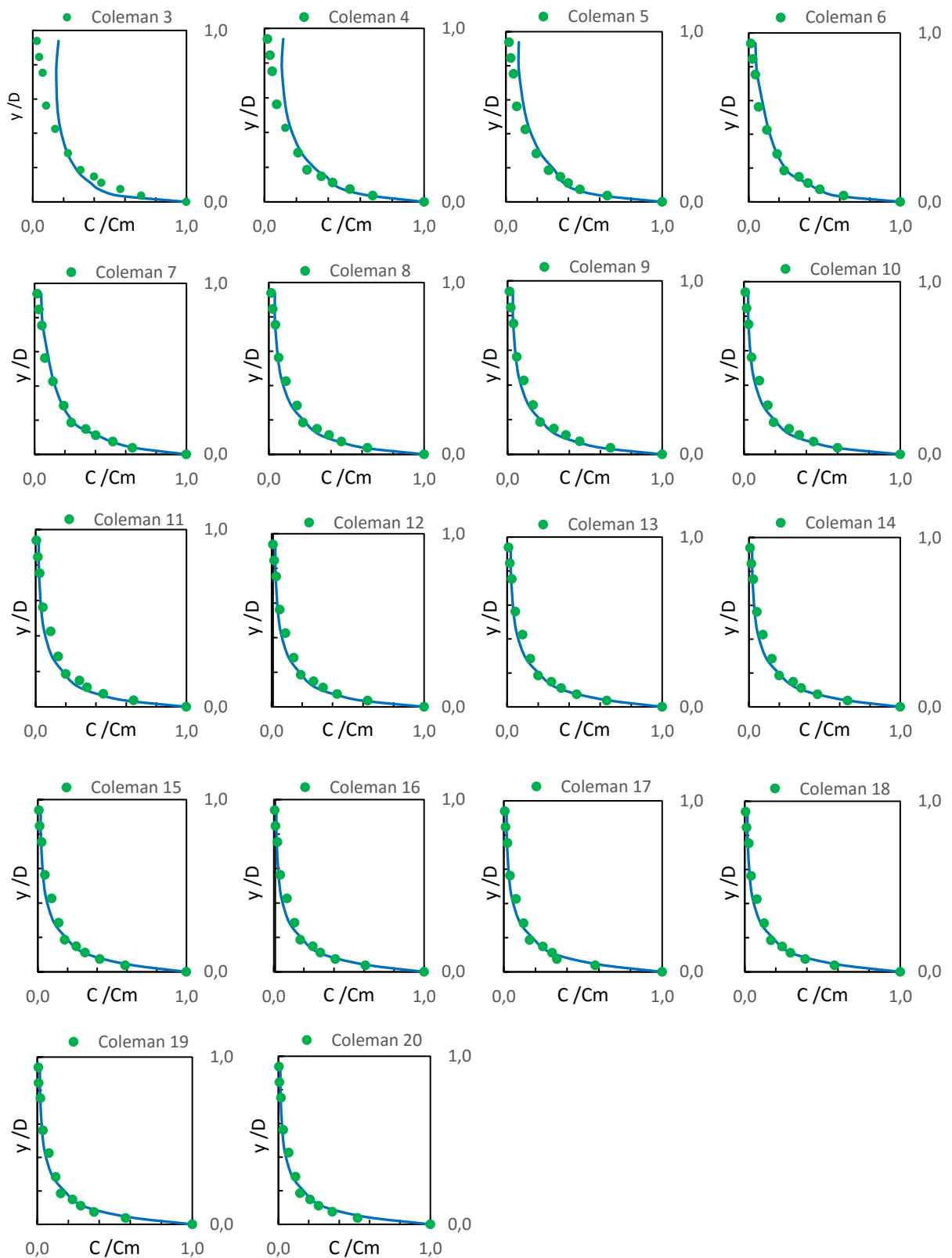


Figura 21 -Perfis de concentração de sedimentos medidos por Coleman (1981) - Grupo 1- identificados por pontos e os calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas

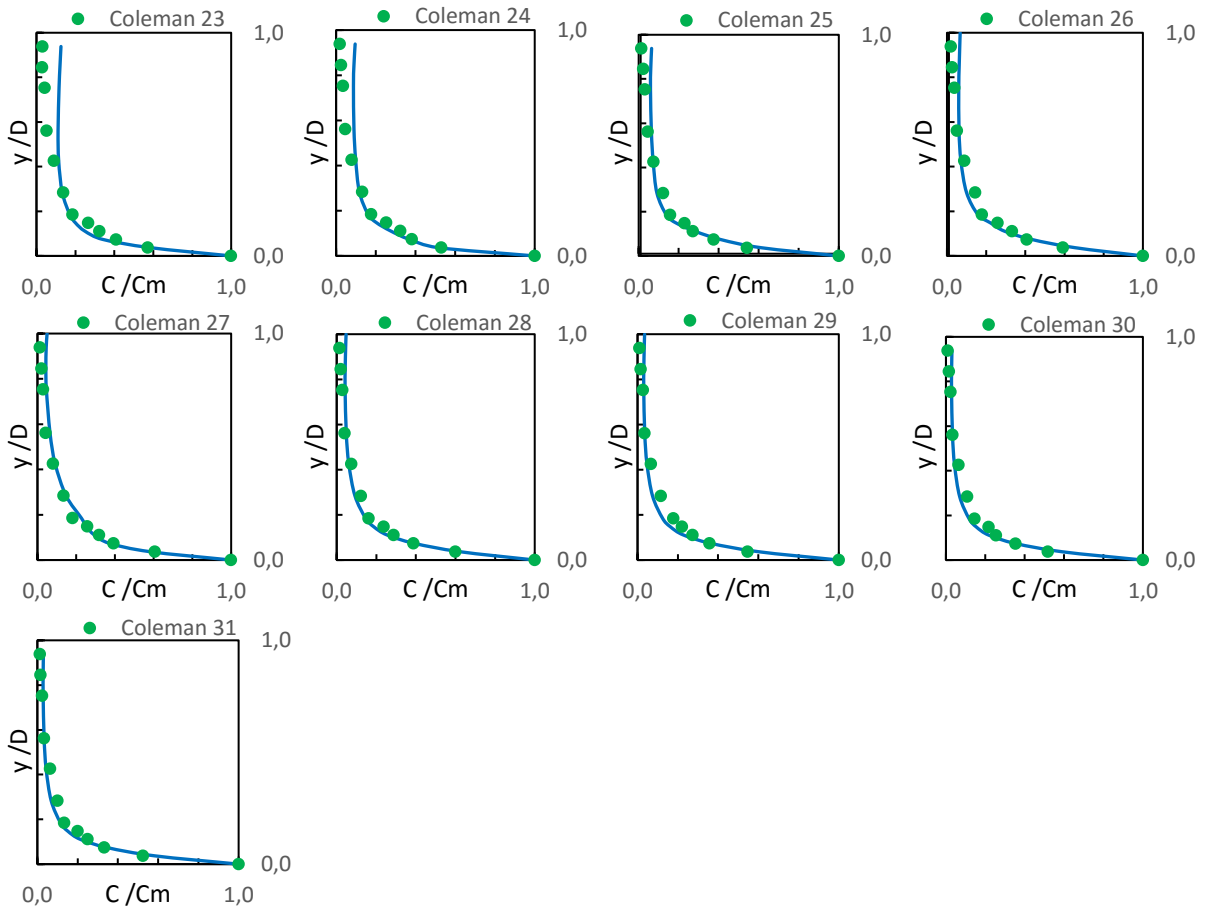


Figura 22 - Perfis de concentração de sedimentos medidos por Coleman (1981) - Grupo 2 - identificados por pontos e calculados neste trabalho identificados na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas

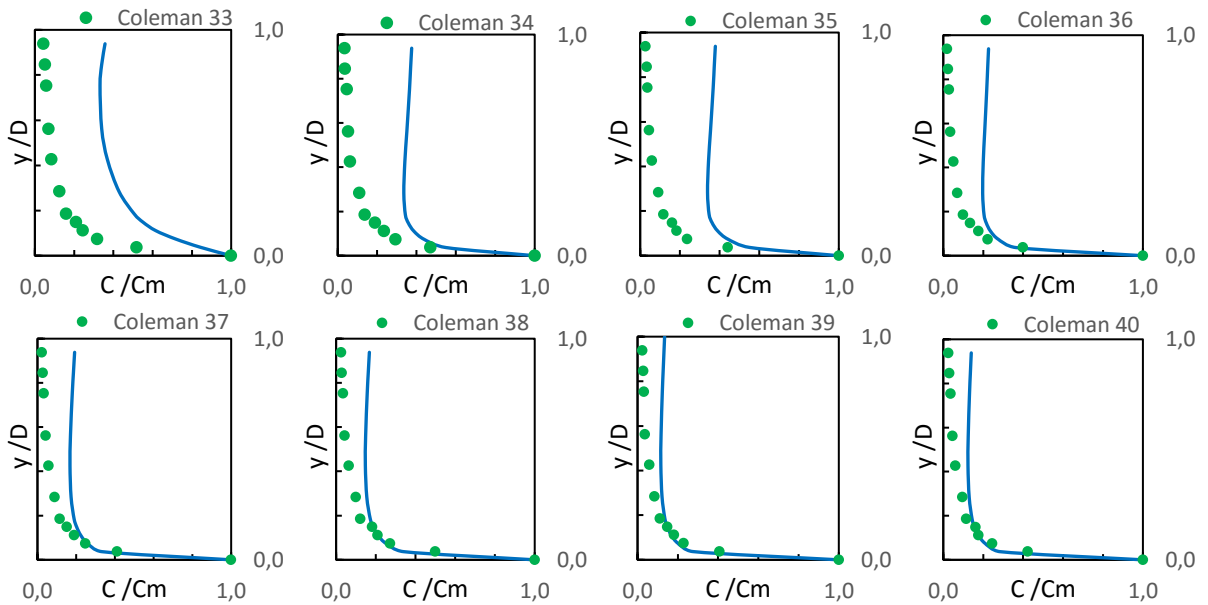


Figura 23 -Perfis de concentração de sedimentos medido por Coleman (1981) - Grupo 3 - identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas

Nas Figuras 21 e 22, ficou clara a melhoria da simulação 2 com a utilização do parâmetro “a” de acordo com a granulometria para os perfis do Grupo 1 e do Grupo 2. Cui (2011) afirmou que o parâmetro “a” tem relação direta com o tamanho das partículas, o que pode ser comprovado neste trabalho. À medida que a granulometria aumenta, o valor de “a” reduz ao longo do perfil, e isso mostra que, com o aumento do tamanho das partículas, a sedimentação acontece com mais facilidade, pois as partículas menores ficam em suspensão por mais tempo, com a mesma vazão.

Os perfis 33, 34 e 35 não apresentaram concordância com os valores medidos nem mesmo com as alterações realizadas. Todos os perfis do Grupo 3 apresentaram superestimativa nas concentrações superficiais.

Na Figura 24, foram plotados todos os perfis de Coleman (1981), em escala, e pode ser observado que os perfis que apresentam baixas concentrações, ou seja, concentrações abaixo de 10 g/L, não se adequaram à técnica proposta neste trabalho. É interessante observar, também, na Figura 24, que quanto maior a concentração melhor é o ajuste dos dados.

Pode-se inferir que, para a granulometria de 0,105 mm, apenas os perfis 3 e 4 não se mostraram satisfatórios para concentrações superficiais abaixo de 5g/L; para granulometria de 0,210 mm apenas os perfis 22 e 23 não adequaram às concentrações superficiais abaixo de 5g/L, e, para granulometria de 0,420 mm, nenhum dado se adequou às concentrações abaixo de 10g/L.

É importante, portanto, limitar a aplicação no modelo proposto no presente trabalho para concentrações abaixo de 10g/L quando não se sabe a granulometria que será trabalhada.

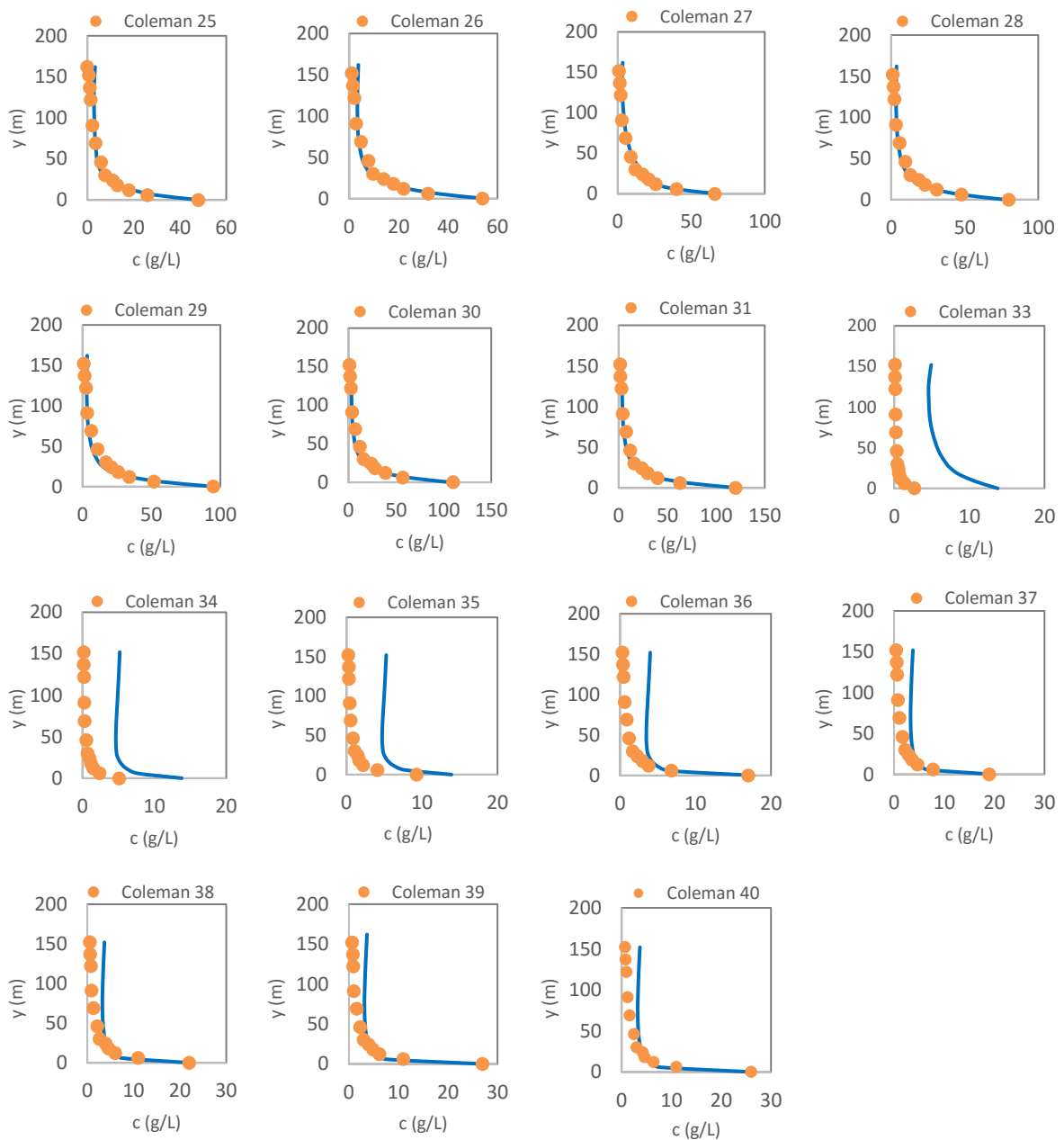


Figura 24 -Perfis de concentração de sedimentos medidos por Coleman (1981) identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas

Na Tabela 05, estão apresentados os coeficientes estatísticos dos perfis da simulação 2 e a validação com os dados de Coleman (1981). Para identificar os melhores resultados, foram adotados os parâmetros que trouxeram os maiores valores de NSE e de R^2 respectivamente para o perfil de concentração.

Tabela 5 - Resumo dos resultados deste trabalho na simulação 2 utilizando os dados de Coleman (1981)

Perfil	FDA				Perfil de concentração de sedimentos calculado										
	R ² *		NSE***		D % **		NSE***		R ² *	PBIAS*	RSR*	RMSE			
2	0,866	S	0,530	B	396,6%	Sup	-4,238	I	0,994	S	-169%	I	1,539	I	5,647
3	0,958	S	0,852	Exc	126,6%	Sup	0,840	Exc	0,879	S	-14%	S	0,426	S	1,976
4	0,908	S	0,678	MB	74,5%	Sup	0,967	Exc	0,976	S	-8%	S	0,183	S	1,478
5	0,899	S	0,647	MB	41,7%	Sup	0,974	Exc	0,976	S	0%	S	0,161	S	1,817
6	0,878	S	0,578	B	39,3%	Sup	0,346	S	0,415	S	5%	S	0,832	I	11,658
7	0,887	S	0,608	MB	20,5%	S	0,948	Exc	0,953	S	1%	S	0,218	S	4,043
8	0,906	S	0,663	MB	10,4%	B	0,958	Exc	0,965	S	7%	S	0,198	S	4,495
9	0,911	S	0,681	MB	9,8%	MB	0,963	Exc	0,969	S	7%	S	0,186	S	5,038
10	0,920	S	0,715	MB	4,7%	MB	0,946	Exc	0,959	S	12%	S	0,226	S	7,245
11	0,925	S	0,733	MB	8,3%	MB	0,948	Exc	0,966	S	10%	S	0,215	S	7,936
12	0,927	S	0,729	MB	-0,5%	MB	0,957	Exc	0,970	S	10%	S	0,197	S	7,696
13	0,924	S	0,723	MB	-5,2%	MB	0,945	Exc	0,964	S	14%	S	0,225	S	9,473
14	0,920	S	0,714	MB	-5,4%	MB	0,942	Exc	0,962	S	13%	S	0,230	S	10,454
15	0,929	S	0,740	MB	-5,9%	MB	0,945	Exc	0,963	S	13%	S	0,224	S	11,219
16	0,930	S	0,741	MB	-4,4%	MB	0,950	Exc	0,965	S	12%	S	0,215	S	11,500
17	0,938	S	0,766	MB	-2,0%	MB	0,959	Exc	0,970	S	9%	S	0,193	S	10,798
18	0,939	S	0,767	MB	-5,7%	MB	0,955	Exc	0,969	S	9%	S	0,201	S	11,404
19	0,944	S	0,783	Exc	-1,8%	MB	0,963	Exc	0,971	S	9%	S	0,186	S	11,409
20	0,955	S	0,857	Exc	-5,1%	MB	0,959	Exc	0,973	S	13%	S	0,194	S	12,866
22	0,964	S	0,880	Exc	416,2%	Sup	-4,209	I	0,970	S	-141%	I	1,110	I	4,391
23	0,967	S	0,888	Exc	157,8%	Sup	0,762	MB	0,961	S	-47%	S	0,477	S	2,832
24	0,966	S	0,887	Exc	78,4%	Sup	0,969	Exc	0,979	S	-7%	S	0,179	S	1,631
25	0,963	S	0,877	Exc	57,9%	Sup	0,935	Exc	0,963	S	-15%	S	0,238	S	3,371
26	0,968	S	0,896	Exc	29,2%	Sup	0,966	Exc	0,967	S	2%	S	0,184	S	2,783
27	0,969	S	0,901	Exc	26,6%	Sup	0,963	Exc	0,968	S	1%	S	0,183	S	3,598
28	0,967	S	0,890	Exc	18,4%	S	0,969	Exc	0,975	S	1%	S	0,166	S	3,965
29	0,964	S	0,880	Exc	14,4%	B	0,953	Exc	0,963	S	3%	S	0,205	S	5,743
30	0,962	S	0,868	Exc	10,6%	B	0,949	Exc	0,959	S	3%	S	0,213	S	6,862
31	0,961	S	0,864	Exc	14,1%	MB	0,907	Exc	0,918	S	-3%	S	0,290	S	10,102
33	0,877	S	0,332	S	1658,7%	Sup	-57,673	I	0,903	S	-799%	I	1,707	I	5,474
34	0,859	S	0,152	I	1085,9%	Sup	-12,191	I	0,923	S	-421%	I	1,563	I	4,921
35	0,828	S	-0,147	I	689,5%	Sup	-1,831	I	0,947	S	-218%	I	1,277	I	4,158
36	0,801	S	-0,475	I	328,9%	Sup	0,717	MB	0,950	S	-65%	I	0,551	S	2,410
37	0,826	S	-0,187	I	214,1%	Sup	0,828	Exc	0,937	S	-43%	S	0,419	S	2,087
38	0,840	S	-0,026	I	150,4%	Sup	0,860	Exc	0,886	S	-19%	S	0,385	S	2,224
39	0,819	S	-0,266	I	116,7%	Sup	0,919	Exc	0,931	S	-15%	S	0,286	S	2,041
40	0,829	S	-0,139	I	110,1%	Sup	0,911	Exc	0,925	S	-15%	S	0,301	S	2,053

* Classificação de acordo com Moriasi et al., (2007)

**Classificação de acordo com Viola et al., (2012)

*** Classificação de acordo com Molnar (2011)

Nota: Exc=Excelente, MB=Muito Bom, B=Bom, S=Satisfatório, Sub=Subestima, Sup=Superestima, I=Insatisfatório

Nas Figuras 25, 26 e 27, podem ser visualizadas as concentrações medidas X concentrações estimadas dos Grupos 1, 2 e 3.

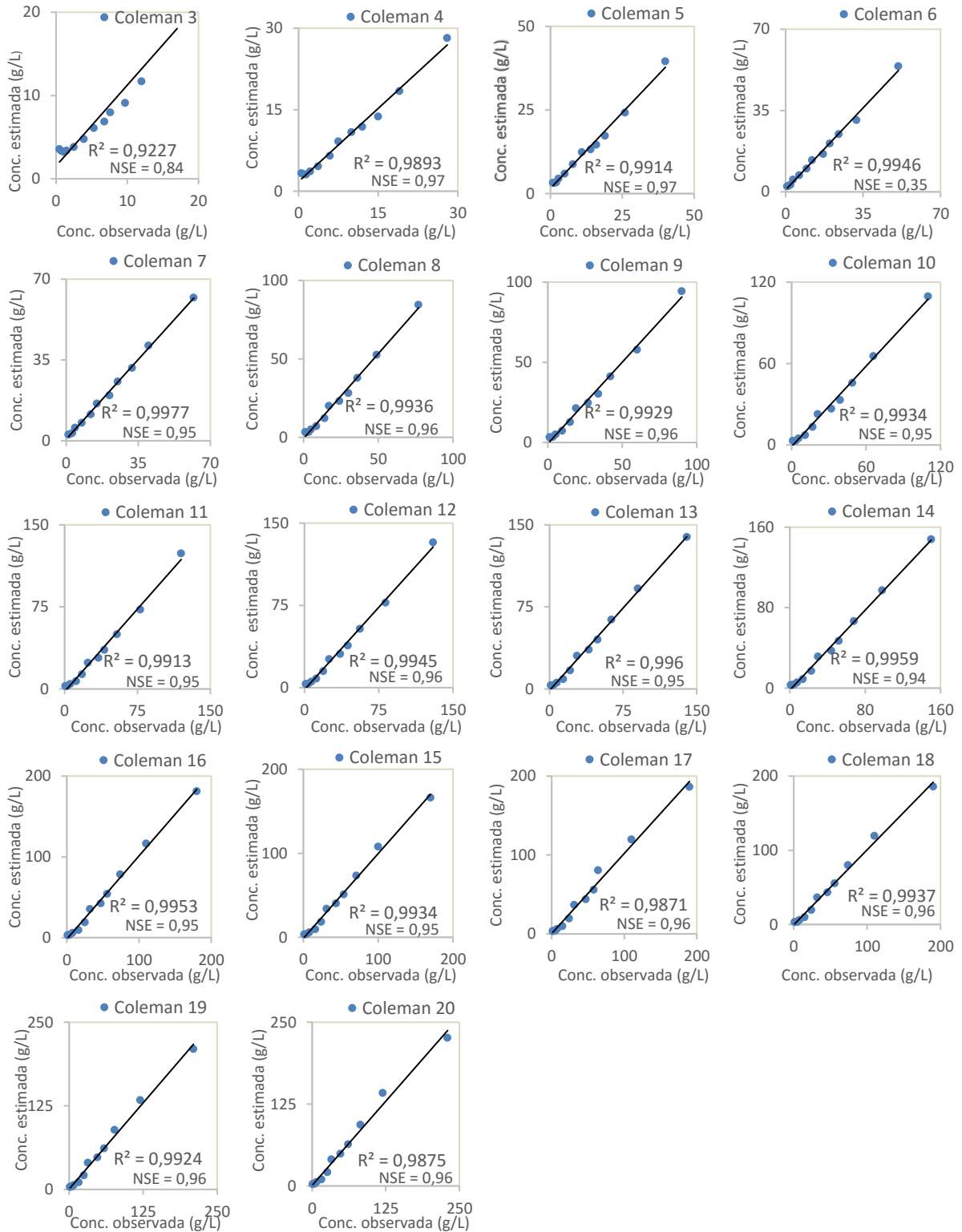


Figura 25 -Concentrações estimadas X Concentrações observadas Grupo 1 de Coleman (1981):
simulação 2

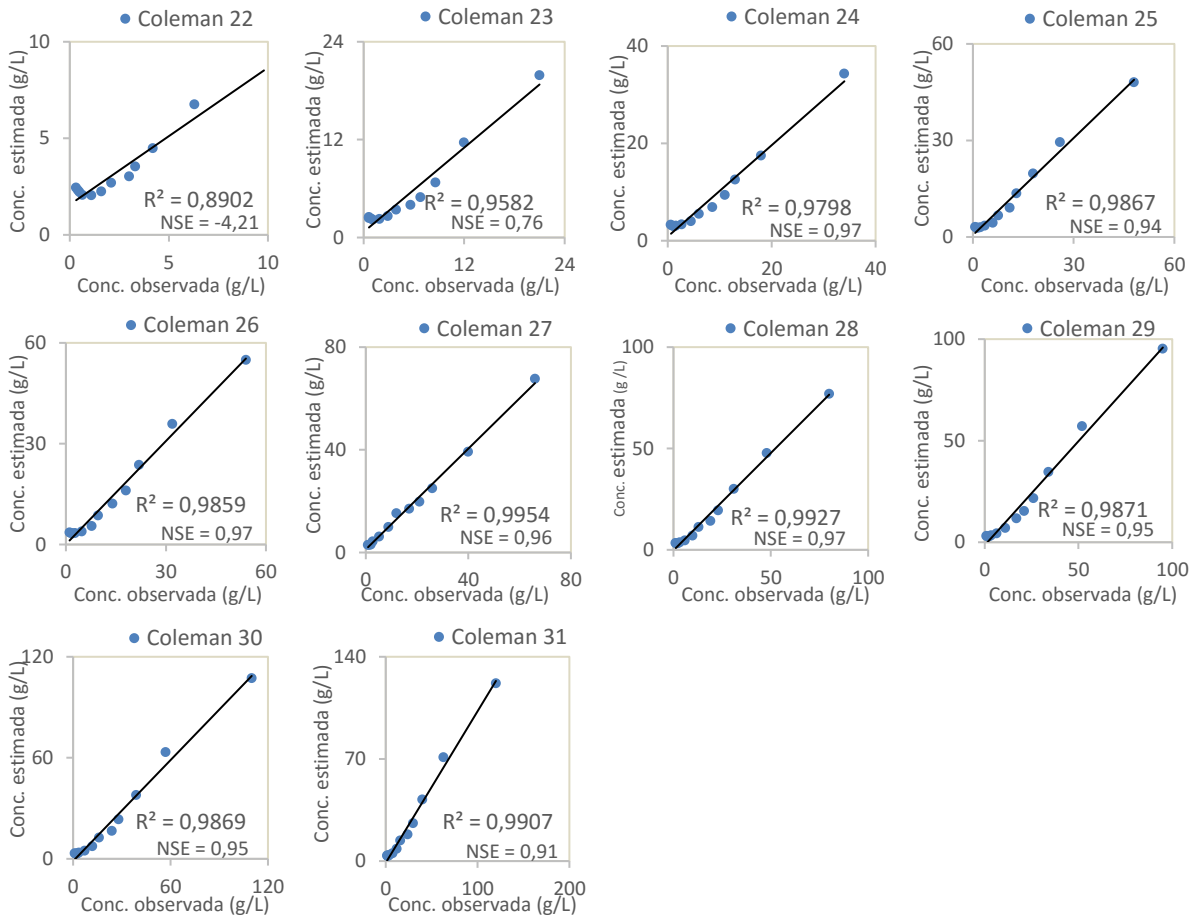


Figura 26 - Concentrações estimadas X Concentrações observadas Grupo 2 de Coleman (1981): simulação 2

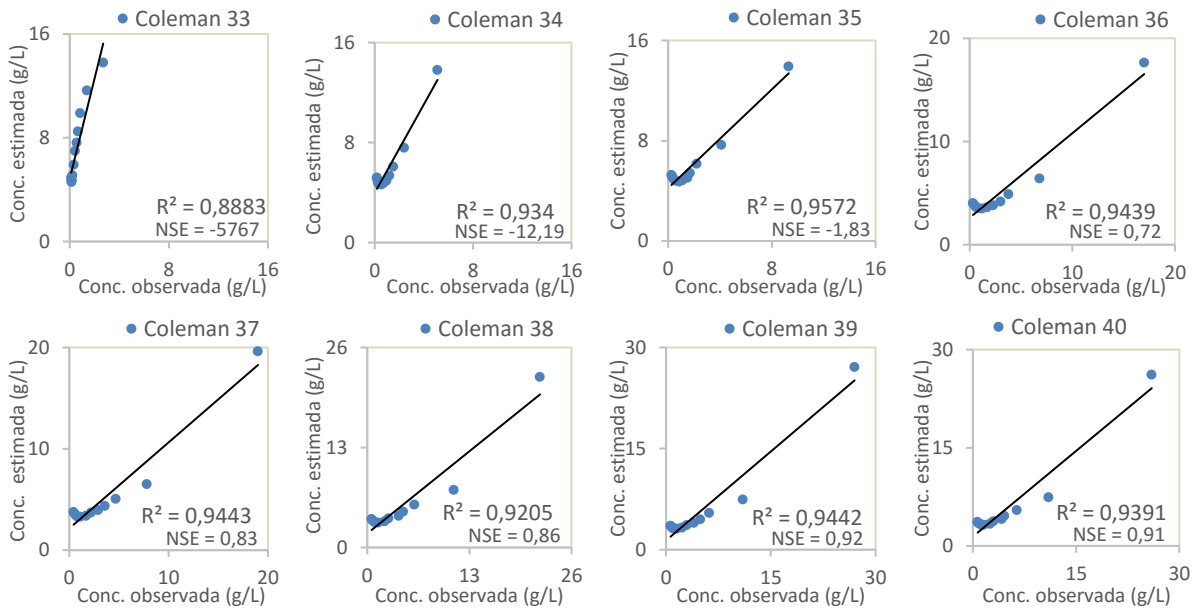


Figura 27 -Concentrações estimadas X Concentrações observadas Grupo 3 de Coleman (1981): simulação 2

Pode-se observar (Figuras 24, 25, 26 e 27) que o modelo se adequa melhor aos perfis com altas concentrações. Os perfis 2, 3, 22 e 23 e todos perfis do Grupo 3 apresentam diferenças entre os valores medidos e estimados na superfície.

Observa-se pelo valor de D% que o modelo superestimou as concentrações abaixo de 5 g/L dos perfis 2 a 6 do Grupo 1 e 22 a 27 do Grupo 2 como pode ser comprovado pelo valor de D% (ver Tabela 5). Também superestimou as concentrações abaixo de 10 g/L com granulometria de 0,420 mm dos perfis 33 a 40 do Grupo 3. Cui (2011) testou a teoria da entropia com os métodos de Chiu (2000) e Tsallis, e ambos puderam representar as baixas concentrações melhor que no presente trabalho.

Observa-se pelo valor de D% a superestimativa da FDA de todos os perfis do Grupo 3. Embora os perfis 2, 22, 33, 34 e 35 apresentaram resultados insatisfatórios para NSE, todos os outros perfis apresentaram resultados satisfatórios para R².

Levando em consideração que o limite do Pbias para sedimentos é de 55%, os dados medidos tiveram valores menores que os observados apenas nos perfis 2, 33, 34, 35 e 36. Portanto, pelo Pbias, não houve superestimativa dos perfis 3,4,5,6, 22, 23, 24,25, 26, 27,37, 38, 39 e 40 como verificado pelo D%. O valor limite de D% é de 25% (LIEW et al., 2003 *apud* Viola et al., 2012), mais restritivo que o de 55% para Pbias (MORIASI et al., 2007), já que trata de um referencial para modelagens de bacias, porém o do Pbias é específico para sedimentos.

Analisando os dados de acordo com R² e NSE, para o Grupo 1, obtiveram-se valores superiores a 0,92 e 0,84 para R² e NSE, respectivamente, com exceção do perfil 6. Para o Grupo 2, obtiveram-se valores superiores a 0,89 e 0,76 para R² e NSE, respectivamente, com exceção do perfil 22. Para o Grupo 3, obtiveram-se valores superiores a 0,88 e 0,72 para R² e NSE, respectivamente, com exceção dos perfis 33, 34 e 35. Com exceção dos perfis 2, 6, 22, 33, 34 e 35, que apresentam concentrações abaixo de 10g/L, todos os outros resultados apresentaram valores altos, acima de 0,72 para NSE e acima de 0,88 para R². Isso mostra a eficiência do método proposto.

Os perfis apresentam adequados para RSR, com valores abaixo de 0,7, exceto os perfis 2, 6, 22, 33, 34 e 35.

Quanto ao RSME, foi encontrado o maior valor de 12,87.

De uma maneira geral, analisando o conjunto dos coeficientes estatísticos, o modelo se mostrou eficiente para determinar o perfil de concentração de sedimentos em todos os perfis exceto nos perfis 2, 22, 33, 34 e 35, ambos com concentrações baixas. O perfil 6 se mostrou anômalo e também não se adequou.

6.2 Estimativa da concentração de sedimentos com dados de Einstein e Chien (1955)

6.2.1 Simulação 1

A simulação 1 com os dados de Einstein e Chien (1955) foi realizada da mesma forma que a simulação 1 com os dados de Coleman (1981).

Na Tabela 06, estão listados os perfis dos dados de Einstein e Chien (1955) com a simulação 1. Para identificar os melhores resultados, foram adotados os parâmetros que trouxeram os maiores valores de NSE e de R² respectivamente para o perfil de concentração.

Tabela 6 - Resumo dos resultados da simulação 1 utilizando os dados de Einstein e Chien (1955)

Perfil	FDA		Perfil de concentração de sedimentos calculado												
	R ² *	NSE***	D %**	NSE***	R ² *	PBIAS*	RSR*	RMSE							
RunS1	0,994	S	0,80	Exc	-44%	Sub	0,18	I	0,64	S	49%	S	1,02	I	21,12
RunS2	0,996	S	0,82	Exc	-35%	Sub	0,33	S	0,61	S	42%	S	0,84	I	34,67
RunS3	0,996	S	0,82	Exc	-33%	Sub	0,31	S	0,58	S	41%	S	0,86	I	44,83
RunS4	0,996	S	0,67	MB	-27%	Sub	0,74	MB	0,83	S	17%	S	0,47	S	37,54
RunS5	0,998	S	0,82	MB	-28%	Sub	0,42	B	0,63	S	33%	S	0,77	I	85,31
RunS6_1	0,996	S	0,40	I	18%	S	0,72	MB	0,99	S	-13%	S	0,65	S	2,99
RunS6_2	0,993	S	0,61	I	18%	MB	0,85	Exc	0,99	S	2%	S	0,45	S	4,02
RunS7	0,976	S	0,85	Exc	-16%	S	0,66	MB	0,74	S	22%	S	0,57	S	13,32
RunS8	0,992	S	0,93	Exc	-36%	Sub	0,24	S	0,53	S	46%	S	0,88	I	27,98
RunS9	0,993	S	0,86	Exc	-29%	Sub	0,51	B	0,68	S	34%	S	0,70	S	36,89
RunS10	0,998	S	0,84	Exc	-31%	Sub	0,40	B	0,61	S	38%	S	0,78	I	59,73
RunS11	0,978	S	0,97	Exc	-18%	S	0,71	MB	0,82	S	16%	S	0,52	S	4,52
RunS12	0,989	S	0,91	Exc	-13%	B	0,91	Exc	0,93	S	13%	S	0,30	S	21,19
RunS13	0,998	S	0,97	Exc	-43%	Sub	0,73	MB	0,84	S	26%	S	0,32	S	43,36
RunS14	0,993	S	0,95	Exc	-37%	Sub	0,71	MB	0,83	S	68%	S	0,51	S	72,70
RunS15	0,995	S	0,96	Exc	-38%	Sub	0,64	MB	0,78	S	44%	S	0,57	S	134,11
RunS16	0,996	S	0,97	Exc	-25%	Sub	0,77	MB	0,85	S	45%	S	0,45	S	108,17

* Classificação de acordo com Moriasi et al., (2007)

**Classificação de acordo com (Viola et al., (2012)

*** Classificação de acordo com Molnar (2011)

Nota: Exc=Excelente, MB=Muito Bom, B=Bom, S=Satisfatório, Sub=Subestima, Sup=Superestima, I=Insatisfatório

Nas Figuras 28 e 29, pode ser visualizado que os dados não se ajustaram bem nas profundidades médias.

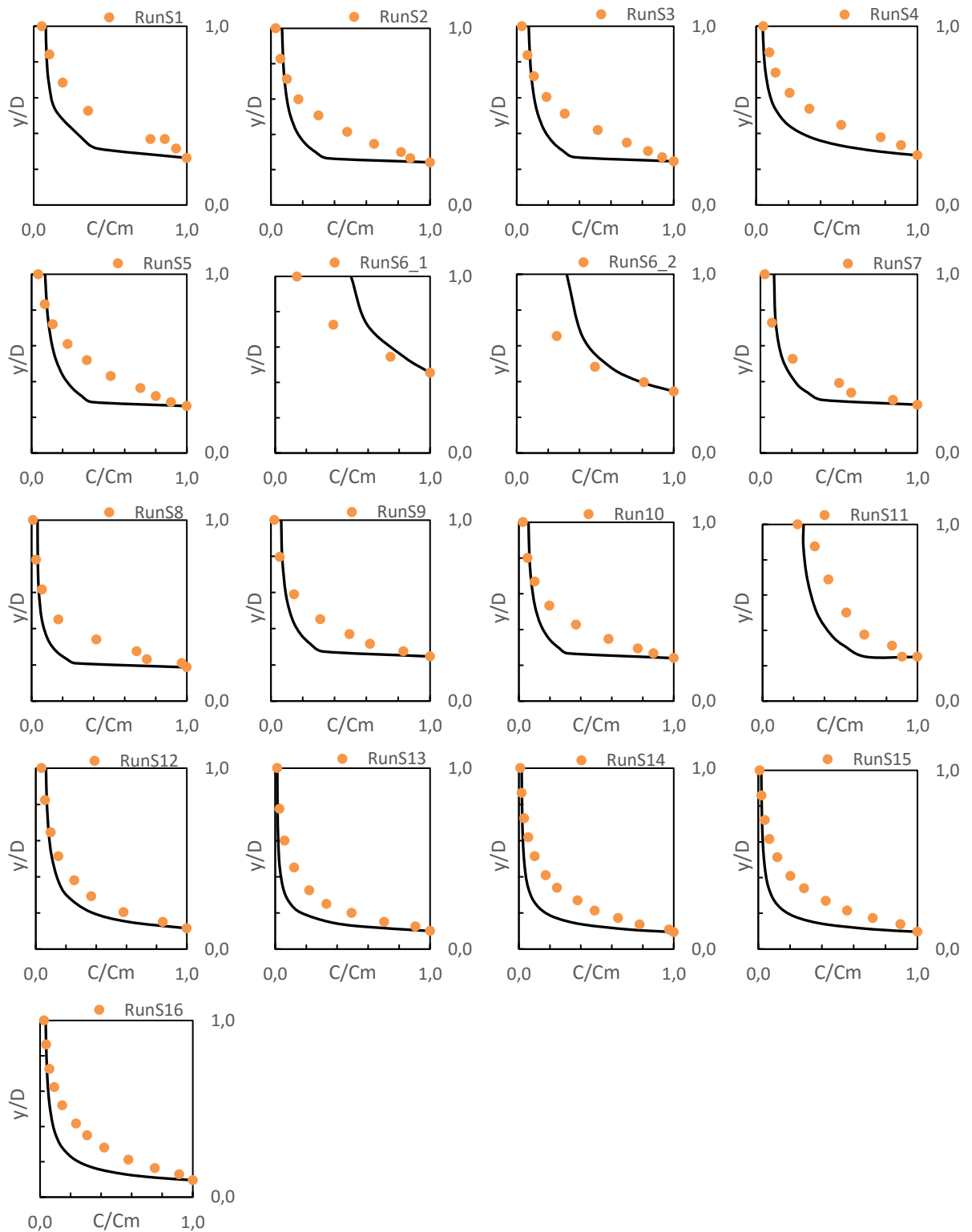


Figura 28 -Perfis de concentração de sedimentos medido por Einstein e Chien (1955) identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 1 identificados pelas linhas contínuas

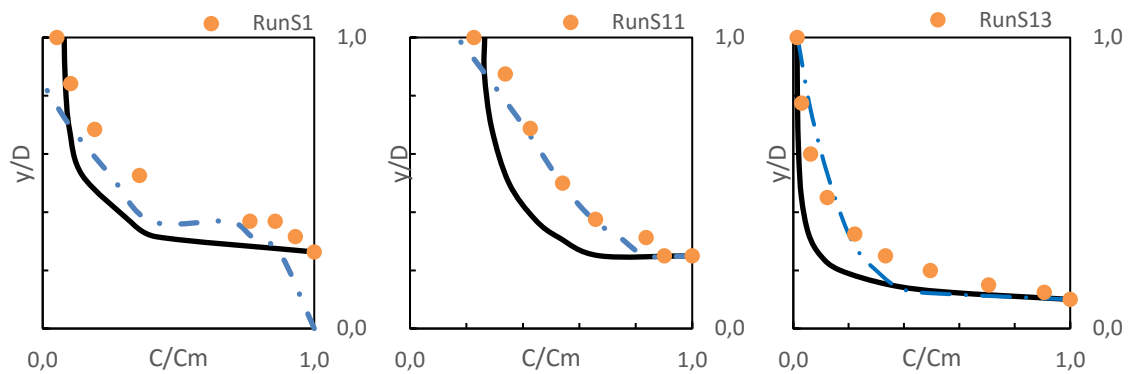


Figura 29 -Perfis de concentração de sedimentos medidos por Einstein e Chien (1955) identificados por pontos, calculados por Cui (2011) tracejado e calculados neste trabalho na simulação 1 identificados pelas linhas contínuas

Na Figura 29, constata-se que o modelo Cui (2011) representou melhor a distribuição de concentração de sedimentos do que neste trabalho. Portanto, foi necessário realizar a simulação 2 para adequar o parâmetro “a”.

6.2.2 Simulação 2

Devido à tendência dos dados da simulação 1, procurou-se adequar os dados na simulação 2, utilizando a relação:

$$a = a' \left(\frac{y}{D} \right)^{22} \quad (69)$$

No perfil Run1, foi utilizada a função: $a = a'^{(4)}$ apenas para a concentração máxima.

Diferentemente da simulação 2 com os dados de Coleman (1981), não foi necessário ajustar a equação para diferentes granulometrias.

A simulação 2 realizada com os dados de Einstein e Chien (1955) está apresentada na Figura 30. Pode-se observar que apenas os perfis 6_1 e 6_2 não se adequaram ao medido.

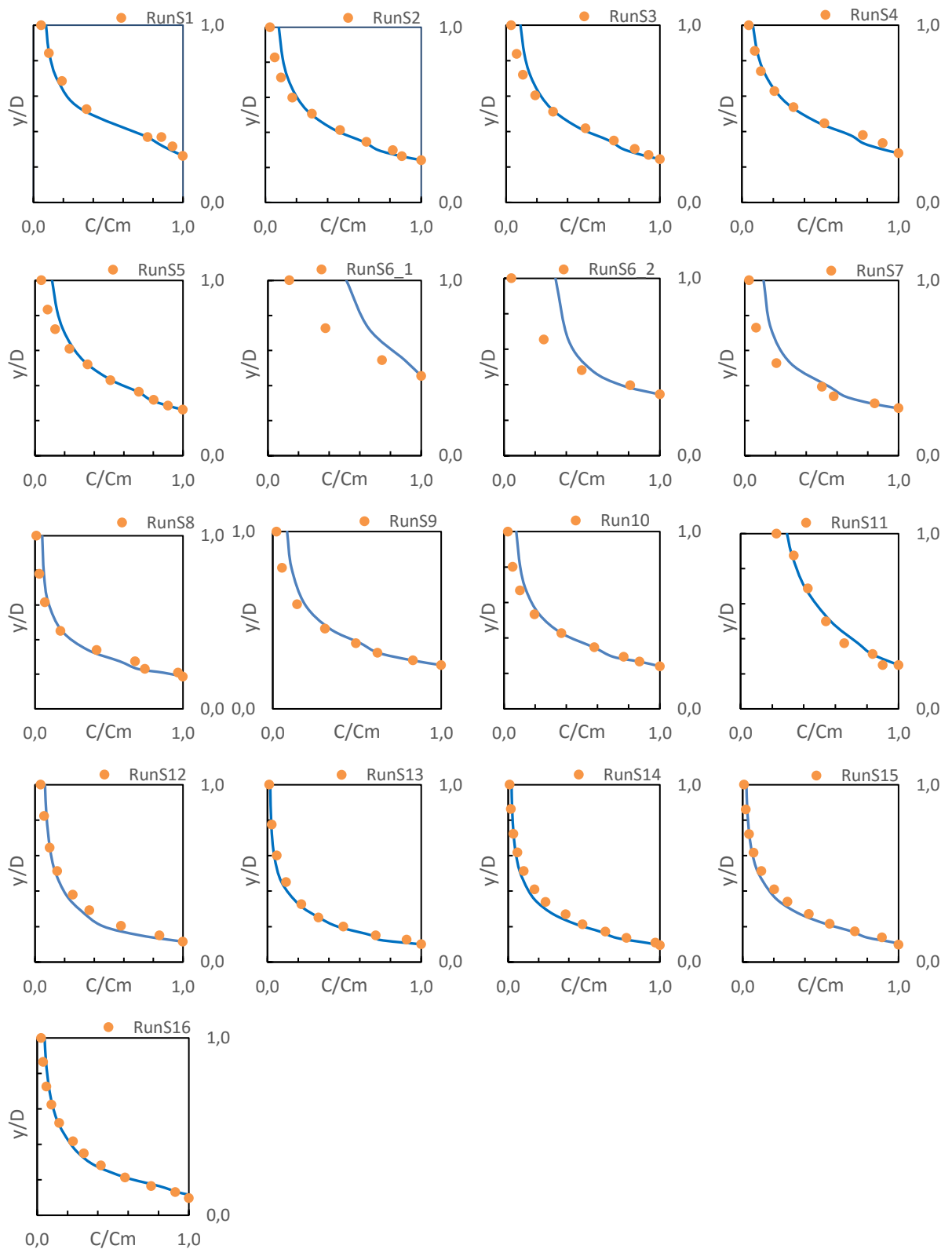


Figura 30 -Perfis de concentração de sedimentos medido por Einstein e Chien (1955) identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas

A variação da concentração de sedimentos pode ser visualizada na Figura 31. É possível observar a aderência dos dados estimados com os medidos.

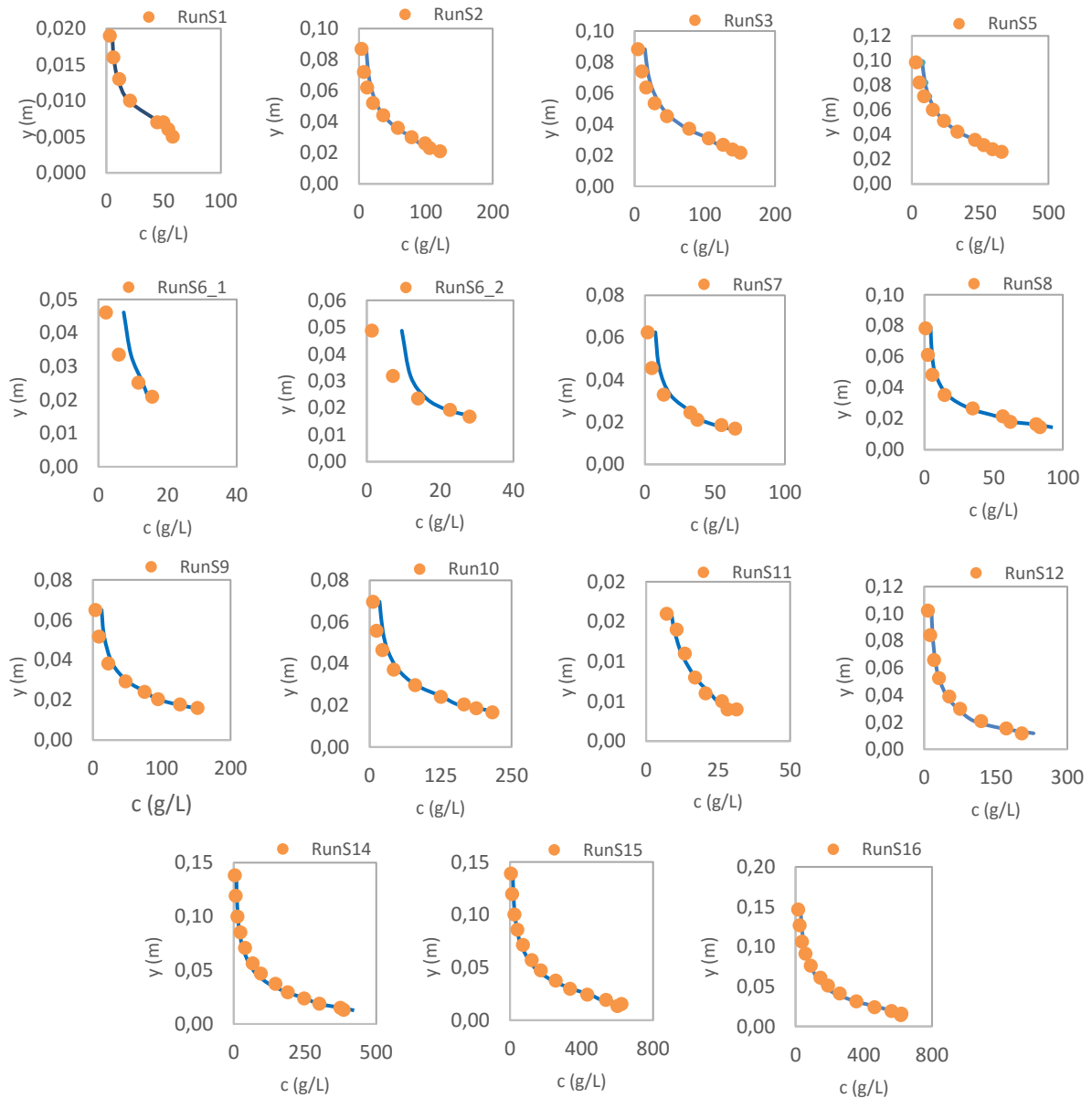


Figura 31 -Perfis de concentração de sedimentos medidos por Einstein e Chien (1955) identificados por pontos e calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas

Na Tabela 07 estão listados os perfis simulados e a validação com os dados de Einstein e Chien (1955). Para identificar os melhores resultados, foram adotados os parâmetros que trouxeram os maiores valores de NSE e de R^2 respectivamente para o perfil de concentração.

Tabela 7 - Resumo dos resultados deste trabalho utilizando os dados de Einstein e Chien (1955)

Perfil	FDA		Perfil de concentração de sedimentos calculado												
	R ² *	NSE***	D %**	NSE***	R ² *	PBIAS*	RSR*	RMSE							
RunS1	0,938	S	0,81	Exc	6,4%	MB	0,98	Exc	0,983	S	2%	S	0,14	S	3,06
RunS2	0,914	S	0,84	Exc	19,6%	S	0,98	Exc	0,988	S	-3%	S	0,14	S	5,88
RunS3	0,950	S	0,85	Exc	13,7%	B	0,97	Exc	0,976	S	-1%	S	0,16	S	8,71
RunS4	0,956	S	0,78	MB	0,6%	MB	0,96	Exc	0,965	S	2%	S	0,19	S	13,74
RunS5	0,987	S	0,69	MB	12,8%	B	0,99	Exc	0,998	S	-3%	S	0,11	S	11,79
RunS6_1	0,963	S	0,64	MB	15,4%	S	0,73	MB	0,999	S	-8%	S	0,65	S	2,92
RunS6_2	0,982	S	-0,56	I	15,3%	S	0,81	Exc	0,941	S	4%	S	0,51	S	4,46
RunS7	0,894	S	0,79	MB	22,6%	S	0,95	Exc	0,993	S	0%	S	0,25	S	5,17
RunS8	0,920	S	0,85	Exc	23,8%	S	0,98	Exc	0,981	S	2%	S	0,16	S	4,99
RunS9	0,975	S	0,80	Exc	15,4%	S	0,99	Exc	0,996	S	-1%	S	0,11	S	5,55
RunS10	0,975	S	0,81	Exc	18,7%	S	0,98	Exc	0,988	S	-3%	S	0,13	S	9,80
RunS11	0,939	S	0,93	Exc	-1,1%	MB	0,97	Exc	0,977	S	1%	S	0,16	S	1,43
RunS12	0,956	S	0,91	Exc	21,6%	S	0,98	Exc	0,985	S	-4%	S	0,15	S	10,45
RunS13	0,816	S	0,54	B	7,2%	MB	0,97	Exc	0,973	S	3%	S	0,11	S	13,93
RunS14	0,837	S	0,79	MB	22,9%	S	0,96	Exc	0,969	S	43%	S	0,19	S	25,57
RunS15	0,812	S	0,76	MB	23,8%	S	0,94	Exc	0,947	S	16%	S	0,24	S	52,73
RunS16	0,855	S	0,80	Exc	18,3%	0,96	Exc	0,962	S	26%	S	0,20	S	44,05	

* Classificação de acordo com Moriasi et al., (2007)

**Classificação de acordo com Viola et al., (2012)

*** Classificação de acordo com Molnar (2011)

Nota: Exc=Excelente, MB=Muito Bom, B=Bom, S=Satisfatório, Sub=Subestima, Sup=Superestima, I=Insatisfatório

Ao contrário da simulação realizada com os dados de Coleman (1981), o modelo do presente trabalho não superestimou e nem subestimou a concentração de sedimentos dos dados de Einstein e Chien (1955) de acordo com D% e Pbias%.

Os valores de RSR mostraram satisfatórios para todos os perfis.

Na Figura 32 podem ser visualizadas as concentrações medidas X concentrações estimadas. Notam-se resultados aceitáveis para NSE e R² para todos os perfis com NSE superiores a 0,73 e R² superiores a 0,81. A FDA não foi bem estimada apenas no perfil Run6.2. Isso pode ser pelo fato de que praticamente todo o perfil se encontra com baixas concentrações.

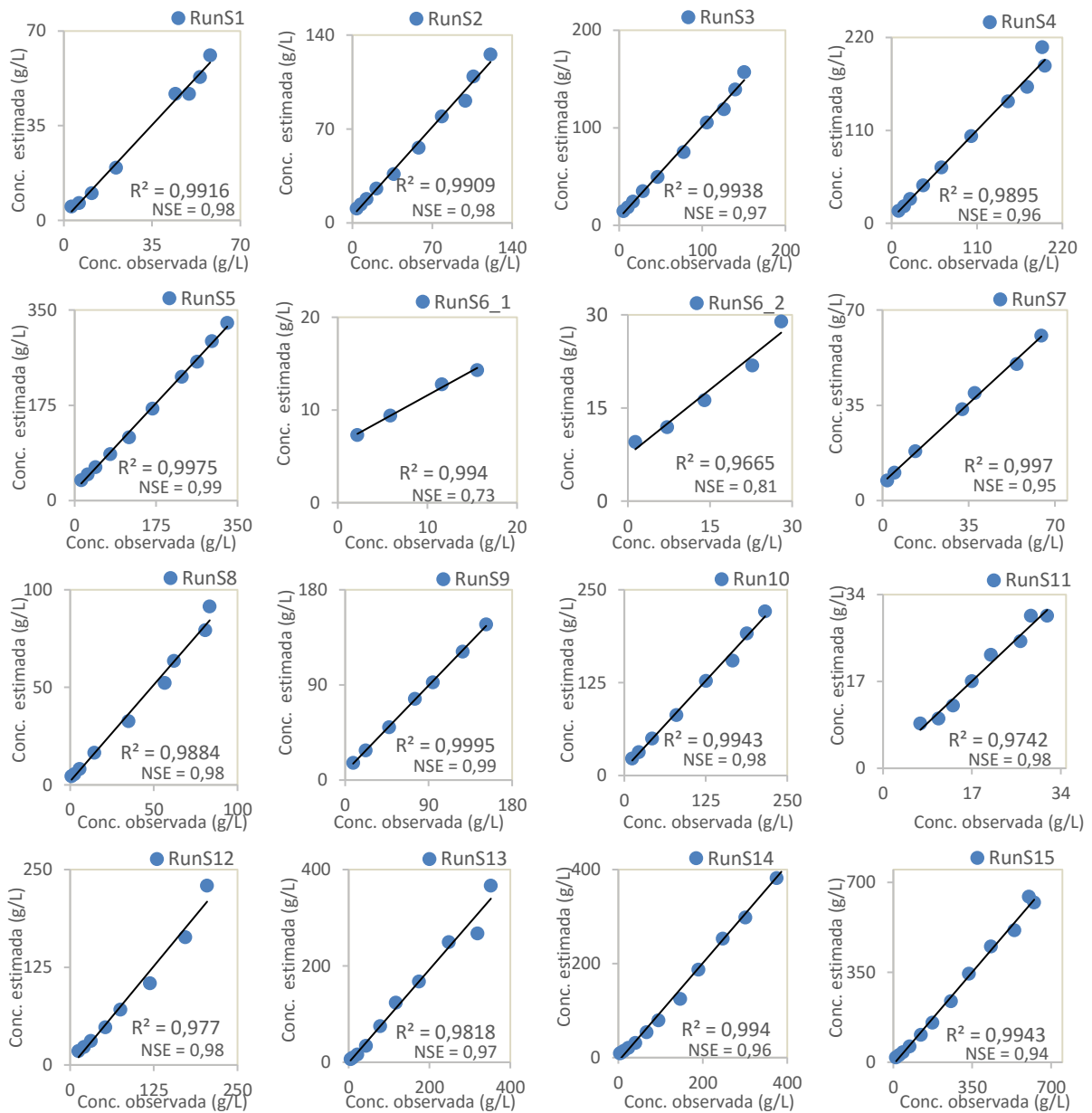


Figura 32 - Concentração estimada e medida dos dados de Einstein e Chiu (1955): simulação 2

As diferenças encontradas na simulação com os dados de Einstein e Chien (1955) em relação aos de Coleman (1981) devem estar relacionadas com as mudanças nas condições de fluxo. No experimento de Einstein e Chien (1955), além de variarem a concentração, eles variaram a vazão.

Mesmo com essas mudanças, o modelo do presente trabalho foi capaz de estimar o perfil de concentração de todos os perfis.

Comparando os resultados, pode-se observar na Figura 33 e na Tabela 8 que o modelo proposto neste trabalho, simulação 2, adequa-se melhor ao perfil de concentração que o modelo de Tsallis e Rouse calculados por Cui (2011).

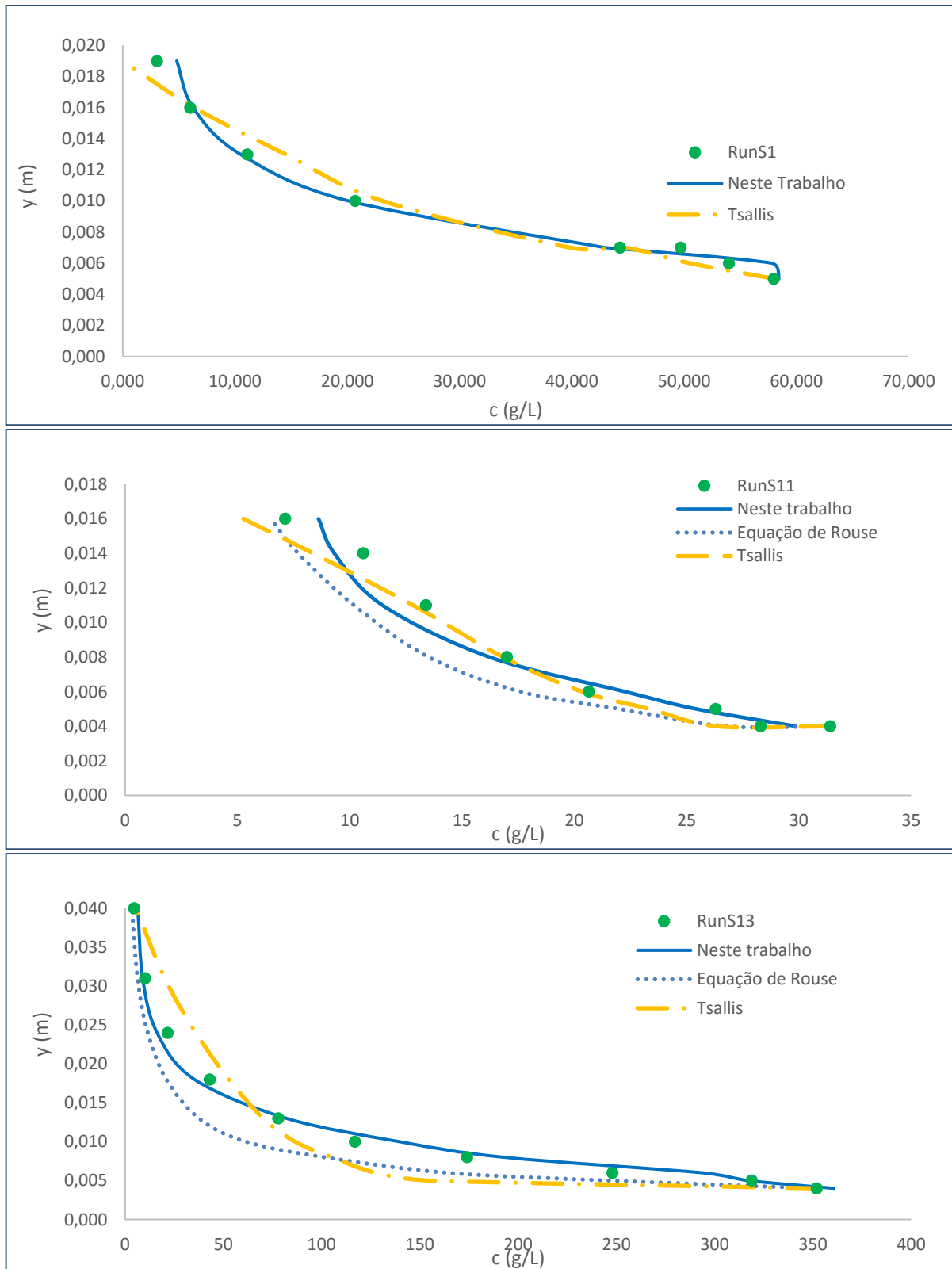


Figura 33 -Perfis de concentração de sedimentos medidos por Einstein e Chien (1955) identificados por pontos, calculados pelo método de Tsallis tracejado, pela Equação de Rouse com a linha pontilhada e calculados neste trabalho na simulação 2 identificados pelas linhas contínuas

Tabela 8 – Comparação da Simulação 2 e coeficientes estatísticos

Perfil	Tsallis			Equação de Rouse			Neste trabalho		
	Erro quadrático	NSE	R ²	Erro quadrático	NSE	R ²	Erro quadrático	NSE	R ²
RunS1	84,17	0,98	0,98				65,5	0,98	0,98
RunS11	21,4	0,97	0,98	61,33	0,91	0,97	16,43	0,97	0,98
RunS13	47447	0,59	0,79	22910	0,85	0,94	4269	0,97	0,97

O erro quadrático dos perfis RunS1, RunS11 e RunS13 de 65,5; 16,43 e 4269, respectivamente, calculados neste trabalho foram inferiores aos encontrados por Cui (2011), de 84,17; 21,4 e 47447, utilizando a teoria da entropia por Tsallis e pela Equação de Rouse.

Cui e Singh (2014a) compararam a determinação da descarga de sedimentos pela teoria da entropia por Tsallis e por Shannon com os mesmos dados de Coleman (1981) e de Einstein e Chien (1955). Os autores observaram que, apesar de não ter diferenças significativas entre os resultados, a teoria da entropia por Tsallis apresenta resultados mais precisos. Para melhorar os resultados, os autores utilizaram fatores de correção. No mesmo trabalho, compararam os resultados com os métodos de Prandtl von Karman equação de Rouse e verificaram que os métodos de estimativa da descarga de sedimentos baseada na entropia, tanto de Tsallis quanto de Shannon, apresentaram resultados melhores. Cui (2011) também afirma que a teoria de Tsallis representa melhor o perfil de concentração de sedimentos que a de Shannon.

Kumbhakar e Ghoshal (2016) determinaram, recentemente, a distribuição de velocidades pela teoria da entropia por Renyi (1961) e encontraram resultados superiores aos encontrados utilizando a teoria da entropia de Shannon (1948) e de Tsallis (1988).

A utilização da relação $m = \exp(F(c)^{\lambda_1})$, além de produzir melhores resultados, como R² superior aos de Cui (2011) com $m = 3$, reduz o número de parâmetros e conseqüentemente o esforço computacional. É necessário, portanto, utilizar as relações de acordo com a granulometria para se ter melhores resultados.

A principal vantagem de utilização desse método é a possibilidade de redução do número de amostras coletadas para a estimativa da concentração de sedimentos. Isso pode reduzir consideravelmente o custo de campanhas de monitoramento.

6.3 Estimativa da concentração de sedimentos em reservatórios

Pode-se observar na Figura 34 as concentrações de sedimentos estimadas e observadas nos Pontos 6, 12 e 20 com diferentes valores de “a” e com a equação de Cui e Singh (2014a) com $m = 3$.

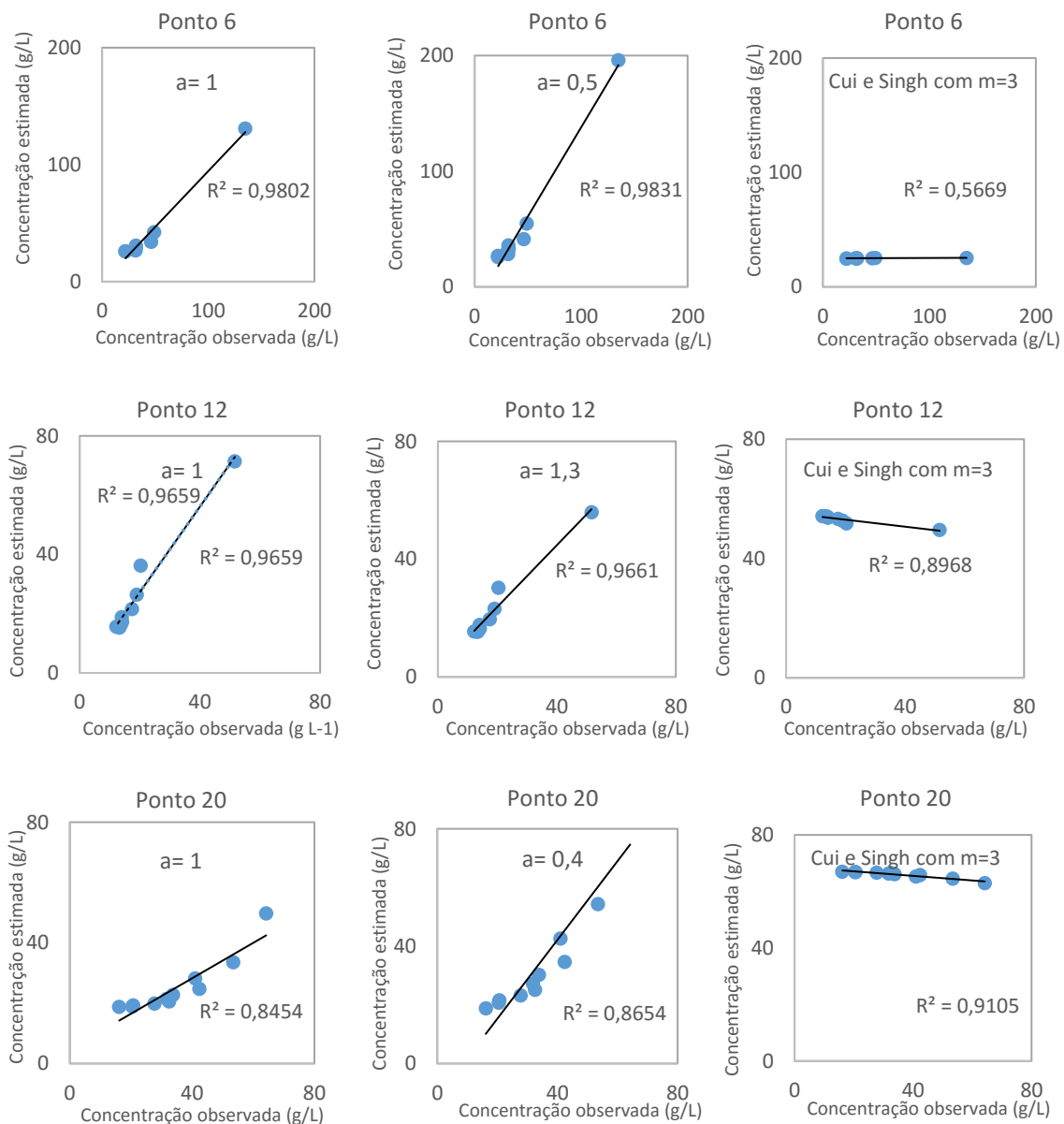


Figura 34 -Concentração de sedimentos estimada e observada nos Pontos 6, 12 e 20 com diferentes valores de “a” e com a equação de Cui e Singh (2014a) com $m = 3$

Nessa simulação, foram adotados os parâmetros que apresentaram o melhor R^2 . Comparando os resultados com o modelo adotado por Cui e Singh (2014a) e utilizando o

parâmetro de entropia m igual a 3, conforme sugerido pelos autores, observa-se que o modelo utilizado neste trabalho é superior, pois representa melhor o perfil de concentração de sedimentos.

Os valores encontrados no presente trabalho acompanham as alterações de concentração ao longo do perfil, diferente do outro modelo de Cui e Singh (2014a), já que, mesmo com alteração do parâmetro “ a ”, apresenta apenas o valor próximo ao médio do perfil. De acordo com Cui e Singh (2014a), o expoente “ a ” tem relação direta com o diâmetro das partículas em suspensão.

A Figura 35 apresenta as simulações realizadas que apresentaram os maiores valores de NSE e R^2 respectivamente.

Pode-se observar que a variação da concentração de sedimentos depende do valor de “ a ”. Com 3 pontos de amostragem, concentração mínima, máxima e um ponto intermediário é possível traçar o perfil de concentração de sedimentos, independentemente de outras variáveis.

Os perfis de concentração analisados possuem variações na concentração de sedimentos e na profundidade (ver Figura 35), dependendo da localização a montante e dentro do reservatório (ver Figura 17).

Apenas os pontos P6_2, P16_2 e P19_2 não tiveram resultados satisfatórios, pois o material de fundo foi suspenso devido às dragagens que eram realizadas próximas ao local de coleta das amostras.

O ponto P16_1 foi descartado, pois apresentou os valores mínimos de concentração de sedimentos no fundo e máximos na superfície. Fica claro que a interferência da dragagem trouxe prejuízo aos resultados desses perfis. De qualquer maneira, é interesse mostrar esses resultados para identificar que a modelagem não consegue prever o perfil de concentração de sedimentos em áreas com revolvimento de fundo por qualquer razão.

Apesar da determinação da concentração de sedimentos do ponto P6_2 não ser satisfatória devido ao revolvimento de fundo pelas dragagens, pode-se verificar que foi possível a sua determinação em outro momento (P6_1), e esse ponto é o mesmo, uma vez que apenas a condição de coleta foi diferente.

Não foi possível simular os perfis que não possuíam a concentração máxima e a superficial. Esses pontos são necessários para determinar o parâmetro “ a ”.

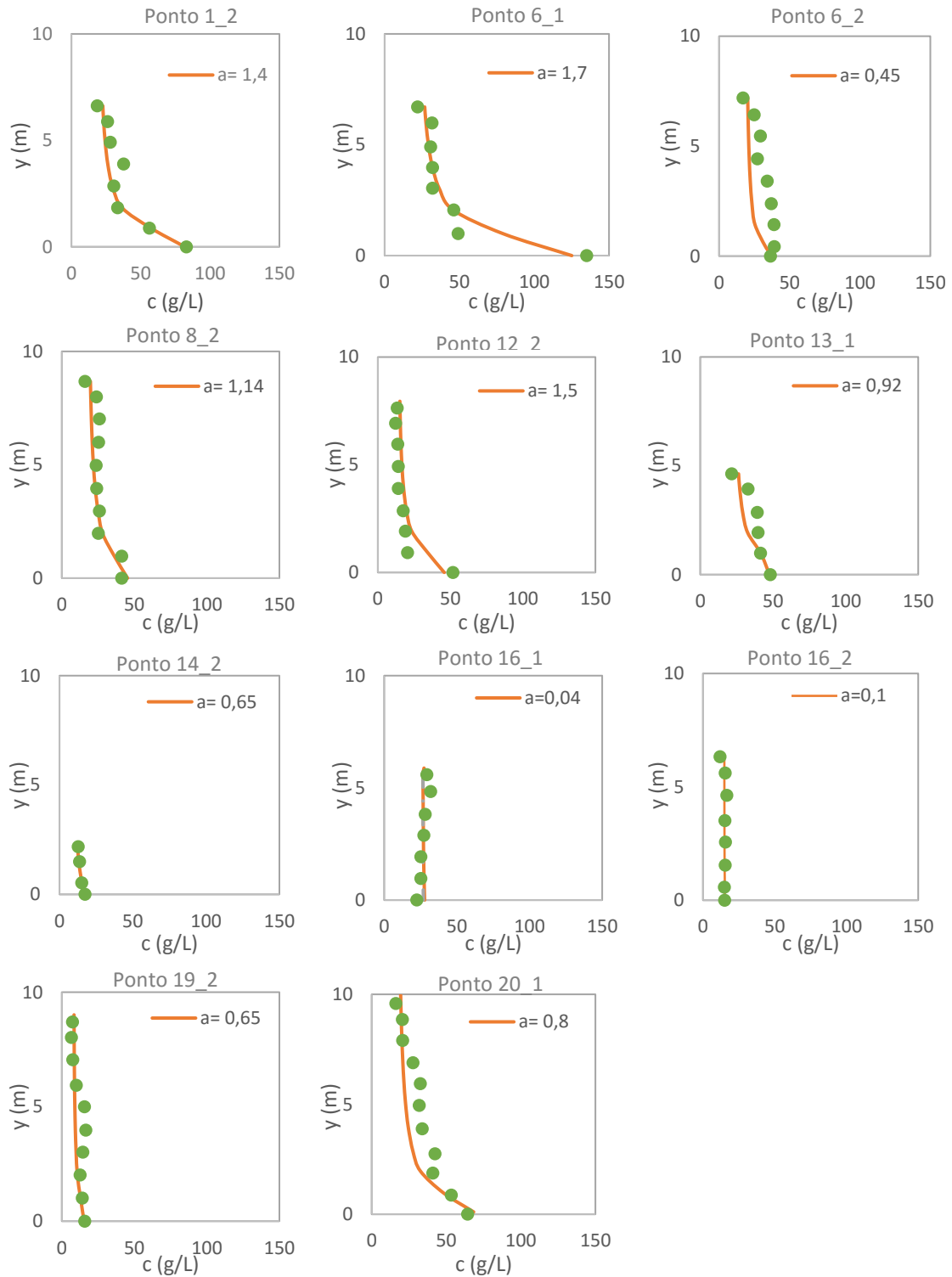


Figura 35 - Perfis de concentração de sedimentos nos pontos analisados

Na Tabela 09, estão listados todos os perfis simulados. Para identificar os melhores resultados, foram adotados os parâmetros que trouxeram os maiores valores de NSE e de R² respectivamente.

Tabela 9 - Resumo dos resultados das simulações

Perfil	D (%)	D**	NSE	NSE***	R²	R²*	Pbias(%)	Pbias*	RSR	RSR*
P1_2	-3%	MB	0,94	Exc	0,95	S	4%	S	0,24	S
P6_2	-18%	S	-0,49	I	0,39	I	21%	S	1,16	I
P8_2	-4%	MB	0,76	MB	0,82	S	5%	S	0,46	S
P12_2	22%	S	0,67	MB	0,80	S	-17%	S	0,62	S
P14_2	-4%	S	0,83	Exc	0,93	S	4%	S	0,14	S
P16_2	-1%	MB	-0,04	I	0,00	I	2%	S	1,48	I
P19_2	-10%	S	0,28	I	0,30	I	15%	S	1,15	I
P6_1	9%	MB	0,85	Exc	0,87	S	-6%	S	0,33	S
P13_1	-7%	MB	0,49	B	0,50	S	9%	S	0,69	S
P20_1	-14%	B	0,68	MB	0,71	S	14%	S	0,59	S

* Classificação de acordo com Moriasi et al., (2007)

**Classificação de acordo com Viola et al., (2012)

*** Classificação de acordo com Molnar (2011)

Nota: Exc=Excelente, MB=Muito Bom, B=Bom, S=Satisfatório, Sub=Subestima, Sup=Superestima, I=Insatisfatório

Pôde-se verificar que é possível modelar o perfil de concentração de sedimentos em reservatório com diferentes situações de fluxo de maneira satisfatória como pode ser observado na Tabela 9 pelos pontos P1_2, P8_2, P12_2, P14_2, P19_2, representando o período de estiagem (março), e pontos P6_1, P13_1 e P20_1, representando o período de cheias.

O valor de D não ultrapassou 25% em nenhum caso, e isso significa a tendência média das estimativas produzidas pelo presente modelo. O valor de Pbias também não ultrapassou 55%. Isso mostra que o modelo não superestimou nem subestimou.

A utilização da relação $m = \exp(F(c))^{\lambda_1}$, além de produzir melhores resultados, R² superior aos de Cui e Singh (2014a) com m=3, reduz o número de parâmetros e consequentemente o esforço computacional. Pela simplicidade do método e pela redução do custo de amostragens, a técnica pode ser considerada eficiente.

Como não havia dados da granulometria, apenas foi utilizada a relação de m. Mesmo assim foi possível determinar a concentração de sedimentos em condições variadas.

7 CONCLUSÃO

De acordo com análise dos resultados, pôde-se concluir:

- 1) É possível a utilização da teoria da entropia para simular o perfil de concentração de sedimentos em diferentes condições de fluxo, granulometria e concentração;
- 2) A utilização da relação $m = \exp F(c)^{\lambda 1}$ facilita os cálculos, reduz a quantidade de parâmetros modelados e, conseqüentemente, o esforço computacional, além de representar melhor as variações da concentração de sedimentos ao longo do perfil;
- 3) O modelo não representa satisfatoriamente concentrações abaixo de 10 g/L;
- 4) A utilização da função do parâmetro “a” melhorou a estimativa do perfil de concentração de sedimentos, já que considera as mudanças da granulometria em função da profundidade;
- 5) É possível a utilização da teoria da entropia para simular o perfil de concentração de sedimentos em reservatórios;
- 6) Não foi possível, pelo método utilizado, determinar a concentração de sedimentos em perfis que sofreram movimentação de fundo.

REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA. *Capacidade de geração do estado de São Paulo*. Disponível em: <<http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/ResumoEstadual/GeracaoTipoFase.asp?tipo=5&fase=3&UF=SP:S%C3O%20PAULO>>. Acesso em: 10 fevereiro 2016.

ASIMOV, Isaac. *Escolha a catástrofe*. 5a. reimpr. São Paulo: Círculo do Livro, 1987. 282 p.

CARVALHO, N. O. *Hidrossedimentologia prática*. 2ªed., ver., atual. E ampliada. Rio de Janeiro: Interciência, 2008, 599 p.

CARVALHO, N.; FILIZOLA JÚNIOR, N.; SANTOS, P.; LIMA, J. *Guia de práticas sedimentométricas*. Brasília: ANEEL, 2000.

CHAO-LIN CHIU, M. Entropy and probability concepts. *Journal of Hydraulic Engineering*, 583-599, 1987.

CHARLESWORTH, S., ORMEROD, L.; LEE, J. *Tracing sediment within urban catchments using heavy metal, mineral magnetic and radionuclide signatures, in Tracers in Geomorphology*. Chichester: Foster, 2000.

CHEN, L.; SINGH, V. P.; GUO, S.; ZHOU, J; YE, L. Copula entropy coupled with artificial neural network for rainfall–runoff simulation. *Stoch Environ Res Risk Assess*, v.28, p.1755–1767, 2014.

CHIU, C. L. Entropy and probability concepts in hydraulics. *Journal of Hydraulic Engineering*, 10.1061/(ASCE)0733-9429(1987). v.113, n.5, p.583–600, 1987.

CHIU, C. L. Entropy and 2-D velocity distribution in open channels. *Journal of Hydraulic Engineering*, 10.1061/(ASCE)0733-9429(1988). v.114, n.7, p.738–756, 1988.

CHIU, C. L. Velocity distribution in open channel flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 10.1061/(ASCE)0733-9429(1989). v.115, n.5, p.576–594, 1989.

CHIU, C., JIN, W.; CHEN, Y. Mathematical models of distribution of sediment concentration. *Journal of Hydraulic Engineering*, v.126, p.16-23, 2000.

CHIU, C. L.; JIN, W. Entropy-based modeling and measurement of sediment concentration. *Proceedings, Congress of the International Association of Hydraulic Research, IAHR*, p.1203-1208, 1997.

CHIU, C. L.; HSU, S. M.; TUNG, N. C. Efficient methods of discharge measurements in rivers and streams based on the probability concept. *Hydrol. Process*, v. 19, p. 3935–3946, 2005.

CHOU, C. M. Complexity analysis of rainfall and runoff time series based on sample entropy in different temporal scales. *Stoch Environ Res Risk Assess.* v. 28, p.1401–1408, 2014.

COLEMAN, N. L. Velocity profiles with suspended on the open-channel distribution. *Water Resources Research*, v. 22, n.10, p. 1377-1384, 1981.

COLLINS, A. L.; WALLING, D. E. Documenting catchment suspended sediment sources: problems, approaches and prospects. *Prog Phys Geogr*, v.28, p.159–196, 2004.

CONTE, A. E. Entropia e Distribuição Exponencial Simples. In A. E. Conte, *Aspectos de um Hidrograma máximo mais provável*. p. 29-39. São Paulo, 2005.

CUI, H. *Estimation of Velocity distribution and suspended sediment discharge in open channels using entropy*. 2011.Thesis submitted to the Office of Graduate Studies of Texas A&M University, 212p. 2011.

CUI, H.; SINGH, V. P. On the cumulative distribution function for entropy-based hydrologic modeling. *Trans. ASABE*, v. 55, n.2, p. 429–438, 2012.

CUI, H.; SINGH, V. P. Two dimensional velocity distribution in open channels using Tsallis entropy. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 18, n.3, p.331–339, 2013.

CUI, H.; SINGH, V. P. Computation Suspended sediment concentration in open channels using tsallis entropy. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 19 n.1, p.18-25, 2014a.

CUI, H.; SINGH, V. P. Suspended Sediment Discharge in Open Channels by Combining Tsallis Entropy-Based Methods and Empirical Formulas. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 19 n.1, p.966-977, 2014b.

CUI, H.; SINGH, V. P. Configurational entropy theory for streamflow forecasting. *Journal of Hydrology*, v. 521, p.1–17, 2015.

DAVIS, J. D.; SIMS, S. M. Physical and maximum entropy models applied to inventories of hillslope sediment sources. *Journal of Soils Sediments*, 1784–1801, 2013.

DESHPANDE, V.; KUMAR, B. Review and assessment of the theories of stable alluvial channel design. *Water Resources*, 481-487, 2016.

EFESO, H. Pensador-Autores-Heráclito-de-Efeso. Disponível em: < <http://pensador.uol.com.br/frase/NzA2ODcw/> > Acesso em 29 mai. 2016.

EINSTEIN, H. A. *The bed load function for sediment transportation in open channels*. Washington, DC: Technical Bulletin 1026, Soil Conservation Service -USDA, 1950.

EINSTEIN, H. A; CHIEN, N. *Effects of Heavy Sediment Concentration near the Bed on Velocity na Sediment Distribution*, M. R. D. Sediment Series n. 8, Univ. of California, Berkeley, USA. 1955.

ESPILDORA, B.; AMOROCHO, J. Entropy in the assessment of uncertainty in hydrologic systems and models. *Wat. Resour. Res.*, v.9,1973.

FUNDAÇÃO PARA O INCREMENTO DA PESQUISA E DO APERFEIÇOAMENTO INDUSTRIAL. Desenvolvimento, validação e aplicação de um modelo tri-dimensional de transporte de sedimentos em reservatórios aplicado ao cálculo e elaboração de projeções futuras de geração hidrelétrica. São Carlos, 2015. Relatório P&D, Convênio FIPAI/AES.

GOMEZ, B.; PHILLIPS, J. Deterministic Uncertainty in Bed Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, v.125, p.305–308, 1999.

GUY, H.P. Laboratory theory and methods for sediment analysis. *Techniques of Water-Resources Investigations of the US Geological Survey*. vol. 5, Chap, C1 US Government Printing Office: Washington, DC, 1969. 58p.

HADDADCHI, A; OLLEY, J.; LACEBYB, P. Accuracy of mixing models in predicting sediment source contributions. *Science of the Total Environment*. p. 139–152, 2014.

HADI E. *An efficient method of estimating sediment discharge in rivers*. Submitted to the Graduate Faculty of The School of Engineering in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy. University of Pittsburgh 2004.

HANCOCK, John C. *An introduction to the principle of communication theory*. New York: McGraw-Hill, 1961. 254 p.

HUSAIN, T. Hydrologic uncertainty measure and network design. *Water Resources Bulletin*, p. 527-534, 1989.

JAYNES, E. T. Information Theory and Statistical Mechanics. *Information Theory and Statistical Mechanics*, v. 106, n.4, p. 620-630, 1957.

KUMBHAKAR, M.; GHOSHAL, K. One-Dimensional velocity distribution in open channels using Renyi entropy. *Stoch Environ Res Risk Assess*. DOI 10.1007/s00477v. 016, 1221-y, 2016.

LIEN, H.P.; TSAI, F. W. Sediment Concentration Distribution of Debris Flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, v.129, p.995-1000, 2003.

LIN, J.; HUANG, Y.; WANG, M. K.; JIANG, F.; ZHANG, X.; GE, H. Assessing the sources of sediment transported in gully systems using a fingerprinting approach: An example from South-east China. *Catena*, v.129, p. 9–17, 2015.

LUO, H.; SINGH, V. P. Entropy theory for two-dimensional velocity distribution. *Journal of Hydraulic Engineering*, p.303–315, 2011.

MAZUMDER, B.S.; GHOSHAL, K. Velocity and concentration profiles in uniform sediment-laden flow. *Applied Mathematical Modelling*, v. 30, p. 164–176, 2006.

MERTEN, G.H; MINELLA, J.P.G.; HOROWITZ, A.J.; MORO, M. Determinação da concentração de sedimentos em suspensão em rios com o uso de turbidímetro. Porto Alegre: Edição de Gustavo H. Merten, 2014. 97p.

MINEI, N. Um método expedito para a medição de vazão em rios e canais abertos. Tese de doutorado - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 1999.123p.

MOLNAR, P. *Calibration*. Watershed Modelling, SS. Institute of Environmental Engineering, Chair of Hydrology and Water Resources Management, ETH Zürich. Switzerland. 2011.

MORAMARCO, T.; CORATO, G.; MELONE, F.; SINGH, V.P. An entropy-based method for determining the flow depth distribution in natural channels. *Journal of Hydrology*, v. 497, p. 176–188, 2013.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, v.50, n.3, p. 885-900, 2007.

MUKHOPADHYAY, B.; KHAN, A. Boltzmann–Shannon entropy and river flow stability within Upper Indus Basin in a changing climate. *Intl. Journal. River Basin Management*, v.13, p.87–95, 2015.

ONGLEY, E. *Water Quality Monitoring: A Practical Guide to the Design and Implementation of Freshwater Quality Studies and Monitoring Programmes*. United Nations Environment Programme and the World Health Organization: Jamie Bartram e Richard Ballance, 1996. 15p.

POLETO, C.; BORTOLUZZI, E. C.; CHARLESWORTH, S.; MERTEN, G. H. Urban sediment particle size and pollutants in southern Brazil. *Journal of Soils and Sediments*, v.9, p.317-329, 2009.

POLETO, C.; CARDOSO, A. R. Concentrações de Zn e Ni em sedimentos urbanos de 30 municípios do Rio Grande do Sul: Riscos aos Recursos Hídricos estaduais. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.14, p.1-12, 2012.

POLETO, C. ; LIMA, J. E. F. W. ; ARAUJO, J. C. Overview of the work in Latin America on erosion and sediment dynamics. *Journal of Soils and Sediments*, p. 1-4, 2014.

POLETO, C.; MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. The identification of sediment sources in a small urban watershed in southern Brazil: An application of sediment fingerprinting. *Environmental Technology*, v.30, p.1145-1153, 2009.

RENYI, A. On measures of entropy and information. *Proceedings, 4th Berkeley Symposium on Mathematics. Statistics and Probability*, v.1, p.547–561, 1961.

RESNICK; HALLIDAY. *Fundamentos de Física. volume 1: mecânica* / David Halliday; Roben Resnick; Jearl Walker; tradução e revisão técnica Ronaldo Sérgio de Biasi. 8ª ed. Rio de Janeiro: 2008.

RIJN, L.C. van. *Sediment Transportation in Heavy Sediment-laden Flows*. Second International Symposium on river sedimentation. Nanjing, China, October p.11-16, 1983.

ROUSE, H. Modern conceptions of the mechanics of turbulence. *Trans. ASCE*, v. 102. n.1, p. 463–543, 1937.

SANTOS, B. B. *Estudo da concentração de sedimentos em suspensão no reservatório de Mogi-Guaçu (SP)*. Dissertação de mestrado - Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental - Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, 2015.

SHANNON, C. E. A Mathematical Theory of Communication. *The Bell System Technical Journal*, v.27, p.623-656, 1948.

SILVA, A. M.; SCHULZ, H. E.; CAMARGO, P. B. *Erosão e Hidrossedimentologia em Bacias Hidrográficas* (2 ed.). São Carlos: RiMa, 2007.

SINGH, V. Probability distribution of rainfall-runoff using entropy theory. *American Society of Agricultural Engineers: General Edition*, p.1733-1744, 2012.

SINGH, V. P. Hydrologic modelling using entropy. *Journal of the Institution of Engineers (India): Civil Engineering Division*, v. 70, p.55-60, 1989.

SINGH, V. P. The use of entropy in hydrology and water resources. *Issue Hydrological Processes*, v.11, p.587–626, 1997.

SINGH, V. P. *Entropy-based parameter estimation in hydrology*. Amsterdam: Water Science and Technology Library, 1998.

SINGH, V. P. Hydrologic synthesis using entropy theory: Review. *Journal of Hydrologic Engineering*, v.16, p.421-433, 2011.

SINGH, V. P.; CUI, H. Suspended Sediment Concentration in Open Channels Using Tsallis Entropy. *Journal of Hydraulic Engineering*, v.19, p.966-977, 2014.

SINGH, V. P.; CUI, H. Modeling sediment concentration in debris flow by Tsallis entropy. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, p.49-58, 2015.

SINGH, V. P.; KRSTANOVIC, P. F. A stochastic model for sediment yield using the principle of maximum entropy. *Water Resources Research*, v.23, p.781-793, 1987.

SINGH, V. P.; KRSTANOVIC, P. F.; LANE, L. J. *Stochastic models of sediment yield*. Louisiana: Elsevier, 1988.

SINGH, V. P.; Marini, G.; Fontana, N. Derivation of 2D Power-Law Velocity Distribution Using Entropy Theory. *Entropy*, v.15, p. 1221-1231, 2013. doi:10.3390/e15041221
SONUGA, J. O. Entropy principle applied to the rainfall-runoff process. *Journal of Hydrology*, p.81-94, 1976.

SUBCOMMITTEE ON SEDIMENTATION. Determination on fluvial sediment discharge. Minneapolis, 1965. Inter-Agency on Water Resources, Report , n.14.

TSALLIS, C. Possible generalization of Boltzmann-Gibbs statistics. *Journal of Statistical Physics*, p.479-487, 1988.

VANONI, V.A. Sedimentation engineering. New York: ASCE, 1977.

VANONI, L.C.; BROOKS, N. H. Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Streams, Sedimentation Lab., California Inst. Of Techn., Report E-68, Pasadena, USA, 1957.

VIOLA, M. R. C. R.; GIONGO, M.; BESKOW, S.; SANTOS, A. F. Hydrological Modeling in a watershed of the Lower Araguaia River Basin, TO. *Journal of technology and Biodiversity*. v.3, n. 3, p. 8-47, 2012. ISSN: 2179-4804.

VON KARMAN, T. Some aspects of the turbulence problem. *Mech. Eng.*, v. 57, p.407-412, 1935.

WANG MU-LAN, Y. G.-Q.-F.-C.-C.; ZHU , K.-C., YU GUO, Q.; ZHANG, Q.-F.; WANG, D.-C.; WANG, M.-L.; YU, G.-Q. Application of information entropy theory to study of velocity distribution in open channel cross sections. *Elsevier*, - 1992.

WANG, D.; ZHU, Y. Principle of maximum entropy and its application in hydrology and water resources. *Advances in Water Science*, p. 424-430, 2001.

WEIJS, S. V.; SCHOUPS, G.; VAN DE GIESEN, N. Why hydrological predictions should be evaluated using. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v.14, p.2545–2558, 2010.

WILLMOTT, C.J.; ACKLESON, S.G.; DAVIS, R. E.; FEDDEMA, J.J.; KLINK, K.M.; LEGATES, D.R.; O'DONNELL, J.; ROW. C. M. Statistics for evaluation and comparison of models, *Journal of Geophysical Research*, v. 90, n. C5, p. 8995-9005, September 20, 1985.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. Guide to hydrological practices. Geneva, WMO publication, n.168,1981.

XIAO, L.; YANG, X.; CHEN, S.; CAI, H. An assessment of erosivity distribution and its influence on the effectiveness of land use conversion for reducing soil erosion in Jiangxi, China. *Catena*, v.125, p.50–60, 2015.

XU, G.; ZHAO, L. (2013). Analysis of fluvial process based on information entropy. *Journal of Tianjin University Science and Technology*, v.43, p.347-353, 2013.

YALIN, M. S.; FINLAYSON, G. D. On the Velocity Distribution of the Flow-carrying Sediment in Suspension, *Symp. To honour Prof. H. A. Einstein*, Edited H. W. Shen, USA.1972.

YANG, Y; BURN, D. H. An entropy approach to data collection network design. *Journal of Hydrology*. v. 157, p. 307-324, 1994.

YEVJEVICH, V. *Probability and Statistics in Hydrology* . Fort Coliins: Water Resources Publications,1972.

ZHANG, L.; SINGH, V. P. Bivariate Rainfall and Runoff Analysis Using Entropy and Copula Theories. *Entropy*, v.14, p. 1784-1812, 2012. doi:10.3390/e14091784.

ZHANG, L.; SINGH, V. P. Joint and Conditional Probability Distributions of Runoff Depth and Peak Discharge Using Entropy Theory. *Journal of Hydraulic Engineering*. v.19, p.1150-1159, 2014.

ZHU, D.; ZHANG, Q.; WANG, M. Application of information entropy theory to study of hydraulic problems. *Journal of Hydraulic Engineering*, v.9, 1996.

APÊNDICES

Apêndice A – Simulação 1 com os dados de Coleman, 1986.

		Função de Densidade Calculada							Perfil de Concentração de Sedimentos calculado												
Perfil		L1	a	Erro	R ²	NSE	cest (g/L)	D %	Erro	NSE	R ²	PBIAS	RSR	RMSE							
2	3,07	0,14	1,36	0,13	0,96	S	0,87	Exc	3,64	126%	Sup	15,28	0,80	Exc	0,85	S	-18%	S	0,47	S	1,13
3	5,72	0,20	1,36	0,16	0,96	S	0,83	Exc	4,94	45%	Sup	47,40	0,84	Exc	0,86	S	14%	S	0,41	S	1,99
4	8,86	0,25	1,36	0,20	0,95	S	0,78	MB	6,86	16%	S	166,31	0,79	MB	0,86	S	23%	S	0,45	S	3,72
5	12,15	0,27	1,36	0,20	0,95	S	0,77	MB	8,46	-5%	MB	365,59	0,76	MB	0,87	S	30%	S	0,48	S	5,52
6	14,97	0,29	1,36	0,23	0,94	S	0,74	MB	9,74	-12%	B	681,77	0,73	MB	0,86	S	35%	S	0,51	S	7,54
7	18,73	0,31	1,36	0,22	0,94	S	0,75	MB	12,25	-22%	S	1246,71	0,67	MB	0,82	S	35%	S	0,54	S	10,19
8	22,27	0,32	1,36	0,25	0,93	S	0,71	MB	13,64	-28%	Sub	1858,24	0,68	MB	0,84	S	39%	S	0,55	S	12,44
9	25,72	0,33	1,36	0,28	0,93	S	0,67	MB	15,02	-30%	Sub	2856,90	0,65	MB	0,82	S	42%	S	0,58	S	15,43
10	29,74	0,36	1,32	0,32	0,92	S	0,53	B	17,52	-32%	Sub	4096,94	0,65	MB	0,82	S	41%	S	0,56	S	18,48
11	32,80	0,36	1,35	0,32	0,92	S	0,53	B	18,94	-28%	Sub	5838,60	0,60	MB	0,79	S	42%	S	0,59	S	22,06
12	34,88	0,36	1,35	0,32	0,91	S	0,51	B	20,31	-36%	Sub	5894,58	0,64	MB	0,81	S	42%	S	0,57	S	22,16
13	38,38	0,37	1,32	0,33	0,91	S	0,52	B	20,32	-40%	Sub	7971,92	0,59	B	0,80	S	47%	S	0,63	S	25,77
14	41,27	0,37	1,35	0,31	0,92	S	0,54	B	22,66	-40%	Sub	9775,76	0,57	B	0,77	S	45%	S	0,62	S	28,54
15	43,86	0,37	1,36	0,34	0,91	S	0,57	B	23,86	-40%	Sub	10020,37	0,64	MB	0,82	S	46%	S	0,58	S	28,90
16	46,33	0,38	1,35	0,36	0,90	S	0,44	B	25,81	-40%	Sub	12062,24	0,62	MB	0,80	S	44%	S	0,58	S	31,70
17	46,23	0,38	1,35	0,38	0,90	S	0,37	S	26,31	-39%	Sub	10613,54	0,69	MB	0,84	S	43%	S	0,53	S	29,74
18	47,00	0,40	1,30	0,41	0,89	S	0,34	S	27,01	-42%	Sub	11877,50	0,65	MB	0,82	S	43%	S	0,55	S	31,46

continuação...

Perfil	ceq medida (g/L)	L1	a	Erro	R ²	NSE		cest (g/L)	D %		Erro	NSE		R ²	PBIAS	RSR	RMSE				
19	50,27	0,38	1,36	0,41	0,89	S	0,43	B	28,01	-40%	Sub	12855,07	0,69	MB	0,84	S	44%	S	0,54	S	32,73
20	52,56	0,39	1,35	0,44	0,88	S	0,22	S	29,42	-39%	Sub	14092,94	0,71	MB	0,85	S	44%	S	0,52	S	34,27
22	2,77	0,15	1,30	0,27	0,92	S	0,60	MB	3,57	154%	Sup	15,05	0,83	Exc	0,95	S	-29%	S	0,44	S	1,12
23	5,50	0,22	1,35	0,30	0,91	S	0,53	B	5,67	64%	Sup	17,73	0,96	Exc	0,96	S	-3%	S	0,21	S	1,22
24	8,51	0,26	1,36	0,32	0,91	S	0,57	B	7,48	29%	Sup	71,05	0,93	Exc	0,94	S	12%	S	0,26	S	2,43
25	11,55	0,29	1,36	0,37	0,89	S	0,47	B	9,57	11%	B	173,53	0,92	Exc	0,94	S	17%	S	0,28	S	3,80
26	14,15	0,30	1,35	0,32	0,91	S	0,51	B	10,95	-5%	MB	377,95	0,86	Exc	0,91	S	23%	S	0,36	S	5,61
27	16,94	0,32	1,35	0,35	0,90	S	0,45	B	12,62	-8%	MB	771,19	0,82	Exc	0,89	S	25%	S	0,40	S	8,02
28	19,85	0,33	1,35	0,38	0,89	S	0,36	S	14,57	-14%	B	1051,84	0,83	Exc	0,89	S	27%	S	0,39	S	9,36
29	22,58	0,34	1,35	0,40	0,89	S	0,33	S	15,65	-18%	S	1449,88	0,83	Exc	0,90	S	31%	S	0,40	S	10,99
30	25,20	0,35	1,35	0,43	0,88	S	0,24	S	17,70	-21%	S	1830,16	0,83	Exc	0,91	S	30%	S	0,38	S	12,35
31	26,94	0,36	1,35	0,46	0,87	S	0,16	I	19,63	-21%	S	1964,46	0,85	Exc	0,91	S	27%	S	0,36	S	12,79
33	0,65	0,12	1,33	0,33	0,90	S	0,43	B	3,00	781%	Sup	67,73	-10,05	I	0,96	S	-361%	I	1,57	I	2,38
34	1,14	0,10	1,33	0,40	0,88	S	0,26	S	3,07	500%	Sup	46,73	-1,12	I	0,96	S	-170%	I	1,24	I	1,97
35	1,89	0,14	1,25	0,53	0,84	S	0,03	I	3,25	272%	Sup	31,62	0,57	B	0,95	S	-73%	I	0,71	I	1,62
36	3,21	0,20	1,30	0,60	0,82	S	-0,37	I	4,33	166%	Sup	29,01	0,88	Exc	0,97	S	-35%	S	0,36	S	1,55
37	3,78	0,21	1,32	0,50	0,85	S	-0,07	I	4,85	118%	Sup	24,56	0,92	Exc	0,97	S	-28%	S	0,29	S	1,43
38	4,74	0,22	1,35	0,45	0,86	S	0,11	I	5,55	86%	Sup	13,92	0,97	Exc	0,99	S	-17%	S	0,18	S	1,08
39	5,28	0,24	1,32	0,52	0,84	S	-0,14	I	6,09	74%	Sup	23,60	0,96	Exc	0,98	S	-15%	S	0,20	S	1,40
40	5,25	0,24	1,32	0,49	0,85	S	-0,02	I	6,17	69%	Sup	20,21	0,96	Exc	0,99	S	-18%	S	0,19	S	1,30

Exc= Excelente; MB= Muito Bom; B= Bom; S= Satisfatório; Sub=Subestima; Sup=Superestima; I=Insatisfatório.

Apêndice B – Simulação 2 com os dados de Coleman, 1986.

Perfil	ceq medida (g/L)	Parâmetros					Função Densidade calculada			Perfil de concentração de sedimentos calculado											
		L1	a	Erro	R ²	NSE	cest (g/L)	D %	Erro	NSE	R ²	PBIAS	RSR	RMSE							
2	3,3	0,02	1,03 a 8,48	0,40	0,866	S	0,530	B	8,9	396,6%	Sup	350,7	-4,238	I	0,994	S	-169%	I	1,539	I	5,647
3	5,7	0,05	1,02 a 4,9	0,12	0,958	S	0,852	Exc	6,5	126,6%	Sup	46,9	0,840	Exc	0,879	S	-14%	S	0,426	S	1,976
4	8,9	0,072	1,03 a 7,63	0,25	0,908	S	0,678	MB	9,6	74,5%	Sup	26,2	0,967	Exc	0,976	S	-8%	S	0,183	S	1,478
5	12,1	0,085	1,03 a 8,05	0,27	0,899	S	0,647	MB	12,2	41,7%	Sup	39,6	0,974	Exc	0,976	S	0%	S	0,161	S	1,817
6	15,0	0,1	1,03 a 9,42	0,31	0,878	S	0,578	B	14,2	39,3%	Sup	1847,5	0,346	S	0,415	S	5%	S	0,832	I	11,658
7	18,7	0,105	1,03 a 8,94	0,29	0,887	S	0,608	MB	18,5	20,5%	S	196,2	0,948	Exc	0,953	S	1%	S	0,218	S	4,043
8	22,3	0,115	1,03 a 8,48	0,24	0,906	S	0,663	MB	20,8	10,4%	B	242,5	0,958	Exc	0,965	S	7%	S	0,198	S	4,495
9	25,7	0,122	1,03 a 8,71	0,22	0,911	S	0,681	MB	24,0	9,8%	MB	304,6	0,963	Exc	0,969	S	7%	S	0,186	S	5,038
10	29,7	0,13	1,03 a 8,48	0,19	0,920	S	0,715	MB	26,3	4,7%	MB	629,9	0,946	Exc	0,959	S	12%	S	0,226	S	7,245
11	32,8	0,138	1,03 a 8,48	0,18	0,925	S	0,733	MB	29,6	8,3%	MB	755,7	0,948	Exc	0,966	S	10%	S	0,215	S	7,936
12	34,9	0,139	1,03 a 8,48	0,18	0,927	S	0,729	MB	31,4	-0,5%	MB	710,7	0,957	Exc	0,970	S	10%	S	0,197	S	7,696
13	38,4	0,142	1,03 a 8,48	0,19	0,924	S	0,723	MB	33,2	-5,2%	MB	760,2	0,945	Exc	0,964	S	14%	S	0,225	S	9,473
14	41,3	0,145	1,03 a 8,48	0,19	0,920	S	0,714	MB	35,9	-5,4%	MB	757,1	0,942	Exc	0,962	S	13%	S	0,230	S	10,454
15	43,9	0,15	1,03 a 8,48	0,17	0,929	S	0,740	MB	38,3	-5,9%	MB	1547,9	0,945	Exc	0,963	S	13%	S	0,224	S	11,219
16	46,3	0,152	1,03 a 8,71	0,17	0,930	S	0,741	MB	40,8	-4,4%	MB	1262,6	0,950	Exc	0,965	S	12%	S	0,215	S	11,500
17	46,2	0,155	1,03 a 8,48	0,14	0,938	S	0,766	MB	42,2	-2,0%	MB	2326,9	0,959	Exc	0,970	S	9%	S	0,193	S	10,798
18	47,0	0,156	1,03 a 8,48	0,14	0,939	S	0,767	MB	42,7	-5,7%	MB	2367,6	0,955	Exc	0,969	S	9%	S	0,201	S	11,404
19	50,3	0,158	1,03 a 8,48	0,13	0,944	S	0,783	Exc	45,7	-1,8%	MB	435,2	0,963	Exc	0,971	S	9%	S	0,186	S	11,409
20	52,6	0,164	0	0,10	0,955	S	0,857	Exc	45,7	-5,1%	MB	4384,0	0,959	Exc	0,973	S	13%	S	0,194	S	12,866
22	2,8	0,04	1 a 3,32	0,08	0,964	S	0,880	Exc	7,1	416,2%	Sup	212,1	-4,209	I	0,970	S	-141%	I	1,110	I	4,391
23	5,5	0,058	1 a 3,32	0,07	0,967	S	0,888	Exc	8,1	157,8%	Sup	96,3	0,762	MB	0,961	S	-47%	S	0,477	S	2,832
24	8,5	0,08	1 a 3,04	0,07	0,966	S	0,887	Exc	9,1	78,4%	Sup	31,9	0,969	Exc	0,979	S	-7%	S	0,179	S	1,631

continuação....

Perfil	ceq medida (g/L)	L1	a	Erro	R ²	NSE	cest (g/L)	D %	Erro	NSE	R ²	PBIAS	RSR	RMSE							
25	11,5	0,1	1 a 3,32	0,07	0,963	S	0,877	Exc	13,2	57,9%	Sup	136,4	0,935	Exc	0,963	S	-15%	S	0,238	S	3,371
26	14,2	0,1	1 a 3,32	0,07	0,968	S	0,896	Exc	13,9	29,2%	Sup	92,9	0,966	Exc	0,967	S	2%	S	0,184	S	2,783
27	16,9	0,114	1 a 3,32	0,06	0,969	S	0,901	Exc	16,7	26,6%	Sup	155,3	0,963	Exc	0,968	S	1%	S	0,183	S	3,598
28	19,9	0,122	1 a 3,32	0,07	0,967	S	0,890	Exc	19,6	18,4%	S	188,6	0,969	Exc	0,975	S	1%	S	0,166	S	3,965
29	22,6	0,13	1 a 3,32	0,07	0,964	S	0,880	Exc	21,9	14,4%	B	395,7	0,953	Exc	0,963	S	3%	S	0,205	S	5,743
30	25,2	0,136	1 a 3,32	0,07	0,962	S	0,868	Exc	24,5	10,6%	B	565,1	0,949	Exc	0,959	S	3%	S	0,213	S	6,862
31	26,9	0,135	1 a 3,52	0,07	0,961	S	0,864	Exc	27,7	14,1%	MB	153,0	0,907	Exc	0,918	S	-3%	S	0,290	S	10,102
33	0,7	0,03	1,02 a 1,59	0,39	0,877	S	0,332	S	5,8	1658,7%	Sup	359,6	-57,673	I	0,903	S	-799%	I	1,707	I	5,474
34	1,1	0,03	1,02 a 1,68	0,45	0,859	S	0,152	I	5,9	1085,9%	Sup	290,5	-12,191	I	0,923	S	-421%	I	1,563	I	4,921
35	1,9	0,03	1,02 a 1,68	0,55	0,828	S	-0,147	I	6,0	689,5%	Sup	207,4	-1,831	I	0,947	S	-218%	I	1,277	I	4,158
36	3,2	0,05	1,02 a 1,68	0,64	0,801	S	-0,475	I	5,3	328,9%	Sup	69,7	0,717	MB	0,950	S	-65%	I	0,551	S	2,410
37	3,8	0,056	1,02 a 1,68	0,56	0,826	S	-0,187	I	5,4	214,1%	Sup	52,3	0,828	Exc	0,937	S	-43%	S	0,419	S	2,087
38	4,7	0,062	1,02 a 1,68	0,52	0,840	S	-0,026	I	5,6	150,4%	Sup	59,4	0,860	Exc	0,886	S	-19%	S	0,385	S	2,224
39	5,3	0,072	1,02 a 1,68	0,58	0,819	S	-0,266	I	6,1	116,7%	Sup	50,0	0,919	Exc	0,931	S	-15%	S	0,286	S	2,041
40	5,2	0,07	1,02 a 1,68	0,54	0,829	S	-0,139	I	6,0	110,1%	Sup	50,6	0,911	Exc	0,925	S	-15%	S	0,301	S	2,053

Apêndice C – Simulação1 com os dados de Einstein e Chien, 1955.

Perfil	Função Densidade Calculada						Perfil de concentração de sedimentos calculado														
	ceq medida (g/L)	L1	a	Erro	R ²	NSE	cest média (g/L)	D %	Erro Quadrático	NSE	R ²	PBIAS	RSR	RMSE							
RunS1	34,8	1,1	1,33	0,111	0,994	S	0,80	Exc	16,10	-44%	Sub	3123,42	0,18	I	0,64	S	49%	S	1,02	I	21,12
RunS2	59,9	0,95	1,33	0,157	0,996	S	0,82	Exc	31,92	-35%	Sub	12020,09	0,33	S	0,61	S	42%	S	0,84	I	34,67
RunS3	77,9	0,97	1,33	0,157	0,996	S	0,82	Exc	42,27	-33%	Sub	20096,93	0,31	S	0,58	S	41%	S	0,86	I	44,83
RunS4	107,0	1,67	1,33	0,213	0,996	S	0,67	MB	81,29	-27%	Sub	14094,55	0,74	MB	0,83	S	17%	S	0,47	S	37,54
RunS5	172,3	1,06	1,33	0,150	0,998	S	0,82	MB	105,99	-28%	Sub	72771,12	0,42	B	0,63	S	33%	S	0,77	I	85,31
RunS6_1	11,0	1,04	1,33	0,140	0,996	S	0,40	I	10,82	18%	S	35,67	0,72	MB	0,99	S	-13%	S	0,65	S	2,99
RunS6_2	18,0	0,95	1,33	0,095	0,993	S	0,61	I	17,24	18%	MB	80,84	0,85	Exc	0,99	S	2%	S	0,45	S	4,02
RunS7	34,5	0,98	1,33	0,078	0,976	S	0,85	Exc	23,68	-16%	S	1241,48	0,66	MB	0,74	S	22%	S	0,57	S	13,32
RunS8	42,5	0,8	1,33	0,056	0,992	S	0,93	Exc	20,79	-36%	Sub	7048,18	0,24	S	0,53	S	46%	S	0,88	I	27,98
RunS9	75,2	1,011	1,33	0,086	0,993	S	0,86	Exc	44,43	-29%	Sub	10888,31	0,51	B	0,68	S	34%	S	0,70	S	36,89
RunS10	106,5	1,02	1,33	0,118	0,998	S	0,84	Exc	59,95	-31%	Sub	32107,43	0,40	B	0,61	S	38%	S	0,78	I	59,73
RunS11	21,1	0,62	1,33	0,020	0,978	S	0,97	Exc	17,73	-18%	S	163,47	0,71	MB	0,82	S	16%	S	0,52	S	4,52
RunS12	86,0	0,85	1,33	0,056	0,989	S	0,91	Exc	67,75	-13%	B	4042,27	0,91	Exc	0,93	S	13%	S	0,30	S	21,19
RunS13	151,4	0,998	1,33	0,015	0,998	S	0,97	Exc	101,72	-43%	Sub	41368,21	0,73	MB	0,84	S	26%	S	0,32	S	43,36
RunS14	157,7	0,965	1,33	0,068	0,993	S	0,95	Exc	104,57	-37%	Sub	68711,45	0,71	MB	0,83	S	68%	S	0,51	S	72,70
RunS15	269,7	1,0425	1,33	0,057	0,995	S	0,96	Exc	174,12	-38%	Sub	233803,49	0,64	MB	0,78	S	44%	S	0,57	S	134,11
RunS16	286,2	0,975	1,33	0,039	0,996	S	0,97	Exc	215,38	-25%	Sub	152114,12	0,77	MB	0,85	S	45%	S	0,45	S	108,17

Exc= Excelente; MB= Muito Bom; B= Bom; S= Satisfatório; Sub=Subestima; Sup=Superestima; I=Insatisfatório.

Apêndice D – Simulação 2 com os dados de Einstein e Chien, 1955.

Perfil	Função Densidade Calculada								Perfil de concentração de sedimentos calculado											
	ceq medida (g/L)	L1	a	Erro Relativo	R ²	NSE	cest média (g/L)	D %	Erro Quadrático	NSE	R ²	PBIAS	RSR	RMSE						
RunS1	34,83	0,29	1,22 a 2,93	0,107	0,938	S 0,81	Exc	30,49	6,4%	MB	65,50	0,98	Exc	0,983	S	2%	S	0,14	S	3,06
RunS2	59,92778	0,32	1,36 a 3,6	0,138	0,914	S 0,84	Exc	56,27	19,6%	S	346,21	0,98	Exc	0,988	S	-3%	S	0,14	S	5,88
RunS3	77,91111	0,19	1,3 a 2,93	0,128	0,950	S 0,85	Exc	71,86	13,7%	B	758,86	0,97	Exc	0,976	S	-1%	S	0,16	S	8,71
RunS4	106,9867	0,09	1,35 a 2,93	0,142	0,956	S 0,78	MB	95,77	0,6%	MB	1888,79	0,96	Exc	0,965	S	2%	S	0,19	S	13,74
RunS5	172,2778	0,03	1,03 a 1,59	0,267	0,987	S 0,69	MB	162,02	12,8%	B	1389,01	0,99	Exc	0,998	S	-3%	S	0,11	S	11,79
RunS6_1	11,00333	12	1,48 a 2,37	0,085	0,963	S 0,64	MB	10,43	15,4%	S	34,13	0,73	MB	0,999	S	-8%	S	0,65	S	2,92
RunS6_2	17,9625	0,2	0,91 a 0,66	0,384	0,982	S 0,56	I	16,89	15,3%	S	99,41	0,81	Exc	0,941	S	4%	S	0,51	S	4,46
RunS7	34,49	0,47	1,33 a 2,86	0,111	0,894	S 0,79	MB	30,17	22,6%	S	187,16	0,95	Exc	0,993	S	0%	S	0,25	S	5,17
RunS8	42,4775	0,45	1,22 a 2,93	0,119	0,920	S 0,85	Exc	37,46	23,8%	S	224,16	0,98	Exc	0,981	S	2%	S	0,16	S	4,99
RunS9	75,22143	0,11	1,17 a 1,88	0,126	0,975	S 0,80	Exc	67,53	15,4%	S	246,10	0,99	Exc	0,996	S	-1%	S	0,11	S	5,55
RunS10	106,4688	0,09	1,2 a 2,13	0,139	0,975	S 0,81	Exc	98,89	18,7%	S	864,43	0,98	Exc	0,988	S	-3%	S	0,13	S	9,80
RunS11	21,09429	13	1,27 a 2,6	0,058	0,939	S 0,93	Exc	21,25	-1,1%	MB	16,43	0,97	Exc	0,977	S	1%	S	0,16	S	1,43
RunS12	85,95125	1,09	1,17 a 3,91	0,054	0,956	S 0,91	Exc	81,22	21,6%	S	982,30	0,98	Exc	0,985	S	-4%	S	0,15	S	10,45
RunS13	151,4222	0,54	1,19 a 5,55	0,242	0,816	S 0,54	B	133,74	7,2%	MB	4268,95	0,97	Exc	0,973	S	3%	S	0,11	S	13,93
RunS14	157,72	0,59	1,19 a 6,27	0,274	0,837	S 0,79	MB	141,84	22,9%	S	8501,15	0,96	Exc	0,969	S	43%	S	0,19	S	25,57
RunS15	269,6642	0,352	1,2 a 6,39	0,329	0,812	S 0,76	MB	243,83	23,8%	S	36141,70	0,94	Exc	0,947	S	16%	S	0,24	S	52,73
RunS16	286,1833	0,45	1,18 a 5,44	0,264	0,855	S 0,80	Exc	267,27	18,3%	S	25228,05	0,96	Exc	0,962	S	26%	S	0,20	S	44,05

Apêndice E – Comparação da Simulação 2 com os dados de Einstein e Chien, 1955.

Run 1		Tsallis				Neste Trabalho				
cest (g/L)	cest/cmáx (g/L)	Erro relativo	Erro absoluto	NSE	R ²	cest (g/L)	Erro relativo	Erro absoluto	NSE	R ²
58,000	1,000	0,00	0,00	536,85		58,453	0,01	0,45	558,06	
50,528	0,871	-0,06	-3,47	246,43		57,822	0,07	3,82	528,63	
44,681	0,770	-0,10	-5,02	97,04		42,985	-0,14	-6,72	66,50	
39,845	0,687	-0,10	-4,46	25,15		42,985	-0,03	-1,32	66,50	
23,160	0,399	0,12	2,46	136,19		20,131	-0,03	-0,57	216,06	
14,506	0,250	0,31	3,41	413,06		10,489	-0,06	-0,61	592,47	
6,361	0,110	0,06	0,35	810,48		6,265	0,04	0,25	815,97	
0,000	0,000	-1,00	-3,05	1213,13		4,812	0,58	1,76	901,09	
		-0,78	84,17	0,98	0,98		0,45	65,50	0,98	0,98

Run 11		Tsallis			Equação de Rouse					Neste trabalho					
cest (g/L)	Erro relativo	Erro absoluto	NSE	R ²	cest (g/L)	Erro relativo	Erro absoluto	NSE	R ²	cest (g/L)	cest/ cmáx	Erro relativo	Erro absoluto	NSE	R ²
31,400	0,00	0,00	106,21		31,400	0,00	0,00	106,21		31,48	1,000	0,00	0,08	107,96	
26,357	-0,07	-1,94	27,70		26,784	-0,05	-1,52	32,37		31,48	1,000	0,11	3,18	107,96	
23,349	-0,11	-2,95	5,08		21,998	-0,16	-4,30	0,82		25,72	0,817	-0,02	-0,58	21,39	
20,359	-0,01	-0,29	0,54		17,607	-0,15	-3,04	12,16		21,80	0,692	0,06	1,15	0,50	
16,839	-0,01	-0,16	18,11		13,517	-0,20	-3,48	57,42		16,68	0,530	-0,02	-0,32	19,52	
12,825	-0,04	-0,58	68,38		10,190	-0,24	-3,21	118,90		12,13	0,385	-0,09	-1,27	80,38	
8,379	-0,21	-2,23	161,68		7,709	-0,27	-2,90	179,17		9,43	0,299	-0,11	-1,18	136,15	
5,261	-0,26	-1,87	250,69		6,484	-0,09	-0,65	213,46		8,36	0,265	0,17	1,23	162,24	
	-0,72	21,40	0,97	0,98		-1,17	61,33	0,91	0,97			0,10	16,43	0,97	0,98
Run 13		Tsallis			Equação de Rouse					Neste trabalho					
cest (g/L)	Erro relativo	Erro absoluto	NSE	R ²	cest (g/L)	Erro relativo	Erro absoluto	NSE	R ²	cest (g/L)	Erro relativo	Erro absoluto	NSE	R ²	
352,000	0,00	0,00	40231,44		352,000	0,00	0,00	40231,44		389,454	0,11	37,45	56659,17		
155,208	-0,51	-163,79	14,33		246,140	-0,23	-72,86	8971,46		282,412	-0,11	-36,59	17158,30		
127,588	-0,49	-120,41	568,07		164,295	-0,34	-83,71	165,71		219,624	-0,11	-28,38	4651,54		
105,214	-0,40	-68,79	2135,20		101,379	-0,42	-72,62	2504,32		150,470	-0,14	-23,53	0,91		
86,504	-0,26	-30,50	4214,38		61,440	-0,47	-55,56	8096,80		113,483	-0,03	-3,52	1439,38		
70,290	-0,10	-7,61	6582,44		37,546	-0,52	-40,35	12967,79		81,417	0,05	3,52	4900,77		
52,821	0,23	9,72	9722,20		21,024	-0,51	-22,08	17003,70		51,383	0,19	8,28	10007,83		
35,979	0,67	14,38	13327,14		11,520	-0,47	-10,08	19572,63		29,409	0,36	7,81	14887,22		
20,155	0,98	9,96	17231,08		6,291	-0,38	-3,91	21063,19		13,658	0,34	3,46	18979,11		
5,467	0,19	0,86	21302,93		3,434	-0,26	-1,18	21900,51		6,138	0,33	1,53	21107,44		
	0,30	47447,39	0,59	0,79		-3,59	22909,90	0,85	0,94			0,98	4268,95	0,97	0,97

Apêndice F – Simulação no reservatório de Mogi-Guaçu.

Perfil	Parâmetros					Resultados Perfil de Concentração										
	ceq medida (g/L)	L1	a	cest (g/L)	D %	Erro	NSE		R ²	PBIAS	RSR	RMSE				
P1_2	39,24	0,4	1,4	37,71	-3,4%	MB	185,22	0,94	EXC	0,95	S	4%	S	0,24	S	4,81
P6_1	47,35	0,39	1,7	50,28	8,9%	MB	1056,44	0,89	EXC	0,89	S	-6%	S	0,33	S	11,49
P6_2	31,50	0,6	0,45	24,98	-18,3%	S	683,94	-0,49	I	0,39	I	21%	S	1,16	I	8,72
P8_2	27,31	0,35	1,14	26,04	-4,1%	MB	135,25	0,76	MB	0,82	S	5%	S	0,46	S	3,68
P12_2	19,52	0,3	1,5	21,95	21,8%	S	524,45	0,67	MB	0,80	S	-17%	S	0,62	S	7,24
P13_1	37,29	0,5	0,85	33,06	-9,3%	MB	245,26	0,40	B	0,67	S	11%	S	0,78	S	6,39
P14_2	14,83	0,4	0,65	14,29	-3,5%	MB	2,02	0,83	EXC	0,93	S	4%	S	0,14	S	0,71
P16_2	15,10	0,3	0,3	15,50	3,5%	MB	16,18	-0,26	I	0,01	I	-3%	S	1,43	I	1,52
P19_2	12,09	1	0,65	9,98	-10,3%	B	201,13	0,28	S	0,30	I	15%	S	1,15	I	4,48
P20_1	34,92	0,6	0,8	28,78	-14,4%	B	1056,98	0,68	MB	0,71	S	14%	S	0,59	S	9,39

Apêndice G –Resolução da Equação 60

O detalhamento da resolução das equações do modelo proposto neste trabalho a partir do modelo de Cui e Singh (2014a) é descrito abaixo.

A Equação 54 foi reescrita para um ponto qualquer (Equação 55) e para o de maior concentração de sedimento, no ponto mais profundo do rio ou do reservatório (Equação 56).

$$c = \frac{\lambda_*}{\lambda_1} + \frac{1}{\lambda_1} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{h_0}\right)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* + \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \quad (55)$$

$$c_m = \frac{\lambda_*}{\lambda_1} + \frac{1}{\lambda_1} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} (1)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* + \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \quad (56)$$

Reorganizando a Equação 54 sugerida por Cui e Singh (2014a), tem-se:

$$\frac{1}{c_m} = \frac{1}{c} \left(\frac{\lambda_*}{\lambda_1 c_m} - \frac{1}{\lambda_1 c_h} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{h_0}\right)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* - \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \right) \quad (57)$$

Invertendo a Equação 56 deduzida neste trabalho, tem-se a Equação 58:

$$\frac{1}{c_m} = \frac{\lambda_1}{1+\lambda_1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} (1)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* - \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{1-m}{m}} \quad (58)$$

Igualando as Equações 57 e 58, tem-se:

$$\begin{aligned} \frac{1}{c} \left(\frac{\lambda_*}{\lambda_1 C m} - \frac{1}{\lambda_1 C m} \frac{m}{m-1} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{h_0}\right)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* - \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{m-1}{m}} \right) = \\ = \frac{\lambda_1(m-1)}{\lambda_1(m-1)-m} \left\{ -\lambda_1 \frac{m-1}{m} (1)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* - \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}} \right\}^{\frac{1-m}{m}} \end{aligned} \quad (59)$$

Simplificando a igualdade expressa na Equação 59, considerando $T1 = -\lambda_1 \frac{m-1}{m} \left(1 - \frac{y}{D}\right)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* + \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}}$, e $T2 = -\lambda_1 \frac{m-1}{m} (1)^a + \left[\frac{m-1}{m} (\lambda_* + \lambda_1 c_h) \right]^{\frac{m}{m-1}}$, tem-se :

$$\left\{ \frac{1+\lambda_1}{(\lambda_1 + C C m)} T1 \right\}^{\frac{m-1}{m}} = \left\{ \frac{\lambda_1}{(1 + \lambda_1)} T2 \right\}^{\frac{1-m}{m}}$$

$$\ln \left(\frac{1+\lambda_1}{(\lambda_1 + CCm)} \right) + \frac{m-1}{m} \ln(T1) = \ln \left(\frac{\lambda_1}{(1 + \lambda_1)} \right) + \frac{1-m}{m} \ln(T2)$$

$$\ln(1+\lambda_1) - \ln(\lambda_1 + CCm) + \frac{m-1}{m} \ln(T1) = \ln \lambda_1 - \ln(1 + \lambda_1) + \frac{1-m}{m} \ln(T2)$$

$$\ln \left(\frac{(1+\lambda_1)^2}{\lambda_1(1 + CCm)} \right) + \frac{m-1}{m} \{\ln T1 = \ln T2\} = 0$$

$$\ln \left(\frac{(1+\lambda_1)^2}{\lambda_1(1+CCm)} \right) + \frac{m-1}{m} \ln(T1T2) = 0 \tag{60}$$

