

**Universidade Federal do Rio de Janeiro**

**MODELO FLUVIOMORFOLÓGICO PARA BACIAS  
HIDROGRÁFICAS BASEADO NO CONCEITO DE  
CÉLULAS DE ESCOAMENTO**

**Virgílio Noronha Ribeiro da Cruz**

**2018**



**MODELO FLUVIOMORFOLÓGICO PARA BACIAS HIDROGRÁFICAS  
BASEADO NO CONCEITO DE CÉLULAS DE ESCOAMENTO**

Virgílio Noronha Ribeiro da Cruz

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientador: Marcelo Gomes Miguez

Rio de Janeiro  
Julho de 2018

**MODELO FLUVIOMORFOLÓGICO PARA BACIAS HIDROGRÁFICAS  
BASEADO NO CONCEITO DE CÉLULAS DE ESCOAMENTO**

Virgílio Noronha Ribeiro da Cruz

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

---

Prof. Marcelo Gomes Miguez, D.Sc.

---

Prof. André de Souza Avelar, D.Sc.

---

Prof. Assed Naked Haddad, D.Sc.

---

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

---

Prof. Miguel Marchamalo Sacristán, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL  
JULHO DE 2018

Cruz, Virgílio Noronha Ribeiro da  
Modelo Fluviomorfológico para Bacias  
Hidrográficas Baseado no Conceito de Células de  
Escoamento / Virgílio Noronha Ribeiro da Cruz – Rio  
de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2018.

IX, 92p.: il.; 29,7cm.

Orientador: Marcelo Gomes Miguez

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de  
Engenharia Civil, 2018.

Referências Bibliográficas: p. 87-92

1. Fluviomorfologia. 2. Modelos de células de  
escoamento. 3. Método Semiquantitativo. I. Miguez,  
Marcelo Gomes. II. Universidade Federal do Rio de  
Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III.  
Título

À minha família

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de deixar aqui expressos meus agradecimentos, primeiramente ao meu orientador, Prof. Marcelo Gomes Miguez, que, além do apoio amigo e incentivo, participou da elaboração deste trabalho incansavelmente, me atendendo em todas as oportunidades em que precisei, permitindo que se chegasse ao resultado apresentado.

Estendo também meus agradecimentos à Profa. Aline Pires Veról, pela colaboração, pela atenção e pelo incentivo à execução da presente tese.

Gostaria de agradecer também à equipe do LHC – Laboratório de Hidráulica Fluvial, a maioria deles meus ex-alunos e agora colegas, que muito me ajudaram na execução desse trabalho.

Por fim gostaria de agradecer à minha família e em especial à minha mulher Ana Lucia, pelo carinho e colaboração durante todo o tempo em que desenvolvi este trabalho.

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

**MODELO FLUVIOMORFOLÓGICO PARA BACIAS HIDROGRÁFICAS  
BASEADO NO CONCEITO DE CÉLULAS DE ESCOAMENTO**

Virgílio Noronha Ribeiro da Cruz

Julho/2018

Orientador: Marcelo Gomes Miguez

Programa: Engenharia Civil

As alterações morfológicas dos rios são processos naturais muitas vezes aceleradas por ações antrópicas causadoras de desequilíbrios nocivos e indesejáveis no território por onde passam. Para que se possam tomar as medidas necessárias para que seja atingido um ponto de equilíbrio com relação à ocupação humana, precisa-se entender e prever as possíveis consequências futuras sobre a bacia. O modelo que se procurou construir, de apoio a este conhecimento, aborda as alterações físicas concernentes à hidrodinâmica, ao movimento dos sedimentos e às consequentes modificações que estas impõem à forma e à posição dos cursos d'água, utilizando a vertente metodológica do conceito de modelo de células, já utilizado na modelagem hidrodinâmica, aplicado ao movimento de sedimentos, para prover dados quantitativos que possam fornecer a definição das variações morfológicas que alteraram sua posição. O modelo pode representar o comportamento dos movimentos hidrossedimentológicos sob diversas condições e cenários e traduzir as variações morfológicas dos cursos de água, dando suporte a soluções de projetos.

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

WATERSHED FLUVIOMORPHOLOGIC MODEL BASED ON THE FLOW CELLS  
CONCEPT

Virgílio Noronha Ribeiro da Cruz

July/2018

Advisor: Marcelo Gomes Miguez

Department: Civil Engineering

River morphological changes are natural processes often accelerated by human activities causing harmful and undesirable imbalances in the territory where they pass through. To take the necessary measures to ensure that a balance is reached, with respect to human occupation, we need to understand and predict the possible future impacts of this occupation on the basin. The model proposed in this work seeks to support this knowledge addressing the physical changes concerning the hydrodynamics, the movement of sediments and the consequent modifications they impose to the shape and position of watercourses. It uses the methodological approach related to the concept of flow-cells, already used in hydrodynamic model, applied to the sediment movement, to supply quantitative data that can provide the definition of the morphological variations that change the river course position. The model can represent the behavior of hydro-sedimentological movements under various conditions and scenarios and thus translate into a quantitative result the morphological variations of watercourses, supporting decisions on design solutions.

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Contexto.....</b>	<b>1</b>
<b>1.2 Motivação.....</b>	<b>1</b>
<b>1.3 Hipóteses de Trabalho.....</b>	<b>2</b>
<b>1.4 Objetivo Geral.....</b>	<b>3</b>
<b>1.5 Objetivos Específicos.....</b>	<b>3</b>
<b>1.6 Produto Final.....</b>	<b>4</b>
<b>1.7 Metodologia.....</b>	<b>4</b>
<b>1.8 Caso de estudo.....</b>	<b>4</b>
<b>1.9 Contribuição do trabalho.....</b>	<b>5</b>
<b>2 REVISÃO DA LITERATURA.....</b>	<b>6</b>
<b>2.1 Modelos Fluviomorfológicos.....</b>	<b>6</b>
2.1.1 Modelo Fluviomorfológico Conceitual.....	6
2.1.2 Aplicação do Conceito de Células ao Estudo dos Processos Fluviomorfológicos.....	7
<b>2.2 Modelos Hidrodinâmicos Através de Células em Escoamentos com         Superfície Livre.....</b>	<b>8</b>
2.2.1 Modelos Hidrodinâmicos do Escoamento com Superfície Livre.....	8
2.2.2 Modelos Hidrodinâmicos Através de Células.....	9
<b>2.3 Modelos da Produção e do Movimento de Sedimentos nas Sub-Bacias e em         seus Cursos D’água .....</b>	<b>10</b>
2.3.1 Produção de Sedimentos na Bacia Hidrográfica.....	10
2.3.1.1 Equação Universal da Perda de Solos.....	11
2.3.1.2 Fórmulas semiquantitativas.....	19
2.3.1.3 Modelos para a escala da bacia hidrográfica.....	22
2.3.2 Movimento de Sedimentos.....	24
<b>3 METODOLOGIA.....</b>	<b>27</b>
<b>3.1 O modelo hidrossedimentológico.....</b>	<b>27</b>
<b>3.2 Equações do Modelo Hidrodinâmico em Escoamentos com Superfície         Livre.....</b>	<b>27</b>
<b>3.3 Equações do Movimento de Sedimentos em Escoamentos com Superfície         Livre.....</b>	<b>32</b>

3.3.1 Introdução.....	32
3.3.2 Grandezas físicas referentes aos sedimentos.....	33
3.3.3 Grandezas referentes ao transporte sólido.....	35
3.3.4 Definições da descarga sólida consideradas no transporte por arrasto..	38
3.3.5 Equação de Meyer-Peter e Muller.....	39
3.3.6 Equações de Schoklitsch.....	41
3.3.7 Equação de Van Rijn.....	42
<b>3.4 Desenvolvimento Conceitual do Transporte de Sedimentos Acoplado ao Modelo Hidrodinâmico de Células.....</b>	<b>44</b>
3.4.1 Discretização do Modelo Hidrossedimentológico de Células.....	44
3.4.2 Identificação das Características Hidrodinâmicas das Células.....	46
3.4.3 Identificação das Características Hidrossedimentológicas das Células..	47
3.4.4 Desenvolvimento Conceitual do Modelo Hidrassedimentológico.....	47
<b>3.5 Desenvolvimento Conceitual do Modelo Hidrossedimentológico.....</b>	<b>50</b>
<b>4 APLICAÇÕES - ESTUDO DE CASO.....</b>	<b>55</b>
<b>4.1 Teste de validação 1 – Canal de Ashida e Michiue.....</b>	<b>55</b>
4.1.1 Descrição do experimento.....	55
4.1.2 Aplicação do modelo e resultados.....	55
4.1.3 Análise dos resultados.....	57
<b>4.2 – Teste de validação 2 – Canal de Seal et al.....</b>	<b>58</b>
4.2.1 Descrição do experimento.....	58
4.2.2 Aplicação do modelo e resultados.....	58
4.2.3 Análise dos resultados.....	61
<b>4.3 Teste adicional para estudos – Rio Arga.....</b>	<b>62</b>
4.3.1 Descrição da área.....	62
4.3.2 Modelagem da área.....	63
4.3.2.1 Identificação e Classificação das Células.....	63
4.3.2.2 Dados de entrada no modelo.....	67
4.3.3 Resultados da aplicação do modelo.....	67
4.3.4 Análise dos resultados.....	82
<b>5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>84</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>87</b>

# **1 INTRODUÇÃO**

## **1.1 Contexto**

Tanto as ações constantes das forças da natureza como as intervenções antrópicas fazem com que os cursos de água sofram alterações ao longo do tempo. Essas alterações podem ser físicas, geométricas, químicas, organolépticas, biológicas, ecológicas etc.

As alterações que serão abordadas neste trabalho são aquelas físicas e que se referem à hidrodinâmica, ao movimento dos sedimentos e às consequentes modificações que estas impõem à forma e à posição dos cursos d'água, em função das ações e interferências a que são submetidos.

No estudo dos problemas causados aos rios e pelos rios, advindos dos ciclos hidrológicos e das intervenções antrópicas, se requer um conhecimento amplo do comportamento da bacia hidrográfica e nesse contexto se faz mister modelá-la o mais fielmente possível para que possa ser estudada e se possam tomar as medidas necessárias para que seja atingido um ponto de equilíbrio com relação à ocupação humana.

Há vários problemas que envolvem os desequilíbrios morfológicos: as inundações, a degradação do espaço fluvial, a perda de áreas produtivas, os danos a estruturas marginais do rio, entre outros, e cada modelo tem como finalidade o estudo de cada um desses fatores.

Dentro da história da fluviomorfologia, muitos foram os estudos e trabalhos dedicados à modelagem dessas ações. Neste trabalho procura-se construir um modelo de apoio à esta discussão, utilizando o conceito de modelo de células já utilizado na modelagem hidrodinâmica, aplicado agora também ao movimento de sedimentos, de modo a prover dados que possam fornecer a definição de uma posição determinada para o curso d'água.

## **1.2 Motivação**

As alterações morfológicas dos rios são processos naturais muitas vezes aceleradas por ações antrópicas causadoras de desequilíbrios, muitas vezes nocivos e indesejáveis no território por onde passam. Além das alterações na forma e posição, provocam diversas interferências ecológicas com consequências para o homem e para o

meio-ambiente.

Em muitos estudos dos problemas fluviais há necessidade de se prever as alterações morfológicas sofridas para se entender as possíveis consequências futuras sobre a bacia. Em alguns estudos feitos para se conhecer e avaliar o comportamento do ciclo hidrológico para um dado fim, como o controle de cheias, por exemplo, apenas as variações hidrodinâmicas são consideradas e não é levado em conta o transporte de sedimentos e suas consequentes alterações na morfologia, que muitas vezes geram consequências práticas para o estudo em questão. Exemplos práticos mostram que, muitas vezes, obras para controle de inundações podem desencadear desequilíbrios em cadeia, a jusante, requerendo mais obras de correção.

A introdução do movimento de sedimentos na modelagem hidrodinâmica como forma de se estudar as variações morfológicas ocorridas nas bacias hidrográficas serviu como motivação para o presente trabalho, como forma de prever respostas futuras do rio às intervenções propostas, com vistas à recuperação de sua qualidade.

Dentro do conceito da recuperação fluvial, este modelo representa também mais uma ferramenta para a solução dos problemas concernentes às bacias hidrográficas, quais sejam, erosões, assoreamentos, riscos de inundações, escassez de água, poluição, etc., ao permitir seu planejamento e gestão, num contexto mais integrado e mais sustentável que aqueles usualmente utilizados em soluções clássicas.

### **1.3 Hipóteses de Trabalho**

Na formulação da hipótese que norteou o desenvolvimento deste trabalho propõe-se desenvolver um modelo que possa descrever as alterações morfológicas no território em estudo, utilizando um modelo hidrossedimentológico que usa a concepção de células de escoamento, em uma aproximação bidimensional, embora com relações de escoamento líquido e sólido unidimensionais, de forma a se poder modelar os escoamentos e o transporte de sedimentos e com isso determinar uma possível posição para o rio a partir das alterações morfológicas decorrentes.

A modelagem hidrossedimentológica será obtida a partir da conjugação de dois tipos de modelos: um modelo para a descrição dos escoamentos hidrodinâmicos e um modelo para a descrição do movimento dos sedimentos. A representação da morfologia

será pela simples integração dos resultados obtidos por célula sobre a bacia.

Dos resultados se pode obter a sua posição geometricamente definida mais provável a partir das alterações promovidas nas células.

Assim pode-se resumir a hipótese formulada neste trabalho:

A utilização de uma metodologia baseada nas respostas morfológicas obtidas por um modelo hidrossedimentológico, possibilitando previsões, em uma área do conhecimento que é, usualmente, cercada de incertezas e com dados disponíveis limitados.

#### **1.4 Objetivo Geral**

O objetivo deste estudo é o desenvolvimento de um modelo que possa representar o comportamento hidrodinâmico acrescido das contribuições sedimentológicas sob diversas condições e cenários e, dessa forma, poder traduzir as variações morfológicas dos cursos de água, servindo como ferramenta para o conhecimento das respectivas consequências desses movimentos, dando suporte às decisões para as soluções de projetos.

#### **1.5 Objetivos Específicos**

Como objetivos mais específicos deste estudo pretende-se:

- Contribuir para o aprimoramento de um modelo hidrodinâmico já existente, que se baseou no conceito de células de escoamento, o MODCEL, de forma a dotá-lo de capacidade de estudo do movimento de sedimentos, o que atualmente não contempla.
- Aplicar o modelo em experimentos documentados de forma a testá-lo e obter sua validação.
- Aplicar o modelo ao estudo de uma Bacia Hidrográfica, de modo a servir de suporte ao desenvolvimento computacional e também para entender os processos sedimentológicos e fluviomorfológicos naquela região. No caso, são utilizados dados do fechamento de um meandro em trecho do Rio Arga na Espanha.

## **1.6 Produto Final**

Ao final do presente trabalho pretende-se ter um modelo funcional que descreva as alterações dinâmicas fluviomorfológicas através de uma metodologia e um software desenvolvido para essa finalidade e um estudo de caso que possa comprovar e validar o modelo proposto.

## **1.7 Metodologia**

Na modelagem hidrodinâmica conta-se com o modelo MODCEL, desenvolvido na UFRJ (MIGUEZ, 1994), construído de forma a que os escoamentos sejam representados por uma rede no espaço bidimensional, com escoamentos unidimensionais e, por isso, chamado de modelo quasi-2D.

Para a modelagem do movimento dos sedimentos, uma vez que há diversos estudos e fórmulas que o descrevem, prevê-se a utilização de uma formulação específica, adotada de acordo com a natureza da bacia estudada, de forma a representa-la da maneira mais fidedigna possível. O modelo na verdade deverá prover um conjunto de fórmulas mais utilizadas, como opções iniciais para a representação de uma bacia.

Assim, modelando os escoamentos hidrodinâmicos e a dinâmica do transporte de sedimentos, o modelo proposto deverá associar os dois modelos de forma a se determinar o movimento hidrossedimentológico e com isso se poder conhecer as respectivas alterações morfológicas em cada célula, que então ganhará características de fundo móvel.

Conhecendo a nova posição de fundo de cada célula, dado que o espaço da bacia estará representado, conhecer-se-á a nova morfologia.

## **1.8 Casos de estudo**

Para a validação do modelo desenvolvido pretende-se utilizar dois experimentos de canais de laboratório, com resultados descritos em artigo publicado pelo Journal of Hydraulic Engineering da ASCE (WU *et al.*, 2004).

Como apoio aos testes de funcionamento do modelo, pretende-se utilizar os dados de um trecho de meandro do Rio Arga, situado na Espanha, utilizados por Maroto de

Mercado, J., na sua dissertação de mestrado (MAROTO DE MERCADO, 2010).

### **1.9 Contribuição do trabalho**

Com o presente trabalho pretende-se acrescentar à literatura existente um novo modelo que possa representar os movimentos hidrossedimentológicos e as consequentes alterações fluviomorfológicas de um sistema fluvial.

Na maior parte dos modelos sedimentológicos atuais são aplicadas fórmulas existentes, desenvolvidas para estudos em bacias específicas, sem considerar as condições originais em que foram geradas.

Segundo a orientação pretendida, a aplicação de cada fórmula que envolva o movimento de sedimentos a cada área estudada, deve ser realizada iniciando-se pela verificação conceitual da validade dos conceitos básicos dos estudos que a geraram, a partir dos trabalhos originais de seus autores e isto se procura alcançar neste trabalho para se obter a fidedignidade almejada, uma vez que se pretende programar um conjunto de diferentes fórmulas de transporte de sedimentos e deixar pronta a estrutura básica para a introdução de outras fórmulas, em uma estrutura modular de programação.

Adicionalmente, o modelo aqui proposto se distingue por poder representar toda a bacia (e não apenas a calha fluvial), trazendo para a simulação a contribuição de talvegues inicialmente secos, mas que também podem aportar sedimentos ao canal principal, durante os eventos de cheia. Essa possibilidade é aberta pelo uso do modelo de células, para representação de todo o espaço bidimensional dos escoamentos superficiais, ainda que utilizando equações unidimensionais, em uma formulação *quasi-bidimensional*.

Finalmente, com os estudos desenvolvidos pretende-se disponibilizar também mais conhecimentos sobre a bacia adotada no caso de estudo.

## **2 REVISÃO DA LITERATURA**

### **2.1 Modelos Fluviomorfológicos**

#### **2.1.1 Modelo Fluviomorfológico Conceitual**

Os modelos fluviomorfológicos, de uma forma geral, requerem a quantificação das variáveis envolvidas para a previsão das alterações na morfologia, em particular, os fluxos sólido e líquido incidentes no trecho de rio estudado, informações essas que carregam um alto grau de incerteza. A metodologia semiquantitativa está de certa forma livre desse requisito obrigatório pois a previsão recai em vez disso em um raciocínio lógico e em comparações das diferenças básicas de comportamento entre uma determinada solução dada para uma interferência no rio e sua situação atual, desde que seu comportamento histórico e tendência atual sejam conhecidos. Assim, a metodologia integra um número de diferentes critérios, além dos dados quantitativos, de forma se a tirar proveito de diferentes formas de conhecimento, começando por uma análise histórica para a previsão de alterações na morfologia fluvial (NARDINI & PAVAN, 2012). Apresenta-se a seguir o modelo existente VALURI:

- O modelo semiquantitativo VALURI:

O VALURI é uma metodologia semiquantitativa apresentada por Nardini, A. e Pavan, S. (NARDINI & PAVAN, 2012) para o estudo das variações fluviomorfológicas. Foi desenvolvido pelo CIRF – Centro Italiano de Requalificação Fuvial juntamente com a Universidade de Udine e a Autoridade da Bacia Hidrográfica do Rio Pó, Itália. É descrito como uma metodologia de avaliação integrada desenvolvida para dar suporte a projetos de ajustes hidráulico-morfológicos dos rios de modo a ser eficiente, sustentável e compatível ambientalmente no combate do risco hidráulico. Seu nome é um acrônimo formado pelas palavras em inglês: “eVALUation” (avaliação) + “RIsk” (risco) (ou, em italiano “VALUtazione” + “RIscho”).

Sua principal abordagem é a previsão da morfologia e geometria assumida por um rio, a partir da avaliação de mudanças introduzidas no sistema, baseada na sua evolução histórica geomorfológica e a análise do equilíbrio atual juntamente com raciocínio baseado na mecânica dos rios, apoiada na hidráulica analítica.

A metodologia VALURI se inicia considerando um conjunto de configurações

alternativas para o rio. Para cada uma delas, junto com uma possível morfologia modificada inicial, devido por exemplo à remoção de açudes, desmonte de diques ou reconexão entre canal e a planície, é definido um novo conjunto de obras contra cheias e exploração. A cada alternativa vai corresponder um novo equilíbrio dinâmico, que mais cedo ou mais tarde, vai se estabelecer. Entende-se que “dinâmico” significa que modificações na forma e posição continuarão a ocorrer, mas, em termos estatísticos, suas características próprias (tipo morfológico, sinuosidade, declividade, profundidade e largura da calha cheia, tamanho dos sedimentos, etc.) vão se manter os mesmos, desde que considerados em um tempo de gestão na escala de dezenas de anos. O problema que se propõe solucionar é, portanto, prever o equilíbrio futuro da morfologia para cada alternativa.

### 2.1.2 Aplicação do Conceito de Células ao Estudo dos Processos Fluviomorfológicos.

A abordagem dos modelos fluviomorfológicos utilizando o conceito de células, utiliza a representação espacial do domínio do rio por meio de células singelas onde a evolução morfológica é estabelecida por sua interação com as células adjacentes e pelos processos de erosão ou deposição dentro de cada uma. Aborda-se a seguir o modelo existente CAESAR.

#### - O modelo CAESAR:

Modelo desenvolvido pelo Prof. Tom Coulthard (COULTHARD, 2008), do Departamento de Geografia da Universidade de Hull, no Reino Unido que se originou como parte de um projeto para uma tese de doutorado e depois foi se desenvolvendo e ganhando novas aplicações.

O objetivo do modelo CAESAR é reproduzir a dinâmica do leito do rio através de células, envolvendo as vazões hidráulicas e o movimento de sedimentos, de modo a prever as consequentes modificações geomorfológicas devido às alterações climáticas ou de uso do solo ocorridas na bacia. Permite simulações na escala da bacia ou na escala apenas do trecho do rio.

O CAESAR é um modelo bidimensional de células inspirado no modelo do tipo autômato celular, que simula a evolução morfológica do território devido aos efeitos da dinâmica do leito do rio (Fig. 2.1)

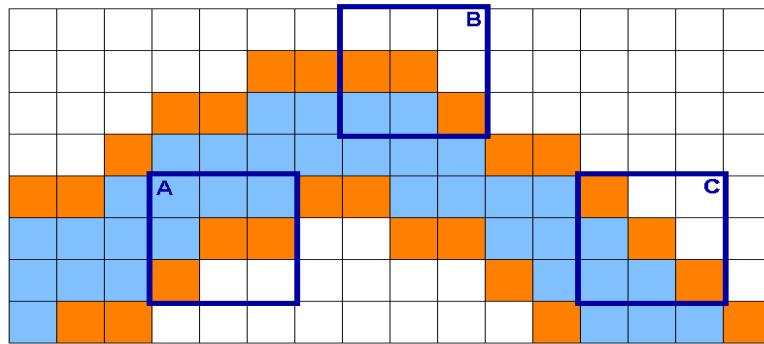


Fig. 2.1 – Detalhe de imagem de células de um trecho de rio ([www.coulthard.org.uk](http://www.coulthard.org.uk))

Assim, as alterações geomorfológicas no rio são determinadas a partir das interações entre as diversas células da malha que representa o território, seguindo regras baseadas nos processos físicos envolvidos. No caso em questão, se fizeram adaptações simplificadoras dessas relações em geral complexas entre as células o que aumenta o potencial dos modelos, pois acelera o processamento computacional permitindo a inserção do movimento de sedimentos no modelo.

Uma grande vantagem do modelo CAESAR é estar disponível gratuitamente inclusive com acesso ao programa fonte e, dessa forma, se poder modificá-lo para atender a outros tipos de estudo, ampliando dessa forma seu campo de aplicação.

Esse poderia ser o caso em uma das características notadas ao se analisar esse modelo, em que as simplificações nas equações das regras de transformação das células ocasionam perda em realismo e precisão. Por exemplo, para a modelagem hidráulica, foi utilizada a equação de Manning, que não pode representar as situações dos vários tipos de escoamento. A introdução de equações mais precisas, hidráulicas e sedimentológicas, embora fosse aumentar a complexidade computacional e aumentar o tempo de processamento poderia trazer mais realismo e confiabilidade e assim aumentar os casos de aplicações do modelo.

O programa está disponível para download na Internet (COULTHARD, 2011).

## **2.2 Modelos Hidrodinâmicos Através de Células em Escoamentos com Superfície Livre.**

### **2.2.1 Modelos Hidrodinâmicos do Escoamento com Superfície Livre**

Os primeiros modelos matemáticos de escoamento datam do século XIX com

Saint Venant e Boussinesq em 1871, com equações do movimento variado não-permanente e Massau em 1889 que propôs a solução dessas equações (MIGUEZ, 1994).

As primeiras aplicações só surgiram no século XX com o desenvolvimento dos computadores. Na década de '60 foi desenvolvido o primeiro modelo bidimensional relevante, aplicado ao Rio Mekong. Este modelo dividia a bacia do rio em células de armazenamento que representavam trechos de canal e de planície, reproduzindo a área alagada do delta, considerando as cheias naturais e a interferência de uma barragem construída para navegação e irrigação (MIGUEZ, 1994).

Atualmente entre diversos modelos hidrodinâmicos disponíveis e em uso, podendo-se citar:

- HEC-RAS: Desenvolvido pelo Centro de Engenharia Hidrológica (Hydrologic Engineering Center - HEC) do Corpo de Engenheiros das Forças Armadas dos Estados Unidos ( U.S. Army Corps of Engineers - USACE) (CEIWR-HEC, 2015);
- Iber: Desenvolvido em colaboração pelo GEAMA - Grupo de Ingeniería del Agua y del Medio Ambiente (Universidad de A Coruña, UDC) e o Instituto FLUMEN (Universitat Politècnica de Catalunya, UPC e o CIMNE - Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería), dentro de um convênio de colaboração entre o CEDEX e a Dirección General del Agua, da Espanha (GEAMA & INSTITUTO FLUMEN, 2015).
- Infoworks – ICM: Desenvolvido pela empresa Innovyze (INNOVYZE, 2015).

## 2.2.2 Modelos Hidrodinâmicos Através de Células

O modelo de células do presente estudo parte de uma revisitação do modelo original, aplicado à representação das grandes cheias do Pantanal Mato-Grossense, no Brasil, desenvolvido por Miguez, M. G. na COPPE/UFRJ em 1994 (MIGUEZ, 1994). Em 2001 o modelo foi modificado para representar as cheias urbanas e daí surgiu o MODCEL, com sua forma atual (MIGUEZ, 2001).

Pode-se citar como modelo de células em uso atualmente o MODCEL (UFRJ).

O conceito de células, pode também ser utilizado nos chamados modelos de células *raster*, em que se passa a ter a divisão de células definida por pequenas unidades,

ou pixels, no nível de resolução espacial das plantas topográficas e que passam a conter as informações espaciais e hidrológicas do local, constituindo-se em uma discretização mais refinada e fiel da realidade. Há alguns modelos que contemplam essa abordagem e o MODCEL, citado acima, passou recentemente por uma remodelagem em sua interface de entrada de dados de modo a poder atender a situações em que se dispõe de informações que permitam essa discretização.

### **2.3 Modelos da Produção e do Movimento de Sedimentos nas Sub-bacias e em seus Cursos D'água.**

#### **2.3.1 Produção de sedimentos na bacia hidrográfica**

A produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica é resultado da perda de solo por erosão nessa bacia.

O processo erosivo é decorrente da complexa ação da chuva sobre o solo, que retira suas partículas pelo impacto das gotas e, após esgotar a capacidade de armazenamento e infiltração do solo, as transporta encosta abaixo por escoamento superficial (MEYER, 1971).

Para se prever a erosão em superfícies naturais ou alteradas, podemos utilizar modelos que descrevem matematicamente o processo erosivo (Meyer and Wischmeier, apud SHEN, 1971), ou a utilização de equações paramétricas que usam formas simplificadas.

Note-se que a produção de sedimentos não corresponde exatamente à quantidade de material erodido. A produção de sedimentos compreende a quantidade de solo erodido nas encostas e canais, incluindo as perdas de massa, menos o sedimento que é depositado após sua erosão, porém, antes de chegar ao ponto de interesse (RENARD *et al.*, 1996). Assim, as fórmulas que estimam a erosão não fornecem realmente a produção de sedimentos, porém, podem ajudar a estimar as contribuições dessas fontes, sendo as demais contribuições calculadas em separado.

Dentre as várias categorias de modelos matemáticos para a previsão de produção de sedimentos abordaremos a Equação Universal de Perda de Solos Modificada, os modelos semiquantitativos e os modelos computacionais.

### 2.3.1.1 Equação Universal da Perda de Solos

A taxa de erosão para um determinado local é o resultado de uma combinação de variáveis físicas e de manejo do solo. Os fatores que afetam a erosão podem ser expressos por uma equação da forma apresentada em (2.1), a seguir (USDA, 1996):

$$E = f(C, S, T, SS, M) \quad (2.1)$$

Onde:

$E$  – Erosão;

$f$  – Função;

$C$  – Clima;

$S$  – Propriedades do solo;

$T$  – Topografia;

$SS$  – Condições da superfície do solo;

$M$  – Atividades humanas.

**A fórmula USLE:** a Equação Universal de Perda de Solos, USLE (Universal Soil Loss Equation) desenvolvida por Wischmeier and Smith, em 1965 é um dos modelos mais utilizados, ou sua forma revista, RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation), que se constitui em fórmula empírica em que o processo que relaciona o movimento da água e a produção de sedimentos na bacia está agrupado em coeficientes em que a vazão máxima é estimada pelo método racional (SIMONS & SENTÜRK, 1992), conforme a equação (2.2)

$$Q = CIA \quad (2.2)$$

Onde

$I$  – intensidade da chuva incidente;

$A$  – área de drenagem

$C$  – coeficiente de runoff que representa o processo hidrológico.

Ambas as fórmulas USLE e RUSLE são baseadas na relação expressa na equação cuja forma está expressa na equação (2.3) (RENARD *et al.*, 1996):

$$A = R K L S C P \quad (2.3)$$

*Onde*

*A – Perda de solo por unidade de área (t/ha)*

*R – Fator de erosividade da chuva (t.m/ha)(mm/h)*

*K – Fator de erodibilidade do solo (t/ha)/[(t.m/ha)(mm/h)]*

*L – Fator de comprimento do declive (adimensional)*

*S – Fator de declividade (adimensional)*

*C – Fator de uso e manejo do solo (adimensional)*

*P – Fator de prática conservacionista (adimensional)*

**A fórmula MUSLE:** Com a finalidade de estimar a produção de sedimentos, a expressão da fórmula USLE foi modificada e denominada de MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation), sendo testada em 26 bacias hidrográficas no Texas, EUA, mostrando-se um modelo factível para previsões da produção de sedimentos (WILLIAMS & BERNDT, 1977).

Nessa fórmula, o fator R da equação USLE, que representa a capacidade da chuva de causar erosão, foi substituído por um fator de escoamento superficial, conforme apresentado na equação (2.4) (Williams & Berndt, apud SIMONS & SENTÜRK, 1992):

$$Y_s = \alpha(Q_v q_p)^\beta K L S C P \quad (2.4)$$

*Onde*

*Y<sub>s</sub> – Produção de sedimentos por evento de chuva (t)*

*Q<sub>v</sub> – Volume do escoamento superficial (m<sup>3</sup>)*

*q<sub>p</sub> – Vazão de pico (m<sup>3</sup>/s)*

*α,β - Coeficientes, calibrados para a bacia*

Os demais termos são os mesmos da expressão USLE.

Apresenta-se a seguir uma explicação detalhada para cada um dos termos da equação MUSLE:

a) Conjunto de fatores que substituem o fator R da expressão USLE:

*Q<sub>v</sub> – Volume correspondente à precipitação diária de escoamento superficial que pode ser estimada pelo método racional, dado pela equação (2.5):*

$$Q_v = CpA \quad (2.5)$$

Onde

$p$  – precipitação da chuva incidente correspondente a 1 (um) dia;

$A$  – área de drenagem;

$C$  – coeficiente de runoff que representa o processo hidrológico

$q_p$  – Vazão de pico, que pode ser obtida pelo hidrograma simplificado, que nos dá as equações (2.6), (2.7) e (2.8) a seguir:

$$q_p = 2Q_v/(t_b) \quad (2.6)$$

onde  $t_b$  é o tempo de base, dado pela expressão:

$$t_b = 2,67 t_p \quad (2.7)$$

onde  $t_p$  é o tempo de pico, dado por:

$$t_p = 0,5D + 0,6t_c \quad (2.8)$$

onde

-  $D$  é a duração da chuva

-  $t_c$  o tempo de concentração

$\alpha, \beta$  - Coeficientes calibrados para a bacia testada. Podem variar e devem ser determinados em outros locais por calibração com dados de reservatórios, estimativas pelo modelo PSIAC ou com outros dados pertinentes. Apresenta valores de  $\alpha = 95$  e  $\beta = 0.56$  para bacias no Texas e Nebraska, USA (SIMONS & SENTÜRK, 1992) e valores de  $\alpha = 11.8$  e  $\beta = 0.56$  para 26 bacias testadas no Texas, USA (WILLIAMS & BERNDT, 1977).

## b) K – Fator de erodibilidade do solo

A erodibilidade do solo é uma propriedade inerente a cada solo e independe dos demais fatores como chuva, declive, cobertura vegetal, ou manejo (BERTONI & LOMBARDI NETO, 2014).

Corresponde a uma taxa de perda de solo por índice unitário de erosão e é obtido experimentalmente com chuva artificial, a partir do material erodido, recolhido em tanques coletores padrão, com comprimento de 25m e declividade de 9%.

Segundo os valores de K podemos ter uma escala de erodibilidade (CARVALHO, 2008):

$K < 0,15$  Erodibilidade Fraca

$0,15 < K < 0,30$  Erodibilidade Média

$K > 0,30$  Erodibilidade Elevada

A obtenção do fator K por métodos experimentais é demorada e trabalhosa podendo levar anos de determinações, o que levou à busca de se estimar o seu valor por outros meios (BERTONI & LOMBARDI NETO, 2014).

Segundo Bertoni e Lombardi Neto (2014) foram pesquisados no Estado de São Paulo 66 perfis de solo que levaram a uma estimativa do fator de erodibilidade para os principais solos paulistas. Assim, por exemplo, foi encontrado para o Latossolo Roxo que ocorre em Campinas, o valor de 0,0122.

O valor de K pode também ser retirado do nomograma de Wischmeier apresentado na Fig. 2.2 que comprehende cinco tipos de solo e parâmetros de perfil de solo: percentual de Silte alterado (0,002 – 0,1mm); percentual de Areia alterada (0,1 – 2mm); percentual de Matéria Orgânica (OM) e classes de estrutura (s) e permeabilidade (p) (RENARD *et al*, 1996).

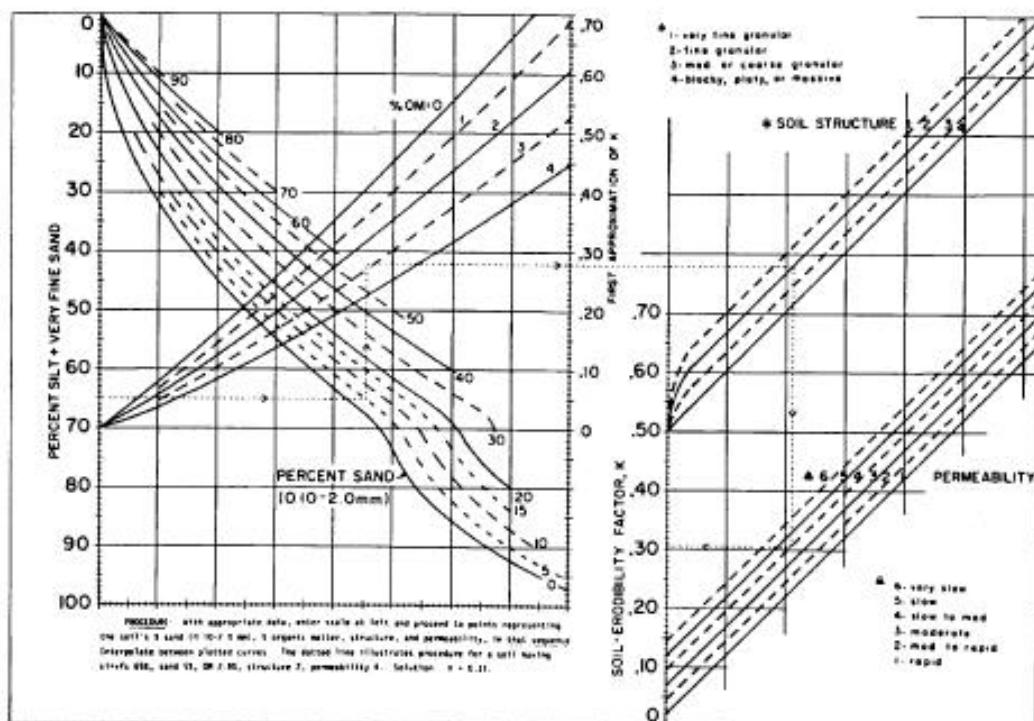


Fig. 2.2 – Nomograma de Wischmeier de erodibilidade do solo.  
K é dado em unidades US. Para obtê-lo em unidades SI, dividir K por 7.59  
(RENARD *et al*, 1996).

Para casos em que a fração de silte no solo não seja superior a 70%, a equação (2.9)

apresentada a seguir, pode ser utilizada (RENARD *et al*, 1996):

$$K = [2,1 \cdot 10^{-4}(12 - OM)M^{1,14} + 3,25(s - 2) + 2,5(p - 3)]/100 \quad (2.9)$$

*Onde*

*K* - Fornecido em unidades US. Dividindo-se o lado direito da equação por 7,59 obtém-se o valor de *K* expresso em unidades SI: ha.h.ha<sup>-1</sup>.MJ<sup>1</sup>.mm<sup>-1</sup>.

*M* – Produto das frações de tamanho das partículas primárias: (% silte alterado ou a fração de tamanho 0,002-0,1mm) x (% silte + % areia).

*OM* – Percentual de Matéria Orgânica

*s* – Classe de estrutura do solo, onde:

- 1 - Granulometria muito fina
- 2 - Granulometria fina
- 3 - Granulometria média ou grossa
- 4 - Em blocos, lamelar ou maciça

*p* – Classe permeabilidade do solo, onde:

- 6 – Muito lenta
- 5 – Lenta
- 4 – Lenta a moderada
- 3 – Moderada
- 2 – Moderada a rápida
- 1 – Rápida

O fator de erodibilidade K pode também ser expresso em função do diâmetro médio das partículas do solo (*Dg*), de acordo com a relação apresentada a seguir, obtida a partir de dados globais de medições de *K* para 225 solos, em estudos naturais e simulados, em que apenas foram considerados aqueles com menos de 10% de fragmentos de rocha por peso (>2mm) (RENARD *et al*, 1996). Os valores médios dos fatores de erodibilidade para solos dentro de classes de tamanho foram relacionados com o diâmetro geométrico médio das partículas desta classe. O resultado dessa relação pode ser expresso pela equação (2.10):

$$K = 7,594 \left\{ 0,0034 + 0,0405 \cdot e^{-\frac{1}{2}\left[\frac{\log(Dg)+1,659}{0,7101}\right]^2} \right\} \quad (2.10)$$

*Onde*

*Dg – Diâmetro geométrico médio da partícula, em mm, dado pela equação (2.11):*

$$Dg = e^{0,01 \sum f_i \ln(m_i)} \quad (\text{com } r^2 = 0,983) \quad (2.11)$$

*onde*

*f<sub>i</sub> – Fração do tamanho da partícula primária em percentagem*

*m<sub>i</sub> – Média aritmética dos limites do tamanho das partículas deste tamanho*

O valor de K em toda a bacia hidrográfica é ponderado de acordo com a equação (2.12), a seguir (WILLIAMS & BERNDT, 1977):

$$K = \frac{\sum_{i=1}^n K_i DA_i}{DA} \quad (2.12)$$

*Onde*

*K<sub>i</sub> – Valor de K para o solo (i)*

*DA<sub>i</sub> – Área de drenagem coberta pelo solo (i)*

*DA – Área total de drenagem*

### c) Fatores topográficos L e S

L representa um fator de comprimento da encosta e é a distância do ponto de origem do escoamento até o ponto onde a declividade diminui o suficiente para que se inicie a deposição, ou o escoamento passe a ser concentrado em um canal.

S é um fator de declividade que reflete a influência da inclinação da encosta na erosão. Pode ser medida no local ou estimada pelas curvas de nível na planta.

Os dois fatores acima costumam ser utilizados conjugados em um único fator LS, que representa relação esperada de perda de solo por unidade de área em comparação com a obtida na área padrão de 25m de comprimento e 9% de declividade e é dado pela equação (2.13) (BERTONI&LOMBARDI NETO, 2014):

$$LS = (\sqrt{L}/100) \cdot (1,36 + 0,97S + 0,1385S^2) \quad (2.13)$$

*Onde*

*L – Comprimento do declive, em m;*

*S – Declividade da encosta em percentagem*

Nesse caso o fator LS considera a declividade constante e uniforme no trecho, sem

concavidade ou convexidade.

Bertoni e Lombardi Neto, 2014, usando dados obtidos nos principais tipos de solo do Estado de São Paulo, em dez anos de observações, determinaram a equação (2.14), a seguir:

$$LS = 0,00984C^{0,63}D^{1,18} \quad (2.14)$$

Onde

*C – comprimento da rampa, em m*

*D – Declividade, em percentagem*

Williams e Berndt, 1977, propõem as equações (2.15), (2.16) e (2.17) a seguir para a determinação do fator LS:

$$LS = \left(\frac{L}{22,1}\right)^M (0,065 + 0,0454S + 0,0065S^2) \quad (2.15)$$

Onde

*M – Igual a 0,5 para declividades maiores que 3% e 0,3 para encostas mais planas*

*S – Declividade dada pelo método das curvas de nível:*

$$S = \frac{0,25 Z(LC_{25} + LC_{50} + LC_{75})}{DA} \quad (2.16)$$

Onde

*S – Declividade média da encosta*

*Z – Desnível da bacia hidrográfica*

*LC<sub>25</sub>, LC<sub>50</sub>, LC<sub>75</sub> – comprimentos das curvas de nível a 25%, 50% e 75% de Z.*

*DA - Área total de drenagem*

*L – Comprimento da encosta da bacia, calculado pelo método dos pontos extremos das curvas de nível:*

$$L = \frac{LC \times LB}{2 \cdot EP \sqrt{LC^2 + LB^2}} \quad (2.17)$$

Onde

*LC – Comprimento da curva de nível*

*LB – Comprimento da curva mestra*

*EP – Número de pontos extremos na curva de nível (os que ocorrem quando um curso d’água cruza a curva)*

- d) Fator C de uso e manejo do solo – Representa a relação entre um solo erodido sobre o manejo considerado e aquele quando cultivado e limpo.

O valor de C depende da cobertura vegetal, das culturas e práticas de manejo, variando de acordo com os períodos de desenvolvimento das culturas. Em áreas sem vegetação o fator tende a 1,0 enquanto que em áreas com florestas tendem a 0,0001. Na tabela 2.1 são apresentados exemplos de valores para C.

Tabela 2.1 – Valores de C para culturas de algodão e soja, em vários estágios de desenvolvimento para a região de Campinas, SP (CARVALHO, 2008)

Estágio da cultura (ou período)	Fator C	
	Algodão	Soja
0 Do preparo ao plantio	0,0567	0,0032
1 Do plantio a 1 mês depois	0,1089	0,0432
2 De 1 a 2 meses após o plantio	0,1056	0,0672
3 De 2 meses após o plantio à colheita	0,3720	0,1037
4 Da colheita ao preparo do solo	0,0414	0,0020
<b>Totais</b>	<b>0,6846</b>	<b>0,2193</b>

- e) Fator P de prática conservacionista do solo. Representa a razão entre a perda de solo com um terreno cultivado com uma prática específica e a perda correspondente ao terreno quando há plantio morro abaixo, mantendo-se as condições padrão de relevo, de uso e de manejo.

Na tabela 2.2 são apresentados valores de P de acordo com a práticas mais comuns e na tabela 2.3, de acordo com a declividade (CARVALHO, 2008).

Tabela 2.2 – Valores de P para diferentes práticas conservacionistas  
 (CARVALHO, 2008)

Práticas conservacionistas	Valor de P
Plantio morro abaixo	1,0
Plantio em contorno	0,5
Alternância de capinas + plantio em contorno	0,4
Cordões de vegetação permanente	0,2
Terraço	0,1

Tabela 2.3 – Valores de P em função da declividade (CARVALHO, 2008)

Declividade (%)	Valor de P
0 - 2	0,60
2 – 7	0,50
7 – 12	0,60
12 – 18	0,80
18 - 24	0,90

### 2.3.1.2 Fórmulas semiquantitativas

Em geral os modelos semiquantitativos estudados se destinam à predição de sedimentos na escala da bacia.

A grande dificuldade de se estabelecer modelos para erosão do solo e transporte de sedimentos é a obtenção de dados para calibração e validação. Não há taxas de erosão típicas para uma região pois podem ocorrer grandes variações locais. As medições feitas para uma escala não são representativas para outro nível de escala.

Cabe observar que para áreas de drenagem entre pequenas bacias e grandes bacias ( $> 10\text{km}^2$ ) os efeitos de retenção de sedimentos prevalecem sobre as fontes de sedimentos

resultando em redução da produção de sedimentos específica SSY (Specific Sediment Yield). A razão para isso é que rios maiores têm planícies de alagamento que se desenvolvem por áreas mais extensas, têm mais pés de talude, onde os sedimentos ficam depositados, e as distâncias de transportes são maiores, proporcionando maiores retenções. Assim, quanto maior a área, maior a probabilidade de deposição de sedimentos ao longo do percurso o que resulta em uma baixa taxa de SSY no exutório da bacia, comparado com as taxas medidas *in-loco* nos locais de erosão. (DE VENTE & POESEN, 2005)

Dentre os modelos encontrados destacamos o PSIAC (Pacific Southwest Inter-Agency Commmittee), desenvolvido pelo Comitê Interagências do Sudoeste do Pacífico para aplicações em regiões áridas e semiáridas do sudoeste dos EUA, e o FSM (Factorial Scoring Model), cuja sigla poderia ser traduzida por Modelo de Pontuação de Fatores, em que ambos correlacionam a produção de sedimentos à área da bacia.

**Modelo PSIAC:** Neste modelo a drenagem na bacia é caracterizada por um índice, denominado Índice PSIAC, composto pela adição de nove indicadores representando: a geologia da superfície; tipo de solo; clima; escoamento superficial; topografia; recobrimento do terreno; uso do solo; erosões a montante; erosões no canal e transporte de sedimentos. Os valores correspondentes aos indicadores acham-se descritos na Tabela 2.4. As relações entre a produção de sedimentos em uma área específica e o índice PSIAC são dadas pelas equações (2.18) e (2.19) (DE VENTE & POESEN, 2005):

Para Pacífico Sudoeste, EUA:

$$SSY = 48,59 e^{0,036 \text{ Índice PSIAC}} \quad (2.18)$$

Para a Espanha:

$$SSY = 35,54 e^{0,031 \text{ Índice PSIAC}} \quad (2.19)$$

**Modelo FSM:** Este modelo utiliza conceito similar ao do PSIAC, porém, valendo-se de apenas cinco fatores apresentados na Tabela 2.5. A correlação com a área para a predição da produção de sedimentos, é dada conforme a equação (2.20) a seguir (DE VENTE & POESEN, 2005):

$$SSY = 4139 \times A^{-0.44} + 7.77 \times FSMIndex - 310.99 \quad (2.20)$$

Tabela 2.4 – Descrição dos fatores do Modelo PSIAC (DE VENTE & POESEN, 2005)

Table 3  
The factors of the PSIAC model (based on PSIAC, 1968; Hadley et al., 1985)

Factor	Score	Main characteristics
Surface geology	0	(a) massive hard formations
	5	(a) rocks of medium hardness, (b) moderately weathered, (c) moderately fractured
	10	(a) marine shales and related mudstones and siltstone
Soils	0	(a) high percentage rock fragments, (b) aggregated clays, (c) high in organic matter
	5	(a) medium texture, (b) occasional rock fragments, (c) caliche layers
	10	(a) fine texture, easily dispersed, saline-alkaline, high shrink-swell characteristics, (b) single grain silts and fine sands
Climate	0	(a) humid climate with rainfall of low intensity, (b) precipitation in form of snow, (c) arid climate with low-intensity storms, (d) arid climate with rare convective storms
	5	(a) storms of moderate duration and intensity, (b) infrequent convective storms
	10	(a) storms of several days duration with short periods of intense rainfall, (b) frequent intense convective storms, (c) freeze-thaw occurrence
Runoff	0	(a) low peak flows, (b) low volume of runoff per unit area, (c) rare runoff events
	5	(a) moderate peak flows, (b) moderate volume of flow per unit area
	10	(a) high peak flows, (b) large volume of flow per unit area
Topography	0	(a) gentle upland slopes (<5%), (b) extensive alluvial planes
	10	(a) moderate upland slopes (<20%) (b) moderate floodplain development
	20	(a) steep upland slopes (>30%), high relief, little or no floodplain development
Ground cover	-10	(a) completely protected by vegetation, rock fragments, litter; little opportunity for rainfall to reach erodible material
	0	(a) cover <40%; noticeable litter, (b) if trees present understory not well developed
	10	(a) ground cover <20%, vegetation sparse, little or no litter, (b) no rock in surface soil
Land use	-10	(a) no cultivation, (b) no recent logging, (c) low-intensity grazing
	0	(a) <25% cultivated, (b) 50% or less recently logged, (c) <50% intensively grazed, (d) ordinary road and other construction
	10	(a) >50% cultivated, (b) almost all of the area intensively grazed, (c) all of area recently burned
Upland erosion	0	(a) no apparent signs of erosion
	10	(a) about 25% of the area characterised by rill and gully or landslide erosion, (b) wind erosion with deposition in stream channels
	25	(a) >50% of the area characterised by rill and gully or landslide erosion
Channel erosion and sediment transport	0	(a) wide shallow channels with flat gradients, short flow duration (b) channels in massive rock, large boulders or well vegetated, (c) artificially controlled channels
	10	(a) moderate flow depths medium flow duration with occasionally eroding banks or bed
	25	(a) eroding banks continuously or at frequent intervals with large depths and long flow duration, (b) active headcuts and degradation in tributary channels
After summation of the individual scores, the total index class can be determined and translated into an estimated sediment yield	Index class	Estimated sediment yield ranges ( $t/km^2/year$ ) (For the Pacific Southwest USA)
	>100	>1830
	75–100	610–1830
	50–75	300–610
	25–50	120–300
	0–25	<120

Tabela 2.5 – Descrição dos fatores do modelo FSM (DE VENTE & POESEN, 2005)

**Table 4**

**Description of the factors of the Factorial Scoring Model (FSM)  
(based on Verstraeten et al., 2003; de Vente et al., 2005)**

Factor	Score	Description
Topography	1	very gentle slopes near reservoir and main rivers; elevation difference <200 m within 5 km
	2	moderate slopes near reservoir and main rivers; elevation difference 200–500 m within 5 km
	3	steep slopes near reservoir and main rivers; elevation difference >500 m within 5 km
Vegetation cover	1	good contact cover of the soil (>75% surface protected)
	2	moderate contact cover (25–75% protected surface)
	3	poor contact cover (<25% protected)
Gullies	1	bank and ephemeral gullies are very rare
	2	few bank and/or ephemeral gullies can be observed
	3	many bank and/or ephemeral gullies can be observed
Lithology	1	dominant limestone, sandstone or conglomerate (low weathering degree)
	2	dominant Neogene sedimentary deposits (gravels, etc.)
	3	strongly weathered (loose) material and/or marls
Catchment shape	1	elongated catchment shape with one main river channel draining to the reservoir; no significant direct runoff from slopes into the reservoir
	2	between elongated and (semi-) circular catchment shape
	3	(semi-) circular catchment shape with many rivers draining into the reservoir and/or much direct runoff from hill slopes to the reservoir

### 2.3.1.3 Modelos para a escala da bacia hidrográfica

Há diversos modelos computacionais que simulam os processos hidrológicos, a produção, o transporte e a deposição de sedimentos na bacia para efeitos contínuos de longa duração e para eventos isolados de chuva. No Quadro 2.1 são citados alguns modelos para eventos contínuos de longa duração com algumas de suas características,

nas quais acham-se descritas resumidamente as respectivas abordagens de cálculo dos seguintes aspectos: a representação da bacia; o escoamento superficial; o transporte de sedimentos por escoamento superficial; o transporte de sedimentos em suspensão em canal (BORAH *et al.*, 2007).

Quadro 2.1 – Características de alguns modelos para eventos contínuos de longa duração, na escala da bacia – Adaptado de BORAH *et al.*,(2007)

Critério	AnnAGNPS	ANSWERS-Contínuo	HSPF	MIKE SHE	SWAT
Componentes do modelo	Hidrologia; Transporte de sedimentos, nutrientes, pesticidas resultantes de derretimento de neve; Precipitação e irrigação.	Balanço diário de água; infiltração; escoamento superficial; drenagem; evapotranspiração; descolamento de sedimentos; transporte de sedimentos; transformações de nitrogênio e fósforo; perdas de nutrientes por absorção, por escoamento superficial e nos sedimentos.	Escoamento superficial e qualidade da água em solos permeáveis e impermeáveis; movimento de água e constituintes em canais e reservatórios mistos.	Interceptação e ET; Escoamentos superficial e no canal; Zonas não saturadas e saturadas; Derretimento de neve; Trocas entre o aquífero e o rio; Advecção e dispersão de solutos; Processos feoquímicos; Crescimento de culturas e processos nitrogênicos na zona de raízes; Erosão do solo; Porosidade dual; Irrigação.	Hidrologia; Clima; Sedimentação; Temperatura do solo; Crescimento de culturas; Nutrientes; Pesticidas; Manejo agrícola; Roteamento de canais e reservatórios; Transferência de água;
Representação da bacia	Áreas homogêneas (células); Tramos de rios e Represas	Malhas quadradas com características hidrológicas uniformes, algumas tendo a elementos de canal acompanhante; Simulações unidimensionais.	Áreas permeáveis e não-permeáveis; Canais; Reservatórios; Simulações unidimensionais	Malha retangular superficial bidimensional; Canais unidimensionais; Camadas de escoamento não-saturadas unidimensionais e saturadas tridimensionais.	Sub-bacias agrupadas com base em clima, unidades de resposta hidrológica (áreas agrupadas com mesma cobertura do solo e manejo), lagoas, águas subterrâneas e canal principal.
Transporte de sedimentos por escoamento superficial	Usa RUSLE para gerar a erosão superficial e em sulcos diária ou em evento de escoamento superficial definido pelo usuário e HUSLE para a taxa de produção e deposição de sedimentos baseada na distribuição de tamanhos e velocidade de queda das partículas.	Descolamento por gotas utilizando a intensidade de chuva e fatores USLE; Erosão no escoamento utilizando escoamento unitário pela largura e fatores USLE; Transporte e deposição de tamanhos de sedimentos utilizando equação de Yalin modificada.	Descolamento por respingo de gotas de chuva e lavagem do sedimento descolado baseado na capacidade de transporte como função do armazenamento de água e do escoamento com sedimentos lavados pelo fluxo, utilizando a relação de potência entre o armazenamento da água e o escoamento.	Sem informação.	Produção de sedimentos baseada em MUSLE utilizando fatores USLE.
Transporte de sedimentos em canal	Equação de Einstein para o transporte de sedimentos modificada; Equação de Bagnold para determinar a capacidade de transporte do escoamento.	Não simulado.	Transporte de sedimentos não-coesivos (areia) utilizando relação definida pelo usuário com velocidade de escoamento ou método de Colby ou Toffaleti e transporte de sedimentos coesivos (silte, argila) baseado em tensão de arrasto crítica e velocidade de deposição.	Sem informação.	Conceito de poder do escoamento de Bagnold para a degradação do leito e transporte de sedimentos; degradação ajustada com erodibilidade do solo USLE e fatores de cobertura e deposição baseada na velocidade de queda das partículas.

### 2.3.2 Movimento de sedimentos

Desde a apresentação por Du Boys, em 1879, da fórmula para o cálculo da descarga sólida de arrasto em função da tensão média de atrito do escoamento, inúmeras fórmulas para o cálculo da descarga sólida vêm sendo desenvolvidas e aparecem na literatura. Essas expressões concebidas a partir de estudos de diversos parâmetros são baseadas em análises realizadas em laboratório ou em escoamentos naturais, com tipos específicos de sedimentos, em bacias de diferentes características e sujeitas a diversos regimes de chuva e vazão (WILSON JR., 1999).

Uma vez que há diversos estudos e fórmulas que descrevem o movimento de sedimentos, é utilizada em cada modelo uma formulação para representar a bacia em estudo e, dependendo das fórmulas, os modelos hidrossedimentológicos podem ser agrupados genericamente em categorias, em função da modelagem hidrodinâmica, podendo ser 1D, 2D ou 3D, ou da origem das formulas, empíricas ou conceituais.

Assim, encontram-se descritos a seguir alguns dos modelos existentes:

- SIAM: Este modelo fornece uma forma expedita de se determinar o impactos de médias anuais de transporte de sedimentos em redes fluviais. Surgiu da incorporação do Modelo de Avaliação do Impacto de Sedimentos SIAM (Sediment Impact Assessment Model) ao modelo hidrodinâmico HEC-RAS já existente (vide seção 2.2.1). Foi desenvolvido por David Mooney, da Colorado State University, para o Centro de Desenvolvimento e Pesquisa em Engenharia (Engineering Research and Development Center - ERDC) do Corpo de Engenheiros das Forças Armadas dos Estados Unidos (U.S. Army Corps of Engineers - USACE). Os cálculos hidráulicos e do transporte de sedimentos são reunidos aos dados das descrições de material do leito, de lavagem da bacia, fontes de sedimentos, duração do fluxo, o que permite calcular a descarga média de sedimentos, a capacidade de transporte e o balanço local, por tamanho do grão (GIBSON & LITTLE JR., 2006). Disponível na Internet (RECLAMATION, 2006).

- Iber: Modelo matemático bidimensional para a simulação da hidrodinâmica em superfícies livres e dos processos de transporte de sedimentos em rios e estuários (vide seção 2.2.1). No módulo de transporte de sedimentos as equações de transporte por arrasto de fundo e de material em suspensão são resolvidas e, levando-se em conta

ambas as formas de transporte, a evolução da cota do fundo é calculada devido aos processos de sedimentação e erosão utilizando-se a equação de Exner. O Iber é um modelo gratuito, disponível na Internet (GEAMA & INSTITUTO FLUMEN, 2015).

- SisBaHiA – (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental): Sistema de modelos computacionais desenvolvido pela COPPE – Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia da UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Contém os seguintes modelos: Modelos Hidrodinâmicos - modelos de circulação hidrodinâmica 3D ou 2DH otimizados para corpos de água naturais; Modelos de Qualidade de Água e Eutrofização; Modelos de Transporte de Sedimentos e Evolução Morfológica do Fundo - modelos que computam transporte de sedimentos e taxas de erosão e sedimentação no fundo; Modelos de Transporte Euleriano - modelos de uso geral para simulação de transporte advectivo-difusivo com reações cinéticas de escalares dissolvidos ou partículas em suspensão na massa d'água; Modelo de Transporte Lagrangeano Determinístico - modelo de uso geral para simulação de transporte advectivo-difusivo com reações cinéticas, para camadas selecionadas de escoamentos 3D ou 2DH; Modelo de Transporte Lagrangeano Probabilístico; Modelo de Campo Próximo para Emissários e Fontes Pontuais; Modelo de Propagação de Ondas; Módulo de Análise & Previsão de Marés. O SisBaHia é cedido gratuitamente e está disponível na Internet (COPPE/UFRJ, 2015).
- CCHE 1D, CCHE 2D, CCHE 3D: Modelos desenvolvido pelo National Center for Computational Hydroscience and Engineering da Universidade do Mississipi, USA, (NCCHE – University of Mississippi). O CCHE 1D é um modelo projetado para simular fluxos unidimensionais em regimes permanentes ou variados e os processos de sedimentação em redes de canais. Permite estimar as descargas sólidas para eventos de longa duração e as alterações morfológicas nas redes de canais, avaliando os efeitos do controle de erosão e medidas de contenção da produção de sedimentos, bem como a análise da influência das alterações do uso do solo e das práticas de manejo da agricultura na sedimentação. O CCHE 2D é um modelo para simulações 2D e análise de vazão de rios, ruptura de barragens, transporte de sedimentos em regime não-uniforme, processos morfológicos, processos costeiros, transporte de poluentes e qualidade da água. O CCHE 3D é um modelo computacional tri-dimensional para simulações de fluxos em superfície livre em regimes variados, turbulentos e associados

com transporte de sedimentos, transporte de poluentes e problemas na qualidade da água. Os três programas contam com uma interface GIS e estão disponíveis na Internet (NCCHE, 2015).

- FLUVIAL 12: Modelo desenvolvido por Howard H. Chang (CHANG, 2008), da San Diego State University, USA, em que as mudanças na calha do rio simuladas pelo modelo incluem agradação e degradação do leito, variações na largura, e alterações causadas pelo efeito de curvatura com os seguintes componentes: propagação da água, propagação dos sedimentos, mudanças na largura do canal, mudanças no perfil do leito do canal e mudanças na geometria devido ao efeito de curvatura. O modelo não é de domínio público e pode ser obtido com Chang Consultants (CHANG CONSULTANTS, 2015).

Podemos citar ainda os seguintes modelos: GSTARS (Colorado State University), SED2D (US Army Corps of Engineers), Delft 3D (Deltares Systems) e EFDC (US Environmental Protection Agency).

### **3 METODOLOGIA**

#### **3.1 O Modelo Hidrossedimentológico**

A metodologia utilizada neste trabalho envolve a adaptação do modelo MODCEL (MIGUEZ, 1994), (MIGUEZ, 2001), (MASCARENHAS e MIGUEZ, 2002), (MASCARENHAS et al, 2005), (MIGUEZ et al, 2017) que hoje apresenta apenas cálculos hidrodinâmicos para fundo fixo, com a introdução de fórmulas de transporte de sedimentos na programação existente, na linguagem Delphi, permitindo a avaliação de modificações da posição do fundo em cada célula de cálculo. Os tópicos seguintes mostram o desenvolvimento matemático do modelo hidrossedimentológico:

#### **3.2 Equações do Modelo Hidrodinâmico em Escoamentos com Superfície Livre.**

A modelação matemática dos escoamentos toma por base o modelo MODCEL que considera os seguintes aspectos:

- Modelagem conceitual chuva-vazão: É adotado ou o método racional ou o índice  $\varphi$ , que fornecem a vazão proveniente da precipitação sobre cada célula, considerada como um reservatório.
- Modelagem hidrodinâmica determinística: O modelo utiliza uma discretização bidimensional do escoamento, em que é aplicada uma discretização hidráulica unidimensional, formando uma rede de escoamentos, utilizando principalmente a equação dinâmica completa de Saint Venant.

A seguir é apresentada uma explicação mais detalhada do modelo hidrodinâmico MODCEL:

A representação da bacia hidrográfica utiliza o conceito de “células de escoamento” (Zanobetti *et al.*, 1970, *apud* MIGUEZ, 1994) atuando como compartimentos de armazenagem, transformando hidrologicamente a precipitação pluviométrica em escoamento superficial e assim, compondo uma malha que integra toda a área da bacia. Esse conceito teve como motivação inicial, nos trabalhos originais na década de 1960, superar as limitações computacionais para simulações de grandes planícies de inundação. No entanto, devido à sua construção modular, mesmo atualmente este modelo se mostrou bastante útil na simulação de sistemas complexos, podendo juntar

configurações topográficas, paisagens urbanas e estruturas hidráulicas em um único cenário. Assim, o MODCEL é capaz de descrever elementos da paisagem natural, como bacias de contribuição, planícies de inundação, juntamente com elementos urbanos, como ruas, praças, construções etc. bem como canais, redes de drenagem urbana de águas pluviais e outras estruturas hidráulicas, como bombas, vertedores, orifícios e comportas.

Cada par de células é conectado por uma ligação que pode ser representada por diferentes tipos de relação hidráulica, como a equação dinâmica de Saint Venant ou equações clássicas de vertedores ou de orifícios, por exemplo. Dessa forma, células e ligações formam os elementos computacionais básicos do MODCEL.

Devido a isso, as representações da realidade física, topográfica e hidráulica, constituem os dois processos centrais do MODCEL e requerem uma fase preliminar de interpretação para se determinar como esses elementos se acham inter-relacionados.

O modelo fornece como resultados, níveis d'água e profundidades, vazões, velocidades do escoamento e mapas de inundação.

O modelo utiliza a lei de conservação de massa e a aplica a cada célula, fazendo o balanço de massa em função das relações hidráulicas estabelecidas entre as células (CUNGE et al, 1980).

Portanto, a variação do nível d'água em uma célula  $i$  em um dado intervalo de tempo  $t$  é dada pela equação da continuidade aplicada àquela célula, conforme mostrado na equação (3.1):

$$A_{Si} \frac{dZ_i}{dt} = P_i + \sum_k Q_{i,k} \quad (3.1)$$

*Onde*

$Q_{i,k}$  - Vazão entre as células vizinhas  $i$  e  $k$

$Z_i$  - Cota da linha d'água no centro da célula  $i$

$A_{Si}$  - Área da superfície de água da célula  $i$

$P_i$  - Vazão decorrente da precipitação pluviométrica sobre a célula  $i$

Considerando-se a equação (3.1) em termos discretos, obtém-se a equação (3.2):

$$A_{Si}^t \frac{Z_i^{t+1} - Z_i^t}{\Delta t} = P_i^{t+1} + \sum_k Q_{i,k}^{t+1} \quad (3.2)$$

O intervalo discreto de tempo  $(n+1).\Delta t$ , representado pelo índice  $t+1$  é considerado como o tempo de cálculo e os valores das variáveis nesse momento são as incógnitas. Por outro lado, no intervalo discreto de tempo  $(n.\Delta t)$ , representado pelo índice  $t$ , todas as variáveis são conhecidas porque foram já calculadas ou estabelecidas como condições iniciais.

A área da superfície líquida  $A_{Si}$ , que aparece na equação (3.2) é uma função do nível d'água  $Z_i^t$ , implicando na adoção de uma abordagem de primeira ordem  $(\Delta A_{Si} / A_{Si}) \ll 1$ .  $P_i$  é um valor conhecido uma vez que a precipitação está sendo considerada como um dado de entrada para todos os intervalos de tempo.  $Z_i^{t+1}$  e  $Q_{i,k}^{t+1}$  são as incógnitas e o esquema numérico é totalmente implícito. Para resolver essa equação, as vazões desconhecidas devem ser escritas como função dos níveis d'água na célula considerada  $i$ , e em todos os seus vizinhos  $k$ . Entretanto, para evitar a presença de um termo não-linear na equação (3.2) é possível desenvolver  $Q_{i,k}^{t+1}$  em uma série de Taylor, tomando-se apenas os termos de primeira ordem, como apresentado na equação (3.3)

$$Q_{i,k}^{t+1} = Q_{i,k}^t + \frac{\partial Q_{i,k}^t}{\partial Z_i} \Delta Z_i^{t+1} + \frac{\partial Q_{i,k}^t}{\partial Z_k} \Delta Z_k^{t+1} \quad (3.3)$$

Levando-se em conta o exposto acima, a equação (3.2) pode ser reescrita obtendo-se a equação (3.4):

$$A_{Si}^t \frac{\Delta Z_i^{t+1}}{\Delta t} = P_i^{t+1} + \sum_k Q_{i,k}^t + \sum_k \frac{\partial Q_{i,k}^t}{\partial Z_i} \Delta Z_i^{t+1} + \sum_k \frac{\partial Q_{i,k}^t}{\partial Z_k} \Delta Z_k^{t+1} \quad (3.4)$$

As variáveis  $\Delta Z_i^{t+1}$  e  $\Delta Z_k^{t+1}$  se referem respectivamente aos níveis d'água  $Z_i^{t+1}$  e  $Z_k^{t+1}$  que aparecem na equação (3.4) escritas para cada célula e são as únicas incógnitas. Elas se referem à célula de referência e suas células adjacentes, com as quais a célula  $i$  mantém relações hidráulicas de troca de vazões. O sistema resultante da aplicação da equação da continuidade para cada célula leva a uma matriz que equaciona o problema, se forem fornecidas as devidas condições iniciais e de contorno, uma vez que as relações

matemáticas introduzidas para representar as vazões entre as células ( $Q_{i,k}^t$ ) podem sempre ser expressas por valores conhecidos de  $Z_i^t$  e  $Z_k^t$ .

As ligações típicas de vazão entre células podem ser expressas por diversas e bem conhecidas leis da hidráulica. No entanto, o principal tipo de relação é a que é expressa pela equação Dinâmica de Saint Venant, que aparece nas ligações de canal (na sua forma completa) e nas ligações de escoamento superficial (sem os termos de inércia).

Neste trabalho é descrito apenas esse tipo de ligação principal, não sendo detalhados os outros tipos de ligações hidráulicas existentes ou possíveis (MIGUEZ et al., 2017) e (MASCARENHAS, MIGUEZ, 2002). Para esta ligação, mais adiante, e também para sua simplificação, sem os termos de inércia, é que serão escritas as equações de transporte de sedimentos, cerne deste trabalho.

A ligação do tipo rio/canal corresponde à representação do escoamento em rios e canais. Mais especificamente, ela corresponde ao escoamento com superfície livre, resultando na equação (3.5), considerada para uma seção transversal retangular de fundo fixo.

$$\frac{1}{A_{i,k}} \frac{\partial Q_{i,k}}{\partial t} - \frac{Q_{i,k}}{A_{i,k}^2} \frac{\partial A_{i,k}}{\partial t} + \frac{Q_{i,k}}{A_{i,k}^2} \frac{\partial Q_{i,k}}{\partial x} - \frac{Q_{i,k}^2}{A_{i,k}^3} \frac{\partial A_{i,k}}{\partial x} + g \frac{\partial Z}{\partial x} + gS_f = 0 \quad (3.5)$$

*Onde*

$B_{i,k}$  - Largura do escoamento superficial entre as células  $i$  e  $k$

$A_{i,k}$  - Área da seção molhada do escoamento entre as células  $i$  e  $k$

$S_f$  - Declividade da linha de energia

$R_{i,k}$  - Raio hidráulico da seção de escoamento entre as células  $i$  e  $k$

$n$  - Coeficiente de rugosidade de Manning

$x$  e  $t$  – Variáveis independentes, correspondentes a espaço e tempo

Os parâmetros  $n$ ,  $A_{i,k}$  e  $R_{i,k}$ , representativos da seção de escoamento entre as células  $i$  e  $k$ , são calculados em um procedimento de ponderação entre os níveis de água nas células  $i$  e  $k$ , aqui chamados de  $Z_p$

Ao se acoplar o transporte de sedimentos ao MODCEL, as cotas do fundo do canal e da superfície das células passam a ser atualizados a cada passo de tempo, dependendo do balanço das descargas sólidas.

Assim, multiplicando-se a equação (3.5) por  $A_{i,k}$ , e usando-se a forma tradicional da equação de continuidade para substituir  $\frac{\partial Q_{i,k}}{\partial x}$  por , pode-se escrever a equação (3.6):

$$\frac{\partial Q_{i,k}}{\partial t} - 2 \frac{Q_{i,k}}{A_{i,k}} \frac{\partial A_{i,k}}{\partial t} - \frac{Q_{i,k}^2}{A_{i,k}^2} \frac{\partial A_{i,k}}{\partial x} + gA_{i,k} \frac{\partial Z}{\partial x} + gA_{i,k}S_f = 0 \quad (3.6)$$

Lembrando que a vazão líquida foi aproximada pela utilização de uma série de Taylor para se ter sua representação no tempo ( $n \cdot \Delta t$ ), torna-se necessária uma expressão para determinar a vazão explicitamente, de forma a prover uma entrada adequada na equação da continuidade modificada (3.4). Assim, utilizando a equação (3.6) com a discretização de seus termos, pode-se escrever a equação (3.7), considerando-se que a célula  $i$  se situa em posição a montante, para efeitos de representação.

$$\frac{Q_{i,k}^t - Q_{i,k}^{t-1}}{\Delta t} - \frac{2Q_{i,k}^t}{A_{i,k}^t} \frac{A_{i,k}^t - A_{i,k}^{t-1}}{\Delta t} - \left( \frac{Q_{i,k}^t}{A_{i,k}^t} \right)^2 \frac{A_k^t - A_i^t}{\Delta x} + gA_{i,k}^t \left( \frac{Z_k^t - Z_i^t}{\Delta x} \right) + gA_{i,k}^t \cdot S_f = 0 \quad (3.7)$$

Por sua vez,  $S_f$  pode ser aproximada pela equação (3.8):

$$S_f = \frac{Q_{i,k}^2 n^2}{A_{i,k}^2 R_{i,k}^{4/3}} \quad (3.8)$$

Combinando-se as equações (3.7) e (3.8), o termo  $Q_{i,k}^t$  é o foco de interesse e assim, toda a informação no tempo  $t-1$  está disponível e todos os níveis d'água no tempo  $t$  são conhecidos. Para se explicitar esse termo e obter uma solução para esta equação, os termos quadráticos forma “fatorados” no tempo, numa simplificação numérica, mostrada na equação (3.9):

$$(Q_{i,k}^t)^2 = Q_{i,k}^{t-1} \cdot Q_{i,k}^t \quad (3.9)$$

A partir dessa discussão chega-se à equação (3.10) para a ligação de vazão em rios e pode ser utilizada no balanço de conservação de massa:

$$Q_{i,k}^t = \frac{Q_{i,k}^{t-1} - g \cdot A_{i,k}^t \cdot \Delta t \cdot \frac{(Z_k^t - Z_i^t)}{\Delta x}}{1 - 2 \cdot \frac{(A_{i,k}^t - A_{i,k}^{t-1})}{A_{i,k}^t} - \frac{Q_{i,k}^{t-1}}{A_{i,k}^{t-1} \cdot A_{i,k}^t} \cdot \frac{A_k^t - A_i^t}{\Delta x} \cdot \Delta t + g \cdot A_{i,k}^t \cdot \frac{Q_{i,k}^{t-1} \cdot n^2}{A_{i,k}^{t-1} \cdot A_{i,k}^t \cdot (R_{i,k}^{t-1} \cdot R_{i,k}^t)^{2/3}} \cdot \Delta t} \quad (3.10)$$

Um outro aspecto desta discussão é que para se modelar o transporte de sedimentos no rio (ou em um escoamento) há várias outras equações disponíveis, dependendo das características da bacia hidrográfica. Este trabalho tem a intenção de introduzir, em um primeiro momento, algumas destas equações no MODCEL, mas, considerando as características modulares do modelo será possível complementar essa escolha inicial posteriormente. Portanto, o maior desafio é encontrar uma lógica de articulação entre as equações de transporte de sedimentos e o modelo hidrodinâmico. A diversidade de equações se torna um atrativo a mais, mas pode ser facilmente conseguido se o modelo integrado funcionar corretamente para a primeira das equações introduzidas.

Dessa forma, juntando o modelo hidrodinâmico às equações de transporte de sedimentos se consegue um modelo acoplado que representa o movimento de sedimentos na bacia, uma vez que o MODCEL representa a rede de drenagem completa em um modelo anelado, que inclui o rio principal, seus afluentes e seus talvegues secos, além das próprias planícies de inundação e eventuais lagos.. Essa representação contribui para o mapeamento das alterações morfológicas na escala da bacia.

O MODCEL, na sua forma atual, conforme escrito inicialmente, utiliza o fundo fixo. O código computacional modificado permitirá a análise do fundo móvel. Considerando-se que a bacia é representada por uma malha de células, quando o nível final do fundo de cada célula ficar definido, passa-se a conhecer a nova morfologia que vai se alterando a cada passo de tempo e servindo ao cálculo hidrodinâmico no tempo seguinte..

### **3.3 Equações do Movimento de Sedimentos em Escoamentos com Superfície Livre.**

#### **3.3.1 Introdução**

Os sedimentos transportados pela ação das forças hidrodinâmicas devidas ao escoamento fluvial se compõem primordialmente de duas fontes: os sedimentos transportados em suspensão e aqueles transportados por arrasto no leito. Para a análise das alterações fluviomorfológicas será considerada neste trabalho apenas a parcela de

sedimentos que é transportada por arrasto no leito.

A caracterização do movimento dos sedimentos fica determinada através da análise dos dados obtidos da ação hidrodinâmica sobre a resistência do leito, estabelecendo-se a correlação que expressa a lei do movimento dos sedimentos de acordo com ideias apresentadas por diferentes autores, em condições empíricas particulares.

Foram utilizadas no modelo preferencialmente e inicialmente, três equações de transportes de sedimentos, quais sejam: a fórmula de Meyer-Peter e Muller, a fórmula de Schoklitsch e a fórmula de Van Rijn, que se acham apresentadas mais detalhadamente a seguir, deixando-se já prevista no modelo a opção para a utilização de outras equações adicionais.

### 3.3.2 Grandezas físicas referentes aos sedimentos:

#### a) Peso específico seco:

Relação entre o peso dos grãos do sedimento seco e o volume desses grãos, dado pela equação (3.11):

$$\gamma_s = \frac{P_s}{V_g} \quad (3.11)$$

Onde

$\gamma_s$  – Peso específico do sedimento seco ( $N/m^3$ )

$P_s$  – Peso dos grãos do sedimento seco ( $N$ )

$V_g$  – Volume dos grãos do sedimento ( $m^3$ )

Como o volume total ocupado pelo sedimento é a soma do volume dos grãos com o volume dos vazios, pode-se escrever a equação (3.12):

$$V_g = V_s - V_v \quad (3.12)$$

Onde

$V_s$  – Volume total da camada de sedimentos, incluindo os vazios ( $m^3$ )

$V_v$  – Volume dos vazios ( $m^3$ )

#### b) Porosidade:

Relação entre o volume de vazios da camada de sedimentos e o volume total da camada de sedimentos, conforme apresentado na equação (3.13):

$$v = \frac{V_v}{V_s} \quad (3.13)$$

Onde

$v$  – Porosidade do sedimento (adimensional ou dada em percentagem)

Aplicando-se o valor de  $V_v$ , da equação (3.13), na equação (3.12) e substituindo-se  $V_g$  na equação (3.11), obtém-se uma expressão para o peso específico seco, em função do volume total da camada de sedimentos e da sua porosidade, dada na equação (3.14):

$$\gamma_s = \frac{P_s}{V_s(1-v)} \quad (3.14)$$

c) Peso específico do sedimento submerso:

Relação entre o peso dos grãos do sedimento submerso e o volume desses grãos, dado pela equação (3.15):

$$\gamma'_s = \frac{P'_s}{V_g} \quad (3.15)$$

Onde

$\gamma'_s$  - Peso específico do sedimento submerso ( $N/m^3$ )

$P'_s$  - Peso do sedimento submerso ( $N$ )

Analogamente ao obtido na equação (3.14), aplicando-se o valor de  $V_v$ , da equação (3.13), na equação (3.12) e substituindo-se  $V_g$  na equação (3.15), obtém-se uma expressão para o peso específico submerso em função do volume total do sedimento e da porosidade, que é dada na equação (3.16):

$$\gamma'_s = \frac{P'_s}{V_s(1-v)} \quad (3.16)$$

Como o peso do sedimento submerso é o peso dos grãos afetado pelo empuxo exercido pela água, que corresponde ao peso do volume de água deslocado pelos grãos, pode-se escrever a equação (3.17):

$$P'_s = P_s - P_a \quad (3.17)$$

*Onde*

$P_a$  – Peso do volume de água ocupado pelos grãos (N)

d) Peso específico da água

Considerando-se o peso específico da água como a relação entre o peso e o volume ocupado pelos grãos do sedimento, dado na equação (3.18):

$$\gamma = \frac{P_a}{V_g} \quad (3.18)$$

*Onde*

$\gamma$  - Peso específico da água ( $N/m^3$ )

Aplicando-se as equações (3.11), (3.15) e (3.18) na equação (3.17), pode-se escrever a equação (3.19):

$$\gamma'_s = \gamma_s - \gamma \quad (3.19)$$

e) Densidade das partículas do leito

Relação entre o peso específico dos sedimentos secos e o peso específico da água, que pode ser obtida pela equação (3.20):

$$s = \frac{\gamma_s}{\gamma} \quad (3.20)$$

*Onde*

$s$  - Densidade das partículas do leito (adimensional)

3.3.3 Grandezas referentes ao transporte sólido:

a) Tensão de arrasto no leito

A tensão de arrasto corresponde à tensão tangencial no fundo, que ocorre no sentido do escoamento e é dada pela equação (3.21):

$$\tau_0 = \gamma R_H S_f \quad (3.21)$$

*Onde*

$\tau_0$  – Tensão de arrasto no leito ( $N/m^2$ )

$R_H$  – Raio hidráulico da seção (m)

$S_f$  – Declividade da linha de energia (m/m)

Considera-se que a declividade da linha de energia  $S_f$  entre dois pontos 1 e 2 da superfície do escoamento é dada pela equação de Bernoulli, expressa na equação (3.22):

$$S_f = \frac{\left(z_2 + \frac{v_2^2}{2g}\right) - \left(z_1 + \frac{v_1^2}{2g}\right)}{\Delta x} \quad (3.22)$$

Onde

$Z_1$  e  $Z_2$  – Cotas da linha d’água nos pontos 1 e 2 respectivamente (m)

$v_1$  e  $v_2$  – Velocidades do escoamento nos pontos 1 e 2 respectivamente (m/s)

$g$  – Aceleração da gravidade ( $m/s^2$ )

$\Delta x$  – Extensão do trecho considerado (m)

Porém, a variação das velocidades no escoamento fluvial é pouco importante, como se comprova pela usual desconsideração dos termos de inércia na equação dinâmica de Saint Venant. Assim, pode-se dizer que as velocidades são aproximadamente iguais em 1 e 2, e dessa forma será tomada neste trabalho a declividade da linha de energia como sendo a declividade da linha d’água. Dessa forma, fazendo-se, na equação (3.22) acima,  $v_1=v_2$ , pode-se escrever a equação (3.23):

$$S_f = \frac{z_2 - z_1}{\Delta x} \quad (3.23)$$

b) Tensão crítica de arrasto no leito

A tensão crítica de arrasto caracteriza as condições de início de movimento em que as forças hidrodinâmicas do escoamento (*hydrodynamic drag*) praticamente se igualam às forças resistentes do peso submerso (*hydrodynamic lift*), na iminência de serem superiores, de forma a provocar o movimento das partículas (CARDOSO, 1998).

A tensão crítica de arrasto é dada pela equação (3.24)

$$\tau_c = \theta_{cr} \gamma'_s D \quad (3.24)$$

Onde

$\tau_c$  – Tensão crítica de arrasto no leito ( $N/m^2$ )

$D$  – Diâmetro das partículas do fundo (m)

$\theta_{cr}$  – Parâmetro de mobilidade crítica de Shields

O valor de  $\theta_{cr}$  pode ser obtido de acordo com o conjunto de expressões (3.25), dadas por Van Rijn, (Van RIJN, 1984) a seguir:

$$\left. \begin{array}{lll} \text{Para} & D_* \leq 4 & \Rightarrow \theta_{cr} = 0,24D_*^{-1} \\ \text{Para} & 4 < D_* \leq 10 & \Rightarrow \theta_{cr} = 0,14D_*^{-0,64} \\ \text{Para} & 10 < D_* \leq 20 & \Rightarrow \theta_{cr} = 0,04D_*^{0,10} \\ \text{Para} & 20 < D_* \leq 150 & \Rightarrow \theta_{cr} = 0,013D_*^{0,29} \\ \text{Para} & D_* > 150 & \Rightarrow \theta_{cr} = 0,055 \end{array} \right\} \quad (3.25)$$

Onde

$D_*$  - Parâmetro das partículas (adimensional)

O parâmetro  $D_*$  é dado pela equação (3.26):

$$D_* = D_{50} \left[ \frac{(s-1)g}{\nu^2} \right]^{1/3} \quad (3.26)$$

Onde

$s$  - Densidade das partículas do leito

$\nu$  - Coeficiente de viscosidade cinemática da água ( $m^2/s$ )

$D_{50}$  - Diâmetro do grão do material do leito, para o qual 50% é mais fino (m)

A tensão de arrasto no leito pode também ser expressa pela equação (3.27):

$$\tau_c = (u_{*,cr})^2 \frac{\gamma}{g} \quad (3.27)$$

Onde

$u_{*,cr}$  - Velocidade crítica de atrito no leito ( $m/s$ )

A velocidade  $u_{*,cr}$  pode ser obtida a partir da equação (3.28), dada por Shields:

$$\theta_{cr} = \frac{(u_{*,cr})^2}{(s-1)gD_{50}} \quad (3.28)$$

Colocando-se em evidência  $u_{*,cr}$  na equação (3.28) e substituindo  $s$  segundo a

equação (3.20), obtém-se a equação (3.29):

$$u_{*,cr} = \left[ \theta_{cr} \left( \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \right) g D_{50} \right]^{1/2} \quad (3.29)$$

Onde

$\theta_{cr}$  – Parâmetro de mobilidade crítica de Shields, obtido de acordo com o conjunto de expressões (3.25)

### 3.3.4 Definições da descarga sólida consideradas no transporte por arrasto

#### a) Descarga sólida por arrasto no leito, em peso seco

A descarga sólida por arrasto em peso seco corresponde ao peso de material sólido seco transportado por arrasto no leito, na unidade de tempo, dada na equação (3.30):

$$Q_b = \frac{P_s}{\Delta t} \quad (3.30)$$

Onde

$Q_b$  – Descarga sólida por arrasto no leito, em peso seco ( $N/s$ )

$\Delta t$  – Intervalo de tempo correspondente ao arrasto ( $s$ )

A descarga sólida em peso seco pode também ser fornecida em função da largura unitária do canal, como na equação (3.31):

$$q_b = \frac{P_s}{\Delta t B} \quad (3.31)$$

Onde

$q_b$  – Descarga sólida por arrasto no leito, em peso seco, por largura do canal ( $N/s m$ )

$B$  – Largura do canal considerado ( $m$ )

#### b) Descarga sólida por arrasto no leito, em peso submerso

A descarga sólida por arrasto em peso submerso corresponde ao peso de material sólido submerso por arrasto no leito na unidade de tempo, dado na equação (3.32):

$$Q'_b = \frac{P'_s}{\Delta t} \quad (3.32)$$

Onde

$Q'_b$  – Descarga sólida por arrasto no leito, em peso submerso ( $N/s$ )

$\Delta t$  – Intervalo de tempo correspondente ao arrasto ( $s$ )

A descarga sólida em peso submerso pode também ser fornecida em função da largura unitária do canal, como na equação (3.33):

$$q'_b = \frac{P'_s}{\Delta t B} \quad (3.33)$$

Onde

$q'_b$  – Descarga sólida por arrasto no leito, em peso submerso, por largura do canal ( $N/s m$ )

$B$  – Largura do canal considerado ( $m$ )

c) Descarga sólida por arrasto no leito, em volume:

A descarga sólida por arrasto pode ser expressa em função do volume do sedimento e corresponde ao volume do sedimento transportado por arrasto no leito na unidade de tempo, conforme a equação (3.34):

$$Q_{bV} = \frac{V_s}{\Delta t} \quad (3.34)$$

Onde

$Q_{bV}$  – Descarga sólida por arrasto no leito, em volume ( $m^3/s$ )

$\Delta t$  – Intervalo de tempo correspondente ao arrasto ( $s$ )

A descarga sólida em volume pode também ser fornecida em função da largura unitária do canal, como na equação (3.35):

$$q_{bV} = \frac{V_s}{\Delta t B} \quad (3.35)$$

Onde

$q_{bV}$  – Descarga sólida por arrasto no leito, em volume, por largura do canal ( $N/s m$ )

$B$  – Largura do canal considerado ( $m$ )

### 3.3.5 Equação de Meyer-Peter e Muller

A Equação de Meyer-Peter e Muller, proposta em 1948, fornece a taxa de transporte de sólido de sedimentos por arrasto no tempo por unidade de largura, em peso

submerso. Tem uma abordagem baseada principalmente na declividade da linha de energia (YANG, 2003) e sua faixa de aplicação é para sedimentos de diâmetro médio, entre 0,4mm e 30mm (CARDOSO, 1998). Acha-se apresentada a seguir, na equação (3.36)

$$q'_b = 8 \left( \frac{g}{\gamma} \right)^{1/2} [\tau_e - \tau_c]^{3/2} \quad (3.36)$$

Onde

$q'_b$  - Descarga sólida transportada por arrasto, por largura, em peso submerso ( $N/s/m$ )

$\tau_c$  - Tensão crítica de arrasto no leito ( $N/m^2$ )

A tensão crítica  $\tau_c$  pode ser obtida pela equação (3.12), considerando-se que:

- Na determinação de  $\tau_c$ , segundo Meyer-Peter e Muller,  $\theta_{cr}$  assume o valor de 0,047, para os limites de utilização de sua fórmula.
- $D$  é considerado o diâmetro efetivo (médio) das partículas do fundo ( $m$ ) para uma areia uniforme, que pode ser substituído por  $D_{50}$ , para uma areia não uniforme.

$\tau_e$  - Tensão de arrasto no leito, corrigida ( $N/m^2$ )

A tensão de arrasto  $\tau_e$  é dada pela equação (3.37):

$$\tau_e = \left( \frac{K_s}{K_r} \right)^{3/2} \tau_0 \quad (3.37)$$

Onde

$K_s$  - Coeficiente de rugosidade de Strickler

O coeficiente  $K_s$  é dado pela equação (3.38):

$$K_s = \frac{1}{n} \quad (3.38)$$

Onde

$n$  - Coeficiente de Manning

$K_r$  - Coeficiente de rugosidade superficial do escoamento

O coeficiente  $K_r$  é dado pela equação (3.39):

$$K_r = \frac{26}{(D_{90})^{1/6}} \quad (3.39)$$

Onde

$D_{90}$  – Diâmetro do grão do material do leito, para o qual 90% é mais fino (m)

$\tau_0$  – Tensão de arrasto no leito ( $N/m^2$ )

Observe-se que na equação (3.36), se o valor de  $\tau_e$  for menor ou igual ao de  $\tau_c$ , não há transporte de sedimentos e  $q'_b = 0$ .

A equação (3.36) também pode ser expressa, substituindo-se nela as expressões correspondentes a  $\tau_c$  e  $\tau_e$ , dadas nas equações (3.24) e (3.37) respectivamente, conforme apresentado na equação (3.40):

$$q'_b = 8 \left( \frac{g}{\gamma} \right)^{1/2} \left[ \left( \frac{K_s}{K_r} \right)^{3/2} \gamma R_H S_f - 0,047 \gamma'_s D \right]^{3/2} \quad (3.40)$$

A descarga sólida em volume é obtida pela equação (3.41):

$$q_{bv} = \frac{q'_b}{(1-\nu)(\gamma_s - \gamma)} \quad (3.41)$$

Onde

$q_{bv}$  – Descarga sólida transportada por largura, em volume ( $m^3/s/m$ )

$\nu$  – Porosidade do material do leito

### 3.3.6 Equações de Schoklitsch

As equações apresentadas por Schoklitsch fornecem a descarga sólida seca em função da vazão líquida, sendo uma das suas equações publicada em 1934 e outra em 1943 (YANG, C.T, 2003).

A seguir, acha-se apresentada a equação de 1934 (3.42), para unidades métricas:

$$q_b = 7000 \frac{S_f^{3/2}}{D^{1/2}} (q - q_c) \quad (3.42)$$

Onde

$q_b$  – Descarga sólida em peso seco, por largura ( $N/m^3/m$ )

$S_f$  – Declividade da linha de energia ( $m/m$ )

*D – Diâmetro das partículas do fundo (m)*

*q – Vazão líquida, por largura ( $m^3/s/m$ )*

*qc – Vazão líquida crítica, do movimento incipiente, por largura ( $m^3/s/m$ ).*

A vazão líquida crítica para sedimentos com densidade  $s = 2,65$  é dada pela equação (3.43):

$$q_c = \frac{0,00001944D}{S_f^{2/3}} \quad (3.43)$$

A seguir, acha-se apresentada a equação de Schoklitsch, de 1943 (3.44), também para unidades métricas:

$$q_b = 2500S^{3/2}(q - q_c) \quad (3.44)$$

Para esse caso, a vazão líquida crítica para sedimentos com densidade  $s = 2,65$  é dada pela equação (3.45):

$$q_c = \frac{0,6D^{3/2}}{S_f^{7/6}} \quad (3.45)$$

Observe-se que nas equações (3.42) e (3.44), se o valor de  $q$  for menor ou igual ao de  $q_c$  não há transporte de sedimentos e  $q_b = 0$ .

Para se obter a descarga sólida em volume, a partir da descarga sólida em peso seco, é utilizada a equação (3.46):

$$q_{bv} = \frac{q_b}{(1-\nu)\gamma_s} \quad (3.46)$$

Onde

$q_{bv}$  – Descarga sólida transportada por largura, em volume ( $m^3/s/m$ )

$\nu$  – Porosidade do material do leito

$\gamma_s$  – Peso específico do sedimento seco ( $N/m^3$ )

### 3.3.7 Equação de Van Rijn

A equação de Van Rijn, apresentada em 1984, fornece a descarga sólida por arrasto em volume, conforme apresentado na equação (3.47). Sua abordagem é dependente principalmente da velocidade do escoamento e foi desenvolvida para

experimentos com sedimento de diâmetro médio entre 0,2mm e 2mm. (CARDOSO, 1998).

$$\frac{q_{bv}}{[(s-1)g]^{0.5} D_{50}^{1.5}} = 0,053 \frac{T^{2.1}}{D_*^{0.3}} \quad (3.47)$$

Colocando-se em (3.47) a descarga  $q_{bv}$  em evidência, tem-se a equação (3.48):

$$q_{bv} = 0,053 [(s-1)g]^{0.5} D_{50}^{1.5} \frac{T^{2.1}}{D_*^{0.3}} \quad (3.48)$$

Onde

$q_{bv}$  – Descarga sólida no leito, em volume, por largura ( $m^3/s/m$ )

$s$  - Densidade das partículas do leito

$g$  – Aceleração da gravidade ( $m/s^2$ )

$D_{50}$  – Diâmetro médio das partículas do fundo (m)

$D_*$  - Parâmetro das partículas, adimensional, dado pela equação (3.26).

$T$  - Parâmetro de estágio de transporte

O parâmetro  $T$  é dado pela equação (3.49):

$$T = \frac{\tau'_0 - \tau_c}{\tau_c} \quad (3.49)$$

Onde

$\tau'_0$  - Tensão de arrasto associada ao grão ( $N/m^2$ )

A tensão  $\tau'_0$  dada pela equação (3.50):

$$\tau'_0 = (u'_*)^2 \frac{\gamma}{g} \quad (3.50)$$

Onde

$u'_*$  - Velocidade de atrito no leito, relativa ao grão ( $m/s$ )

A velocidade  $u'_*$  é dada pela equação (3.51):

$$u'_* = \left( \frac{g^{0.5}}{C'} \right) \bar{u} \quad (3.51)$$

Onde

$\bar{u}$  – Velocidade média do escoamento ( $m/s$ )

$C'$  – Coeficiente de Chézy relativo ao grão

O coeficiente  $C'$  é dado pela equação (3.52):

$$C' = 18 \log \left( \frac{12R_H}{3D_{90}} \right) \quad (3.52)$$

Onde

$R_H$  – Raio hidráulico da seção (m)

$D_{90}$  – Diâmetro do grão do material do leito, para o qual 90% é mais fino (m).

$\tau_c$  - Tensão crítica de arrasto no leito ( $N/m^2$ ), dada pela equação (3.27) em função da velocidade crítica de atrito no leito, ( $u_{*,cr}$ ).

Substituindo-se na equação (3.49) os valores das tensões de arrasto  $\tau_c$  e  $\tau'_0$ , pelas expressões dadas nas equações (3.27) e (3.50) respectivamente, pode-se escrever a equação (3.53) que apresenta o parâmetro  $T$  em função das velocidades:

$$T = \frac{(u'_*)^2 - (u_{*,cr})^2}{(u_{*,cr})^2} \quad (3.53)$$

Observe-se que na equação (3.49) se o valor de  $\tau'_0$  for menor ou igual ao de  $\tau_c$ , ou, da mesma forma, se na equação (3.53) o valor de  $u'_*$  for menor ou igual ao de  $u_{*,cr}$ , não há transporte de sedimentos e  $q_{bV} = 0$ .

A descarga sólida em peso seco pode ser obtida a partir da descarga sólida em volume, utilizando-se a equação (3.54):

$$q_b = q_{bV}(1 - \nu)\gamma_s \quad (3.54)$$

Onde

$q_{bV}$  – Descarga sólida transportada em peso seco, por largura ( $N/s/m$ )

$\nu$  – Porosidade do material do leito

### 3.4 Desenvolvimento Conceitual do Transporte de Sedimentos Acoplado ao Modelo Hidrodinâmico de Células

#### 3.4.1 Discretização do Modelo Hidrossedimentológico de Células.

A discretização bidimensional do escoamento é feita sobre a topografia local pela

divisão da área em células. As células podem representar planícies, encostas, bem como o leito do rio principal e seus afluentes, onde cada ligação entre células vizinhas corresponde à representação da troca de vazões entre elas.

Um exemplo de divisão de uma área hipotética em células, com suas ligações, é apresentado na Figura 3.1.

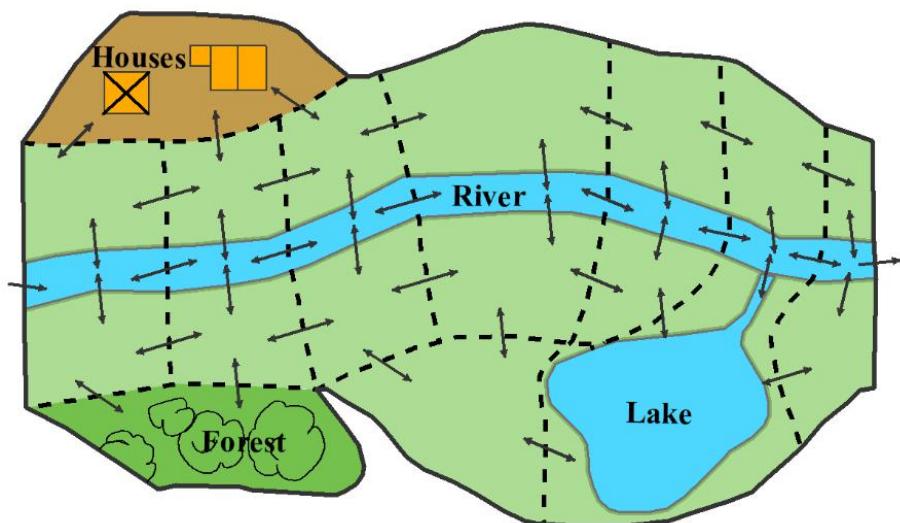


Fig 3.1 - Discretização de uma planície de inundação (adaptado de MIGUEZ, 1994)

As células podem ter formatos e tamanhos diversos de acordo com suas características e importância, conforme mostrado na Figura 3.2 (a), de acordo com a abordagem tradicional do MODCEL.

Tendo-se em vista que se está querendo discretizar não só a hidrodinâmica, mas também o movimento sedimentológico, a divisão de células deve ser feita levando-se isso em consideração e procurando atender a ambos os objetivos (transporte sedimentológico e hidrodinâmico) de forma a que as células, em conjunto, possam representar as alterações morfológicas ocorridas. Assim, deve-se prever, por exemplo, células que representem a calha principal, a calha secundária e a planície de inundação, para dar liberdade de movimentação do rio na sua faixa fluvial. Nessa construção, provavelmente as células terão pequenas dimensões, quando comparadas às aplicações apenas hidrodinâmicas do MODCEL e deverão abranger as áreas alagáveis, em princípio.

Atualmente o modelo apresenta uma nova interface que contempla uma facilidade

maior na entrada de dados referentes às células e às ligações. Essa nova interface inclui também uma segunda e nova abordagem, que permite a discretização do território em células associadas aos pixels da imagem da planta topográfica, no nível de sua resolução espacial, como uma imagem *raster*, o que possibilita uma representação mais fiel do terreno, conforme mostrado na Figura 3.2 (b). Esse novo recurso é especialmente útil na representação das trocas sedimentológicas e na definição mais precisa das margens dos rios, sujeitas às variações morfológicas esperadas, embora tenha um custo computacional maior, podendo gerar dificuldades em simulações de áreas maiores ou de períodos de longa duração.

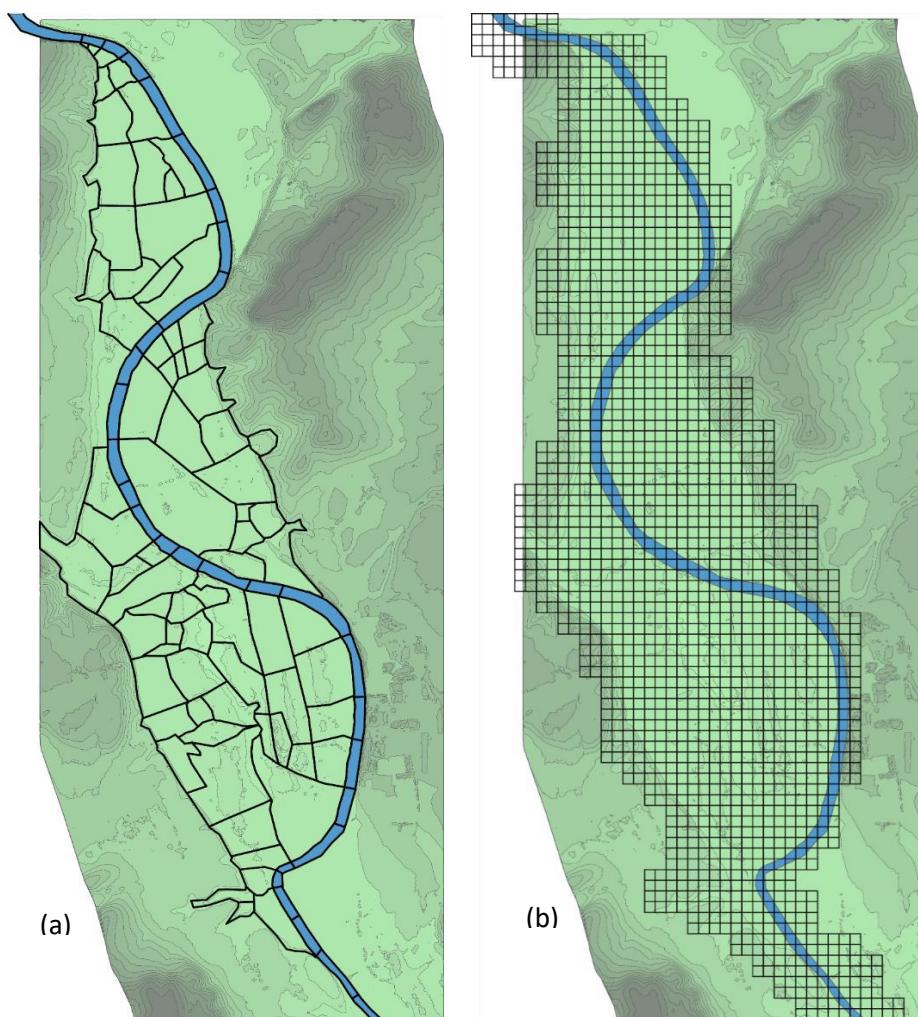


Fig. 3.2 – Exemplo de divisão de células no modelo tradicional, de forma conceitual interpretativa (a) e em malha, automatizada,no modo *raster* (b).

### 3.4.2 Identificação das Características Hidrodinâmicas das Células.

Na configuração espacial da bacia, cada célula representa uma porção da mesma

e guarda informações sobre sua respectiva área.

As características de cada célula consideradas na modelação hidráulica dependem da topografia, que define seus dados geométricos, compreendendo a cota do terreno no centro da célula, a cota inicial do nível d'água (caso exista), a área da célula e a área para armazenamento de água disponível dentro da célula e dependem também das características da sua superfície (para a definição do coeficiente de *runoff*).

Cada ligação também deve ter definidas as suas características, como o seu tipo, a distâncias entre o centro da célula e o da célula vizinha, a extensão da ligação até a divisa com a célula vizinha e o coeficiente de Manning, entre outras possibilidades.

O fluxo definido pela lei hidráulica deve ser condizente com o tipo de ligação nas fronteiras entre células. Para efeito do transporte de sedimentos somente os escoamentos superficiais e em canais, representados pelas equações dinâmicas de Saint Venant, serão considerados. No entanto, outros tipos de ligação podem compor a malha de células, sendo os tipos mais comuns os que representam vertedores de soleira espessa, escoamentos em orifício, comportas e estações de bombeamento.

### 3.4.3 Identificação das Características Hidrossedimentológicas das Células.

Para se conhecer o comportamento do movimento de sedimentos na bacia considerada é necessário determinar, além das características para a modelagem hidrodinâmica já citadas em 3.3.2, outros elementos como:

- Os aportes ou retiradas de sedimentos ao longo do trecho estudado.
- Os índices físicos dos sedimentos e da água
- A granulometria dos sedimentos de fundo
- Cota da camada limite, não erodível do fundo

### 3.4.4 Desenvolvimento Conceitual do Modelo Hidrossedimentológico

Uma vez determinadas as leis de movimento de sedimentos que ocorrem nos escoamentos, no fluxo de aporte ou saída das descargas sólidas existentes entre as células adjacentes e caracterizados os fenômenos sedimentológicos que se processam dentro de cada célula, podem se conhecer as alterações morfológicas que as células sofrem, pelas modificações nas suas cotas de fundo, indicando erosão ou sedimentação, conforme

ilustrado na Figura 3.3.

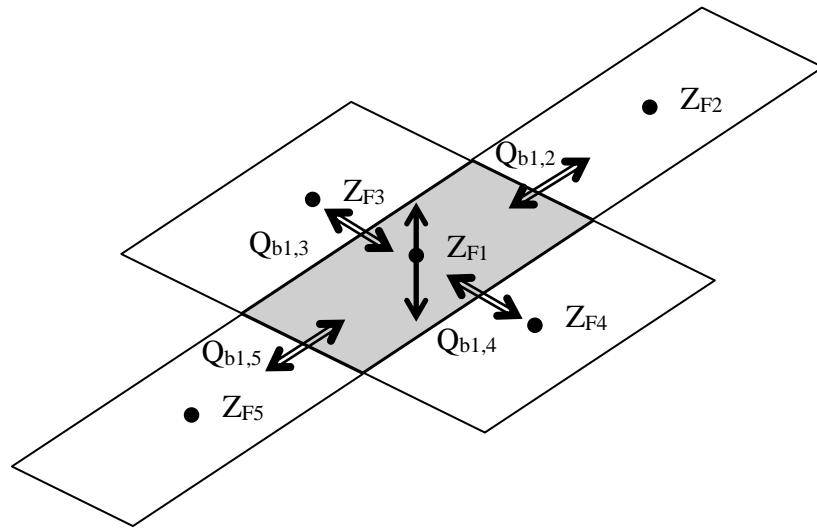


Fig. 3.3 – Esquema de determinação da nova cota de fundo  $Z_F$  de uma célula, a partir da troca de descargas sólidas  $Q_b$  com as células adjacentes.

A variação ocorrida na cota do fundo em cada célula pode ser determinada pela equação (3.55):

$$\Delta Z_{F_i} = \frac{\sum_j Q_{bV_{i,j}}}{A_{F_i}} \Delta t \quad (3.55)$$

Onde

$\Delta Z_{F_i}$  – Variação ocorrida na cota do fundo da célula  $i$  ( $m$ )

$Q_{bV_{i,j}}$  – Descarga sólida em volume transportada entre a célula  $i$  e as células adjacentes  $j$  ( $m^3/s$ )

$A_{F_i}$  – Área do fundo da célula  $i$  ( $m^2$ )

$\Delta t$  – Intervalo de tempo do transporte sólido considerado ( $s$ )

Assim, as alterações na morfologia do rio vão sendo caracterizadas pela agradação ou sedimentação no fundo das células, o que caracteriza a forma da calha do rio, conforme esquematizado hipoteticamente na Figura 3.4, para exemplificação da mudança morfológica de um trecho fluvial.

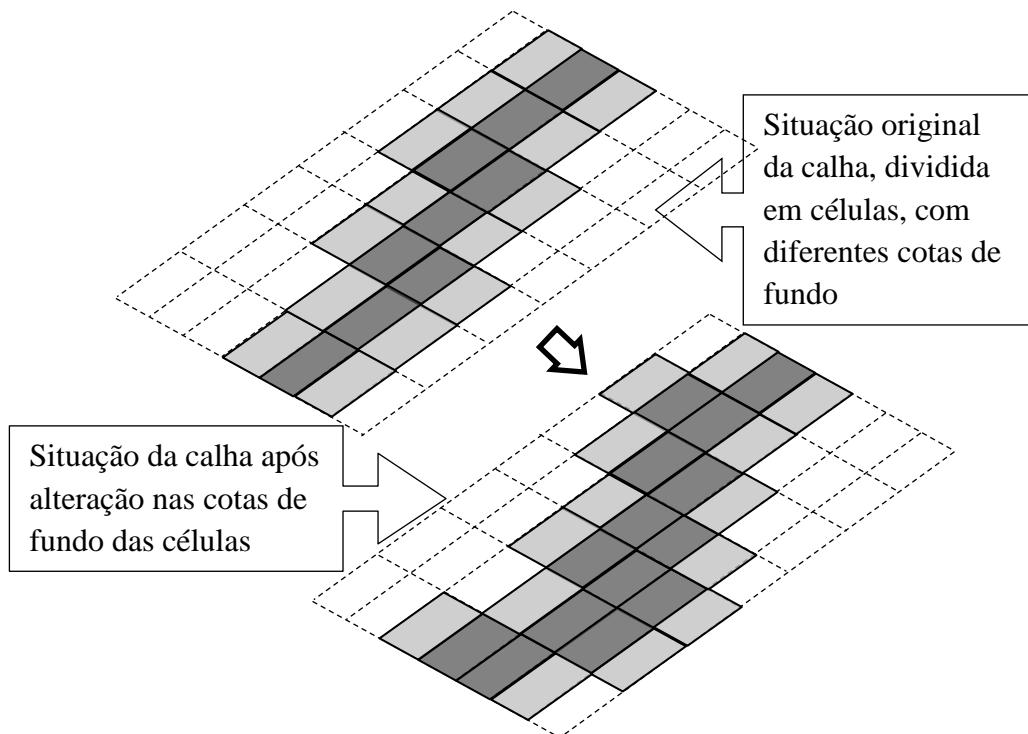


Fig. 3.4 – Esquema das alterações morfológicas na calha do rio provocadas pelas modificações das cotas de fundo das células, onde células mais escuras indicam cotas mais baixas.

Na Figura 3.5 acha-se representado esquematicamente o funcionamento da ação hidrológica sobre a bacia, com a consequente produção e transportes de sedimentos, que causam alterações nas células.

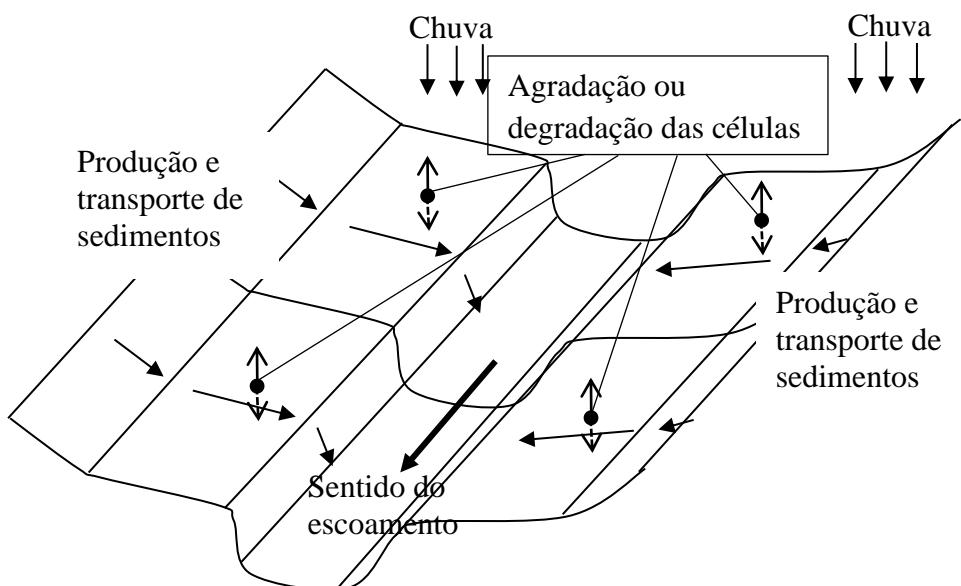


Fig. 3.5 – Esquema representativo da produção e transportes de sedimentos em um trecho da bacia e sua ação nas células, provocando agradação ou degradação.

### **3.5 Desenvolvimento Computacional do Modelo Hidrossedimentológico**

A partir da modelagem matemática proposta, e partindo-se da estrutura computacional já estabelecida para o modelo hidrodinâmico existente, MODCEL, foram acrescidas novas rotinas para conjugar o Modelo Hidrodinâmico, já contemplado, ao Modelo do Movimento de Sedimentos.

O programa fonte original foi escrito na linguagem Pascal e posteriormente atualizado para Delphi, incorporando as facilidades da programação voltada a objetos. Na atual programação da atualização do modelo manteve-se o trabalho dentro do ambiente do Delphi, com a com incorporação de novas rotinas em Pascal, buscando-se também a otimização de rotinas existentes sempre que possível.

Para que isso fosse possível, tornou-se necessário um estudo detalhado do código fonte do MODCEL para conhecer as suas divisões (Units), rotinas (Procedures) e funções (Functions) internas do programa, bem como todas as formas de armazenamento das variáveis do sistema, de forma a poder entender sua lógica interna e permitir que se façam as inserções pretendidas com segurança.

A lógica interna do modelo, referente à hidrodinâmica, determina as transformações na cota da lâmina d'água e nas vazões trocadas por cada célula com suas vizinhas em cada intervalo de tempo, ao longo do período de tempo da ocorrência do fenômeno que se quer estudar.

O novo modelo hidrossedimentológico faz com que, dentro de cada *loop* referente aos procedimentos de cálculo das trocas entre cada célula com suas vizinhas, seja introduzida a equação referente ao transporte de sedimentos, buscando-se, através do balanço das descargas sólidas que entram e saem em cada célula, as alterações sofridas na cota de fundo, caracterizando situações de erosão ou agradação em cada uma.

Dessa forma, os resultados apresentados pelas alterações sofridas em cada célula vão refletir as mudanças na morfologia do curso d'água em estudo, que é o resultado desejado para o modelo.

Assim, a alteração conceitual principal feita no modelo hidrodinâmico é a adoção do fundo móvel para as células, para poder dar suporte às variações devidas ao movimento dos sedimentos do fundo. Para isso, após cada *loop* no tempo, adota-se uma nova cota de

fundo para as células, agora variável, diferentemente do considerado originalmente onde o fundo era fixo.

A equação sedimentológica que determina o balanço do fluxo dos sedimentos e consequentemente a variação da cota do fundo foi introduzida na parte interna central do modelo hidrodinâmico, no final de cada *loop* no tempo, após o cálculo da vazão e da cota da lâmina d'água em cada célula.

Ao se obter a descarga sólida por volume residual em cada célula, esta é dividida pela área da célula obtendo-se assim a altura de agradação ou degradação na cota do fundo.

Deixou-se disponível no programa a opção de se atualizar ou não a cota do nível d'água após a alteração da cota do fundo, no final de cada *loop* no tempo. No caso de não ser feita essa atualização, a cota do nível d'água tende a ser atualizada pelo próprio desenvolvimento da hidrodinâmica nos *loops* no tempo seguintes. Essa opção tem a vantagem de não provocar variações bruscas na declividade da linha d'água, que podem acarretar a ocorrência de distorções no cálculo da descarga sólida, gerando anomalias nos resultados.

Para a introdução dos dados no modelo foi aproveitada a mesma estrutura de entrada das variáveis hidrodinâmicas, ou seja, através do arquivo de dados iniciais para cada célula.

Importante ressaltar que buscou-se a compatibilização de unidades em todas as fórmulas de sedimentos introduzidas, priorizando a utilização do Sistema Internacional de unidades adotado no Brasil e para isso foram utilizadas no código as expressões conforme se acham descritas neste trabalho. Dessa forma, todos os dados de entrada e os resultados nos arquivos de saída se encontram em unidades do SI.

Para a entrada de um aporte ou retirada de sedimentos em uma célula, em uma condição de contorno, foi criada uma nova opção para o tipo de arquivo de contorno, identificada pela letra “S”. Assim a célula associada àquela condição de contorno irá receber a cada unidade de tempo um valor de descarga sólida, em peso seco, que pode ser positivo ou negativo.

Uma alteração tornou-se necessária nos arquivos de dados da versão somente

hidrodinâmica, devido à necessidade da inserção de um código identificador da situação de utilização do programa, se na opção de cálculo levando-se em consideração, ou não, do transporte de sedimentos e em caso positivo, de qual a equação utilizada. Assim, para o cálculo apenas hidrodinâmico, sem a consideração do fundo móvel, o identificador assume o valor 0 (zero). Caso se deseje o cálculo com o transporte de sedimentos, ou seja, considerando o fundo móvel, o identificador recebe o valor de 1, 2, 3 ou 4, dependendo se a fórmula utilizada for de Meyer-Peter e Muller, Schoklitsch 1934, Van Rijn ou Schoklitsch 1943, respectivamente.

Também foi necessária a introdução de mais uma informação para o fundo de cada célula referente à cota limite da camada não erodível.

Cumpre anotar que apesar de relativamente pequenas, essas poucas alterações nos arquivos de dados de entrada, criaram uma inevitável incompatibilidade dos arquivos de dados com os das versões anteriores do MODCEL, porem facilmente contornável pela inserção dessas informações em uma nova linha e uma nova coluna apenas no arquivo de entrada de dados iniciais.

Para a saída de resultados foram acrescentados três novos arquivos que passaram a ser gerados contendo as informações referentes ao transporte de sedimentos em cada unidade de tempo, quais sejam: A descarga sólida em peso seco ( $Q_b$ ) em cada ligação entre células, a cota do fundo ( $Z_F$ ) no centro de cada célula e a variação total da cota do fundo ( $\Delta Z_F$  acumulado), no centro de cada célula.

Os resultados fornecidos por esses arquivos, podem facilmente ser utilizados para a geração de gráficos ou também de mapas, destacando-se o de mancha de variação do fundo.

Devido aos ajustes que, em geral, se tornam necessários no decorrer do desenvolvimento de um modelo, podem-se citar algumas dificuldades que surgiram para este caso, como a necessidade de se desativar a adoção de um coeficiente de Manning majorado para situações de contradeclive na linha d'água, o que passou a ser adotado apenas para a utilização do modelo sem fundo móvel. Outro caso também que se mostrou relevante nos resultados foi a atualização da cota da lâmina d'água na célula quando se alterava a cota do fundo. Em muitos casos não se obtinha resultados no transporte de sedimentos pelo surgimento de declividades muito altas ou em contradeclive o que

obrigou a se criar a opção de se fazer essa atualização ou não, conforme já descrito anteriormente.

A seguir, a título exclusivamente de ilustração do trabalho realizado, é apresentado trecho do código do programa onde é determinada a descarga sólida transportada entre duas células, para as células do grupo posterior:

```
// ===== OPCAO FUNDO MOVEL - CALCULO DA DESCARGA SOLIDA
IF (Vazao.LigTipo[m] IN ['C','P']) AND (Q<>0) THEN BEGIN
    CASE FundoMoveL OF
        1: BEGIN      {FORMULA MEYER-PETER e MULLER}
            CoefKs := 1/Vazao.nManning[m];
            TauE := power(CoefKs/CoefKr,3/2)*Vazao.Tau0[m];
            IF TipoCFM = 'G' THEN TauE := Vazao.Tau0[m];

            IF (abs(TauE)>=TauC) THEN BEGIN
                qbunitlinha := (8*sqrt(G/Gama))*power(abs(TauE)-TauC,3/2))
                                *sign(TauE);
            END
            ELSE BEGIN
                qbunitlinha := 0;
            END;
            qbunit := qbunitlinha*(GamaS/(GamaS-Gama));
            Vazao.Qb[m] := qbunit*Vazao.B[m];
            QbV := Vazao.Qb[m]/((1-Poros)*GamaS);
        END;

        2: BEGIN      {FORMULA SCHOKLITSCH - VS 1934}
            qunit:= Vazao.Q[m]/Vazao.B[m];
            qc := 0.00001944*(Diam50*1000)/power(DeclivSF,4/3);
            IF abs(qunit) >= abs(qc) THEN BEGIN
                qbunit := (7000 *
                           power(abs(DeclivSF),3/2)/sqrt(Diam50*1000))*
                           (abs(qunit)-abs(qc))*sign(DeclivSF);
            END
            ELSE BEGIN
                qbunit := 0;
            END;
            Vazao.Qb[m] := qbunit*Vazao.B[m];
            QbV := Vazao.Qb[m]/((1-Poros)*GamaS);
        END;

        3: BEGIN      {FORMULA VAN RIJN}
            Clinha := 18*log10((12*vazao.RaioH[m])/(3*Diam90));
            UastLinha := (sqrt(G)/Clinha)* Velocidade.v[m];
            IF TipoCFM='G' THEN UastLinha :=
                sqrt(abs(Vazao.Tau0[m])*G/Gama)*sign(Vazao.Tau0[m]);
            IF (power(UastLinha,2) >= power(UastCr,2))THEN BEGIN
                ParamT := (power(UastLinha,2)-power(UastCr,2))/
                           power(UastCr,2);
            END
            ELSE BEGIN
                ParamT := 0;
            END;
            qbunitV := 0.053*sqrt(((GamaS/Gama)-1)*G)*power(Diam50,1.5)*
                           (power(ParamT,2.1)/power(Dast,0.3))*_
                           sign(Velocidade.v[m]);
            QbV := qbunitV *Vazao.B[m];
            Vazao.Qb[m] := QbV*(1-poros)*GamaS;
            qbunit := qbunitV*(1-poros)*GamaS;
        END;
    END;
END;
```

```

        END;

4: BEGIN {FORMULA SCHOKLITSCH - VS 1943}
    qunit:= Vazao.Q[m]/Vazao.B[m];
    qc := 0.6*power(Diam50,3/2)/power(DeclivSF,7/6);
    IF abs(qunit) >= abs(qc) THEN BEGIN
        qbunit := 2500 * power(abs(DeclivSF),3/2)*
                    (abs(qunit)-abs(qc))*sign(DeclivSF);
    END
    ELSE BEGIN
        qbunit := 0;
    END;
    Vazao.Qb[m] := qbunit*Vazao.B[m];
    QbV := Vazao.Qb[m]/((1-Poros)*GamaS);
    END;

END ;

END
ELSE BEGIN
qbunit := 0;
Vazao.Qb[m] := 0;
QbV := 0;
END;

DeltaQbV[VetorCelas[cela_i].Numero] :=
    DeltaQbV[VetorCelas[cela_i].Numero]+QbV;

// =====

```

## 4 APLICAÇÕES - ESTUDO DE CASO

### 4.1 Teste de validação 1 – Canal de Ashida e Michiue

#### 4.1.1 Descrição do experimento:

A fim de testar e validar o modelo proposto foi reproduzido o experimento de degradação realizado por Ashida e Michiue (*apud* Wu *et al.*, 2004).

Este experimento foi feito em um canal com 0,8m de largura e 20m de comprimento, preenchido com sedimento não uniforme de tamanho médio de 1,5mm e desvio padrão de 3.47. Foi bombeada água limpa, na entrada do canal a montante, com uma vazão constante de 0,0314 m<sup>3</sup>/s. A declividade inicial do fundo foi de 0,01m/m e o coeficiente de Manning para o canal foi de 0,023.

#### 4.1.2 Aplicação do modelo e resultados:

A estrutura para a modelagem consistiu na divisão da extensão do canal em 40 células, de comprimentos iguais a 0,5m. No experimento, o fundo foi considerado inicialmente plano com as formas de fundo se desenvolvendo gradualmente até se ter todo o leito em sua forma final totalmente atendido, o que ocorreu após 60s, tendo sido utilizado um intervalo de tempo de 10s.

Foram consideradas, para verificação, as profundidades de erosão em três pontos diferentes do canal, a 13m, a 10m e a 7m do vertedor.

Os resultados do experimento e os obtidos utilizando o presente pelo modelo nesses três pontos, bem como as respectivas diferenças, acham-se apresentados nos Quadros 4.1 e 4.2 e na Figura 4.1, utilizando a equação de Meyer-Peter e Muller.

Quadro 4.1 – Teste de validação 1 - Profundidades de erosão do leito, medidas no experimento e obtidas pelo modelo com a equação de Meyer-Peter e Muller e respectivas diferenças (m).

t	A 7m do vertedor			A 10m do vertedor			A 13m do vertedor		
	Experimento	Modelo	Diferença	Experimento	Modelo	Diferença	Experimento	Modelo	Diferença
10	0.020	0.002	-0.018	0.012	0.000	-0.012	0.007	0.001	-0.006
30	0.038	0.023	-0.015	0.025	0.011	-0.014	0.015	0.005	-0.010
55	0.050	0.047	-0.003	0.038	0.030	-0.008	0.023	0.019	-0.004
115	0.062	0.067	0.005	0.050	0.053	0.003	0.039	0.040	0.001
240	0.068	0.069	0.001	0.056	0.056	0.001	0.042	0.043	0.002
600	0.069	0.069	0.000	0.058	0.056	-0.002	0.043	0.044	0.001

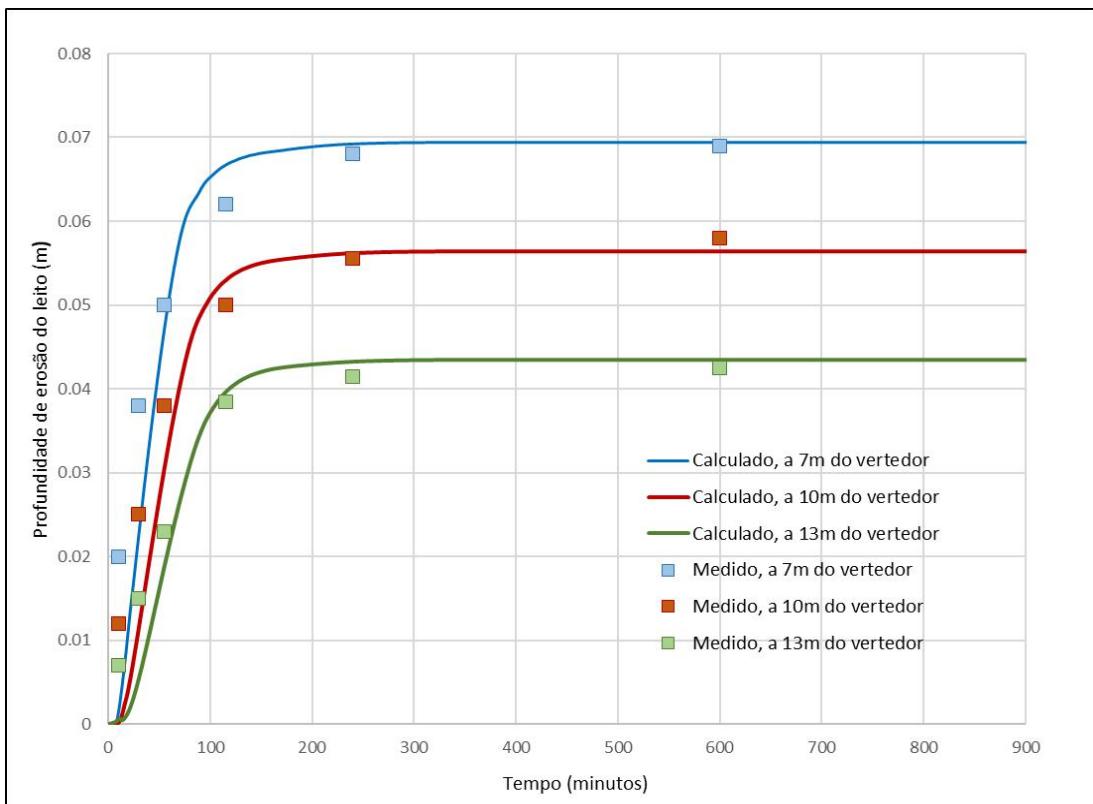


Fig. 4.1 – Teste de validação 1 – Resultados de erosão utilizando a equação de Meyer-Peter e Muller

Quadro 4.2 – Teste de validação 1 – Médias das diferenças encontradas, em valor absoluto, para os valores obtidos pelo modelo com a equação de Meyer-Peter e Muller

Ponto	A 7m do vertedor	A 10m do vertedor	A 13m do vertedor
Média das diferenças	0,007m	0,007m	0,004m
Média das diferenças percentuais no trecho estabilizado	3,3%	3,3%	3,2%

A seguir, nos Quadros 4.3 e 4.4 e na Figura 4.2 acham-se os resultados utilizando a equação de Van Rijn.

Quadro 4.3 – Teste de validação 1 - Profundidades de erosão do leito e medidas no experimento, obtidas pelo modelo com a equação de Van Rijn e respectivas diferenças (m).

t	A 7m do vertedor			A 10m do vertedor			A 13m do vertedor		
	Experimento	Modelo	Diferença	Experimento	Modelo	Diferença	Experimento	Modelo	Diferença
10	0.020	0.005	-0.015	0.012	0.001	-0.011	0.007	0.000	-0.007
30	0.038	0.028	-0.010	0.025	0.017	-0.008	0.015	0.009	-0.006
55	0.050	0.051	0.001	0.038	0.035	-0.003	0.023	0.023	0.000
115	0.062	0.067	0.005	0.050	0.054	0.004	0.039	0.040	0.002
240	0.068	0.069	0.001	0.056	0.056	0.000	0.042	0.042	0.001
600	0.069	0.069	0.000	0.058	0.056	-0.002	0.043	0.043	0.000

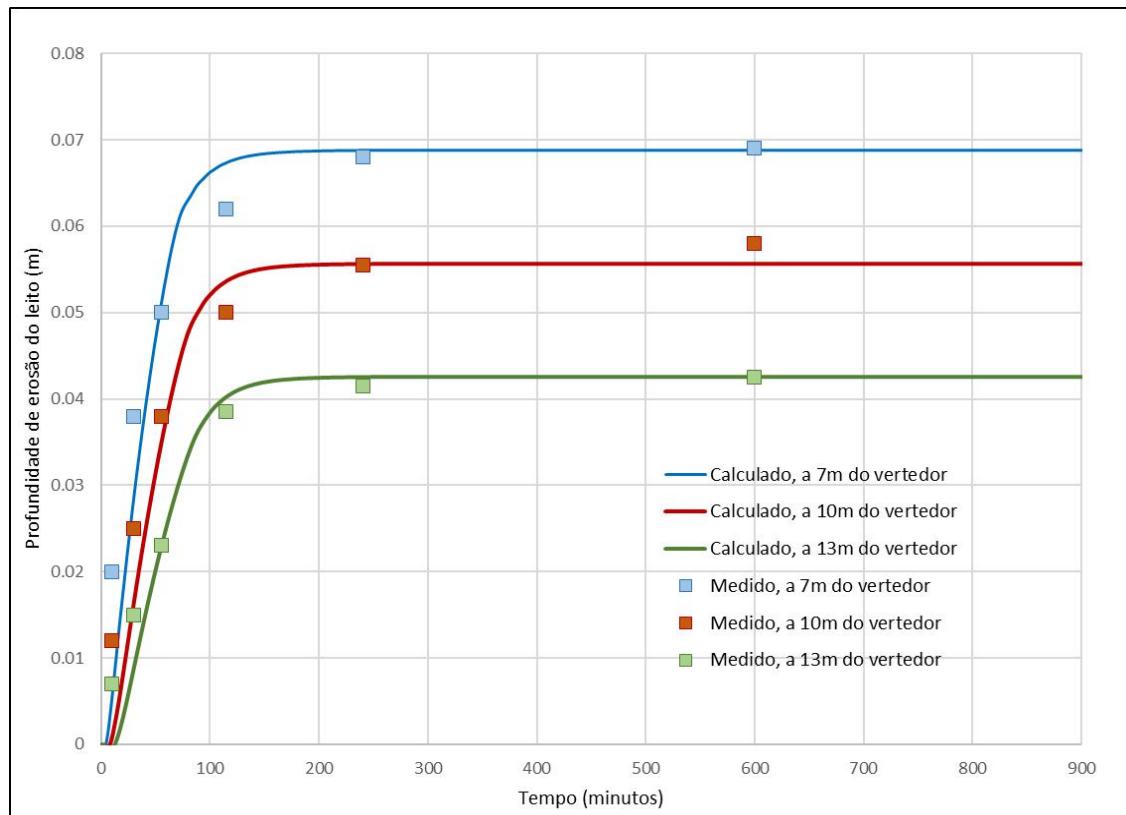


Fig. 4.2 – Teste de validação 1 – Resultados de erosão utilizando a equação de Van Rijn

Quadro 4.4 – Teste de validação 2 – Médias das diferenças encontradas, em valor absoluto, para os valores obtidos pelo modelo com a equação de Van Rijn

Ponto	A 7m do vertedor	A 10m do vertedor	A 13m do vertedor
Média das diferenças	0,005m	0,005m	0,003m
Média das diferenças percentuais no trecho estabilizado	3,3%	3,9%	2,3%

#### 4.1.3 Análise dos resultados:

Nesse primeiro teste de validação pode-se observar pelos gráficos das Figuras 4.1 e 4.2 que as curvas geradas pelo modelo, para as duas equações utilizadas, se mostraram visualmente condizentes com aquelas dos resultados obtidos pelos autores do experimento. Os resultados numéricos comparativos apresentados nos Quadros 4.1 e 4.3, para as duas equações, confirmam o ajuste, com a maioria das diferenças abaixo de 10mm, sendo que as médias das diferenças, em valor absoluto, apresentam valores abaixo de 7mm, para a equação de Meyer-Peter e Muller, visto no Quadro 4.2, e abaixo de 5mm

para a equação de Van Rijn, visto no Quadro 4.4, mostrando dessa forma a validade do modelo construído.

As pequenas diferenças observadas na ascensão das curvas podem estar relacionadas, eventualmente, à fase de aquecimento dos cálculos, porém, apesar dos resultados piores no início, o gradiente das profundidades obtidas pelo modelo é praticamente igual ao dos valores medidos no experimento, com uma pequena defasagem, o que justifica a diferença encontrada neste trecho, em valores absolutos. Destaca-se que a erosão do fundo estabiliza com diferenças percentuais, em relação à profundidade, com valores médios abaixo de 4% para ambas as equações testadas, visto nos Quadros 4.2 e 4.4.

## **4.2 – Teste de validação 2 – Canal de Seal et al**

### **4.2.1 Descrição do experimento:**

Este segundo caso reproduz um experimento de agradação realizado por Seal et al. (*apud* Wu *et al.*, 2004). Nesse caso, o experimento foi realizado em um canal de 45m de comprimento e 0,305m de largura, com uma declividade de fundo inicial de 0,002 m/m. Foi colocada uma comporta à jusante, com uma cota do nível d’água de 0,45m, de forma a produzir um ressalto hidráulico no final do depósito principal de sedimento do canal. A alimentação de sedimentos na entrada do canal se constituiu de uma mistura com uma ampla gama de tamanhos, indo de 0,125mm a 64mm. A vazão hídrica foi de 0,049 m<sup>3</sup>/s e a taxa de aporte de sedimentos (descarga sólida) foi de 0,924 N/s.

### **4.2.2 Aplicação do modelo e resultados:**

Para a modelagem do canal, este teve sua extensão dividida em 90 células com espaçamento uniforme de 0,5m. O intervalo de tempo utilizado foi de 30s.

Foram considerados, para verificação, os resultados para os tempos de cálculo de 4h, 16h e 34,2h.

As comparações entre os resultados obtidos pelo experimento e pelo modelo após os tempos acima mencionados utilizando a fórmula de Meyer-Peter e Muller, bem como as respectivas diferenças, acham-se apresentadas nos Quadros \$.5 e 4.6 e na Figura 4.3.

Quadro 4.5 – Teste de validação 2 - Cotas de fundo, medidas no experimento e obtidas pelo modelo com a equação de Meyer-Peter e Muller e respectivas diferenças (m).

Dist (m)	Leito inicial	Às 4h			Às 16h			Às 32,4h		
		Experim	Modelo	Dif	Experim	Modelo	Dif	Experim	Modelo	Dif
2	10.09	10.37	10.41	-0.04	10.61	10.61	0.00	10.81	10.78	0.03
5	10.08	10.30	10.36	-0.06	10.51	10.56	-0.05	10.79	10.73	0.06
7	10.08	10.29	10.32	-0.03	10.51	10.53	-0.02	10.71	10.69	0.02
10	10.07	10.08	10.07	0.01	10.46	10.47	-0.01	10.65	10.64	0.01
12	10.07	10.09	10.07	0.02	10.43	10.44	-0.01	10.62	10.60	0.02
15	10.06	10.06	10.06	0.00	10.37	10.39	-0.02	10.57	10.55	0.02
17	10.06	10.06	10.06	0.00	10.31	10.36	-0.05	10.53	10.52	0.01
20	10.05	10.06	10.05	0.01	10.32	10.32	0.00	10.47	10.47	0.00
22	10.05	10.05	10.05	0.00	10.28	10.28	0.00	10.44	10.44	0.00
25	10.04	10.05	10.04	0.01	10.04	10.04	0.00	10.40	10.41	-0.01
27	10.04	10.05	10.04	0.01	10.10	10.04	0.06	10.38	10.38	0.00
30	10.03	10.04	10.03	0.01	10.05	10.03	0.02	10.33	10.35	-0.02
32	10.03	10.04	10.03	0.01	10.03	10.03	0.00	10.31	10.32	-0.01
35	10.02	10.04	10.02	0.02	10.03	10.02	0.01	10.30	10.28	0.02
37	10.02	10.03	10.02	0.01	10.02	10.02	0.00	10.25	10.29	-0.04
40	10.01	10.02	10.01	0.01	10.02	10.01	0.01	10.10	10.27	<b>-0.17</b>
42	10.01	10.01	10.01	0.00	10.01	10.01	0.00	10.14	10.02	<b>0.12</b>
45	10.00	10.00	10.00	0.00	10.00	10.00	0.00	10.10	10.00	<b>0.10</b>

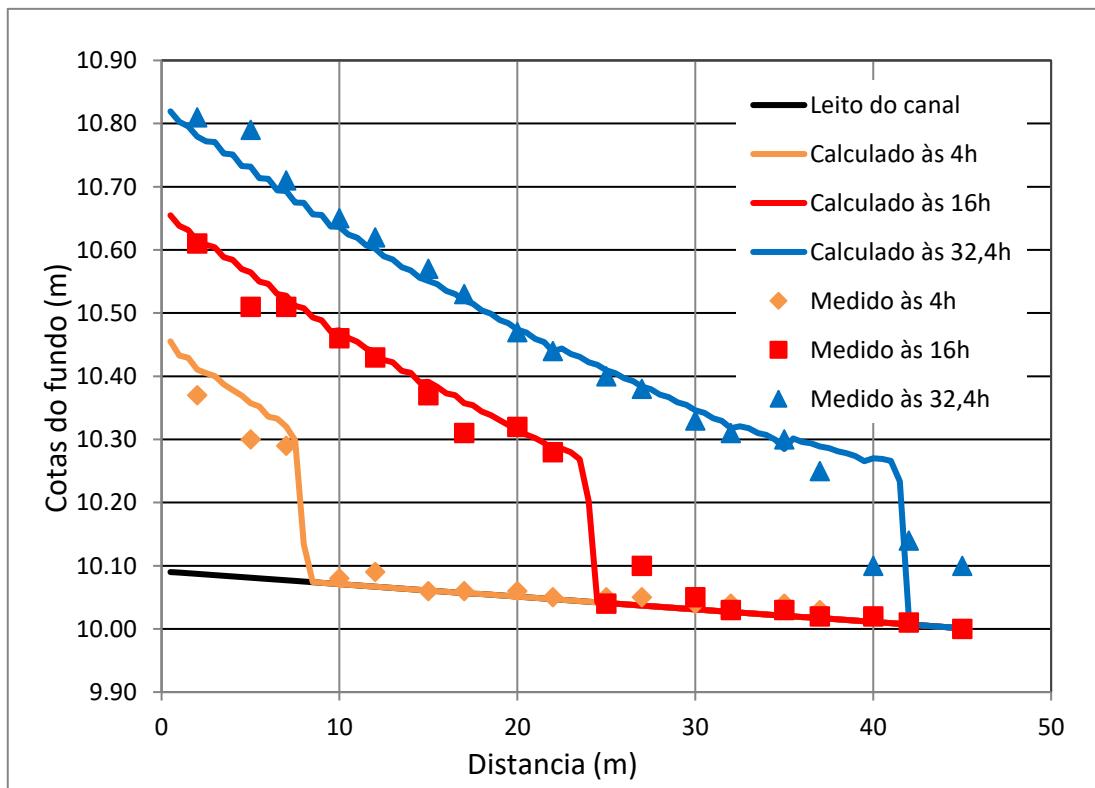


Fig. 4.3 – Teste de validação 2 - Resultados de agradação utilizando a fórmula de Meyer-Peter e Muller

Quadro 4.6 – Teste de validação 2 – Médias das diferenças encontradas, em valor absoluto, para os valores obtidos pelo modelo com a equação de Meyer-Peter e Muller

Tempo de cálculo	Às 4h	Às 16h	Às 32,4h
Média das diferenças	0,01m	0,02m	0,02m (*)
Média das diferenças percentuais nos trechos da onda de sedimentação	18,2%	5,6%	4,1%

(\*) Obs.: Sem considerar os valores discrepantes assinalados em negrito no Quadro 4.5, que se referem à frente de deslocamento do assoreamento, no limite da região experimental.

A seguir, nos Quadros 4.7 e 4.8 e na Figura 4.4 estão apresentados os resultados obtidos após os mesmos tempos, bem como suas respectivas diferenças, utilizando a fórmula de Van Rijn.

Quadro 4.7 – Cotas de fundo, medidas no experimento e obtidas pelo modelo com a equação de Van Rijn e respectivas diferenças (m).

Dist (m)	Leito inicial	Às 4h			Às 16h			Às 32,4h		
		Experim	Modelo	Dif	Experim	Modelo	Dif	Experim	Modelo	Dif
2	10.09	10.37	10.41	-0.04	10.61	10.60	0.01	10.81	10.74	0.07
5	10.08	10.30	10.36	-0.06	10.51	10.54	-0.03	10.79	10.68	0.11
7	10.08	10.29	10.31	-0.02	10.51	10.51	0.00	10.71	10.65	0.06
10	10.07	10.08	10.07	0.01	10.46	10.45	0.01	10.65	10.59	0.06
12	10.07	10.09	10.07	0.02	10.43	10.42	0.01	10.62	10.56	0.06
15	10.06	10.06	10.06	0.00	10.37	10.38	-0.01	10.57	10.51	0.06
17	10.06	10.06	10.06	0.00	10.31	10.35	-0.04	10.53	10.48	0.05
20	10.05	10.06	10.05	0.01	10.32	10.31	0.01	10.47	10.44	0.03
22	10.05	10.05	10.05	0.00	10.28	10.28	0.00	10.44	10.42	0.02
25	10.04	10.05	10.04	0.01	10.04	10.26	-0.22	10.40	10.38	0.02
27	10.04	10.05	10.04	0.01	10.10	10.04	0.06	10.38	10.36	0.02
30	10.03	10.04	10.03	0.01	10.05	10.03	0.02	10.33	10.33	0.00
32	10.03	10.04	10.03	0.01	10.03	10.03	0.00	10.31	10.31	0.00
35	10.02	10.04	10.02	0.02	10.03	10.02	0.01	10.30	10.28	0.02
37	10.02	10.03	10.02	0.01	10.02	10.02	0.00	10.25	10.27	-0.02
40	10.01	10.02	10.01	0.01	10.02	10.01	0.01	10.10	10.25	-0.15
42	10.01	10.01	10.01	0.00	10.01	10.01	0.00	10.14	10.24	-0.10
45	10.00	10.00	10.00	0.00	10.00	10.00	0.00	10.10	10.23	-0.13

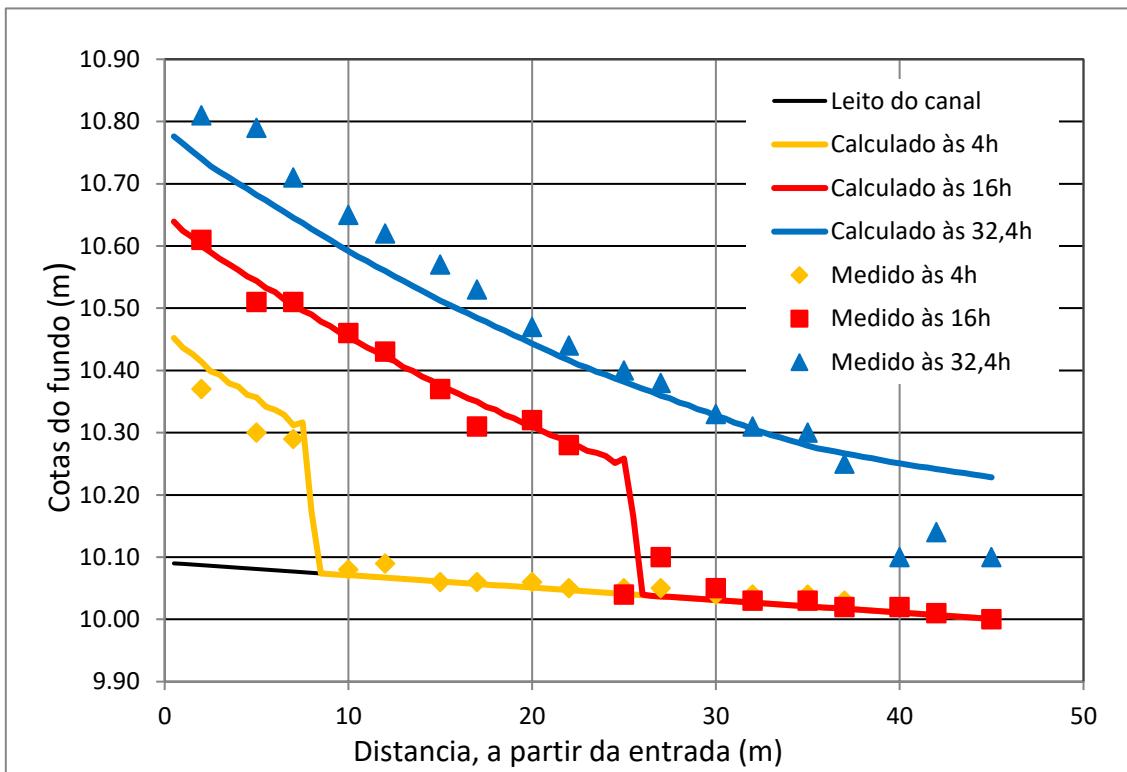


Fig. 4.4 – Teste de validação 2 - Resultados de agradação utilizando a fórmula de Van Rijn

Quadro 4.8 – Teste de validação 2 – Médias das diferenças encontradas, em valor absoluto, para os valores obtidos pelo modelo com a equação de Van Rijn

Tempo de cálculo	Às 4h	Às 16h	Às 32,4h
Média das diferenças	0,01m	0,02m	0,04m (*)
Média das diferenças percentuais nos trechos da onda de sedimentação	17,2%	4,1%	7,8%

(\*) Obs.: Sem considerar os valores discrepantes assinalados em negrito no Quadro 4.7, que se referem à frente de deslocamento do assoreamento, no limite da região experimental.

#### 4.2.3 Análise dos resultados:

Para o segundo teste de validação, pode-se também observar, pelos gráficos das Figuras 4.3 e 4.4, que as curvas geradas pelos resultados do modelo estão visualmente condizentes com as curvas originais do experimento reproduzido. Os resultados numéricos comparativos, apresentados nos Quadros 4.5 e 4.7, para as duas equações, confirmam o ajuste, observando-se diferenças, na sua maioria abaixo de 2cm, sendo que as médias das diferenças, em valor absoluto, apresentam valores abaixo de 2cm, para a

equação de Meyer-Peter e Muller, conforme apresentado no Quadro 4.6, e abaixo de 4cm para a equação de Van Rijn, como apresentado no Quadro 4.8. Esses resultados também atestam a validade do modelo desenvolvido.

Alguns poucos descolamentos observados entre os pontos do experimento e as curvas obtidas pelo modelo, principalmente no trecho inicial das curvas e no trecho final da curva correspondente às medidas feitas às 32,4 h, devem ser provavelmente devidas a oscilações ocorridas nos experimentos, que não são reproduzidas pelo modelo. Nota-se que apesar das diferenças encontradas em valores absolutos, a forma das curvas obtidas pelo modelo é praticamente igual à dos valores medidos no experimento, com uma pequena defasagem. Destaca-se que nos trechos correspondentes à onda de sedimentação, à exceção daqueles no início do processamento (às 4h) onde há ocorrência de oscilações, já mencionadas, as diferenças percentuais em relação à altura de agradação se estabilizam com valores médios abaixo de 8% para ambas as equações testadas, conforme mostrado nos Quadros 4.6 e 4.8.

Nesse caso, se pode observar que a utilização da equação de Meyer -Peter e Muller apresentou melhor ajuste, levando-se a concluir que esta equação seria mais representativa da funcionalidade do modelo proposto para as condições desse experimento do que os resultados obtidos utilizando a fórmula de Van Rijn, apesar de ambos os casos apresentarem um ajuste satisfatório.

### **4.3 Teste adicional para estudos – Rio Arga**

#### **4.3.1 Descrição da área:**

Para dar suporte ao desenvolvimento do modelo e testar o seu funcionamento em uma área piloto, foram utilizados os dados do caso estudado por Maroto de Mercado, J. em sua dissertação de mestrado, correspondente ao fechamento do meandro de Soto Gil e Ramal Hondro situado no trecho da baixada do Rio Arga, na comunidade de Navarra, dentro dos municípios de Peralta e Funes, Espanha (MAROTO DE MERCADO, 2010). A localização da área acha-se mostrada na Figura 4.5.

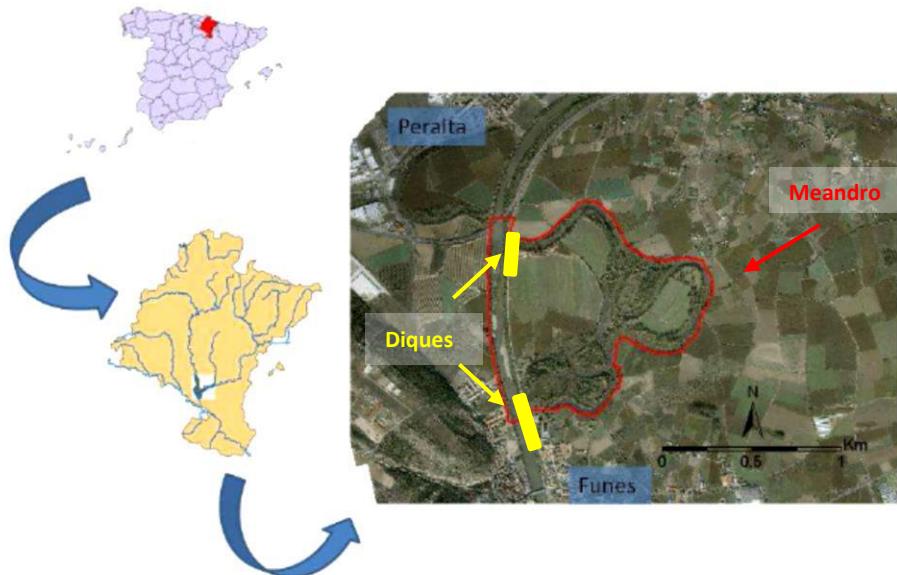


Fig. 4.5 – Localização da área de estudo para os testes – Meandro de Soto Gil e Ramal Hondro, Rio Arga, Espanha (MAROTO DE MERCADO, 2010)

No caso em tela, o Rio Arga vinha experimentando graves problemas de inundações e, devido aos danos sofridos pelas populações de Peralta e Funes, o estado resolveu agir para a prevenção de inundações e a perda de terrenos por erosão, o que resultou em canalizações para aumento da capacidade de deságue e fixação das margens. Assim, foram feitas obras de dragagem, retificações e outras medidas estruturais para conter os inconvenientes provocados pelo rio.

O objetivo geral da dissertação foi o de, por um lado, dar uma resposta às demandas sociais devido às inundações e, por outro, melhorar as características ecológicas do trecho estudado (MAROTO DE MERCADO, 2010).

O trecho em estudo corresponde a um dos casos de retificação em que foi eliminado um trecho de um grande meandro pela introdução de dois diques, conforme mostrado na Figura 4.5, e do qual se dispõe dos dados que podem ser utilizados para os testes pretendidos no atual trabalho, servindo para se verificar as respostas do modelo, durante seu desenvolvimento.

#### 4.3.2 Modelagem da área

##### 4.3.2.1 Identificação e Classificação das Células

A partir dos dados fornecidos, que se constituem na base topobatimétrica e uma ortofoto da área, foi feito o estudo da divisão das células, de acordo com os seus tipos, buscando delimitar os trechos da bacia com escoamento de planície, de canal, de reservatório etc de forma a discretizar a hidrodinâmica e o movimento sedimentológico bidimensionalmente, o mais fielmente possível.

Também foram identificadas nessa fase os tipos de ligações existentes entre as células, encontrando-se neste caso apenas tipos de vertedor e de canal. As divisões das células foram traçadas utilizando-se software AutoCad. Na Figura 4.6 é apresentada a divisão de células sobre a ortofoto da região.

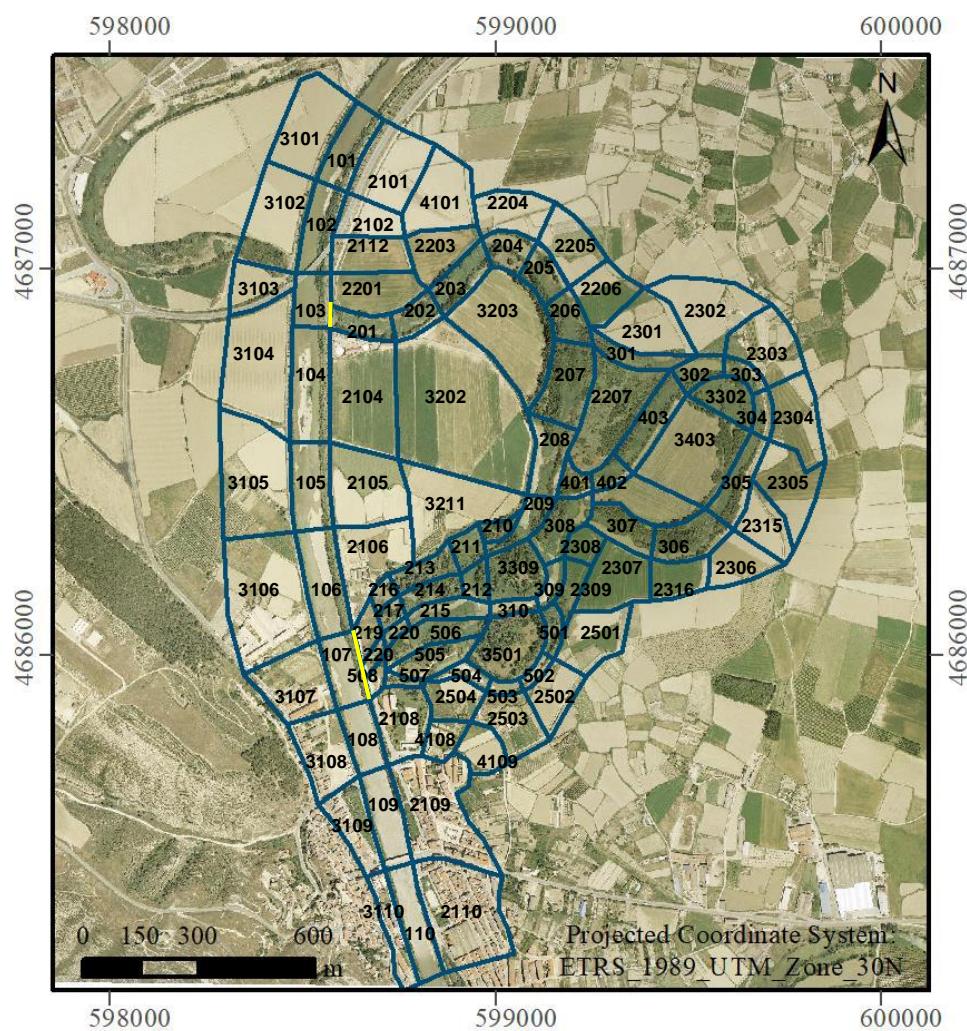


Fig. 4.6 – Divisão de células para o caso de estudo do Rio Arga e meandro.

Além das células indicadas na Figura 4.6, foram também criadas células com largura padrão de 0,50m em todas as ligações com características de vertedor, com

extensão da largura da ligação (Com numeração a partir de 5000). Dessa forma o número total de células foi de 189.

A determinação das ligações entre as células permitiu a modelação topológica da área, que resultou na construção de uma estrutura com 12 grupos.

Para efeito de compreensão dessa estrutura e orientação na entrada de dados, foi construído um esquema da topologia, utilizando uma planilha eletrônica Excel, conforme apresentado na Figura 4.7.

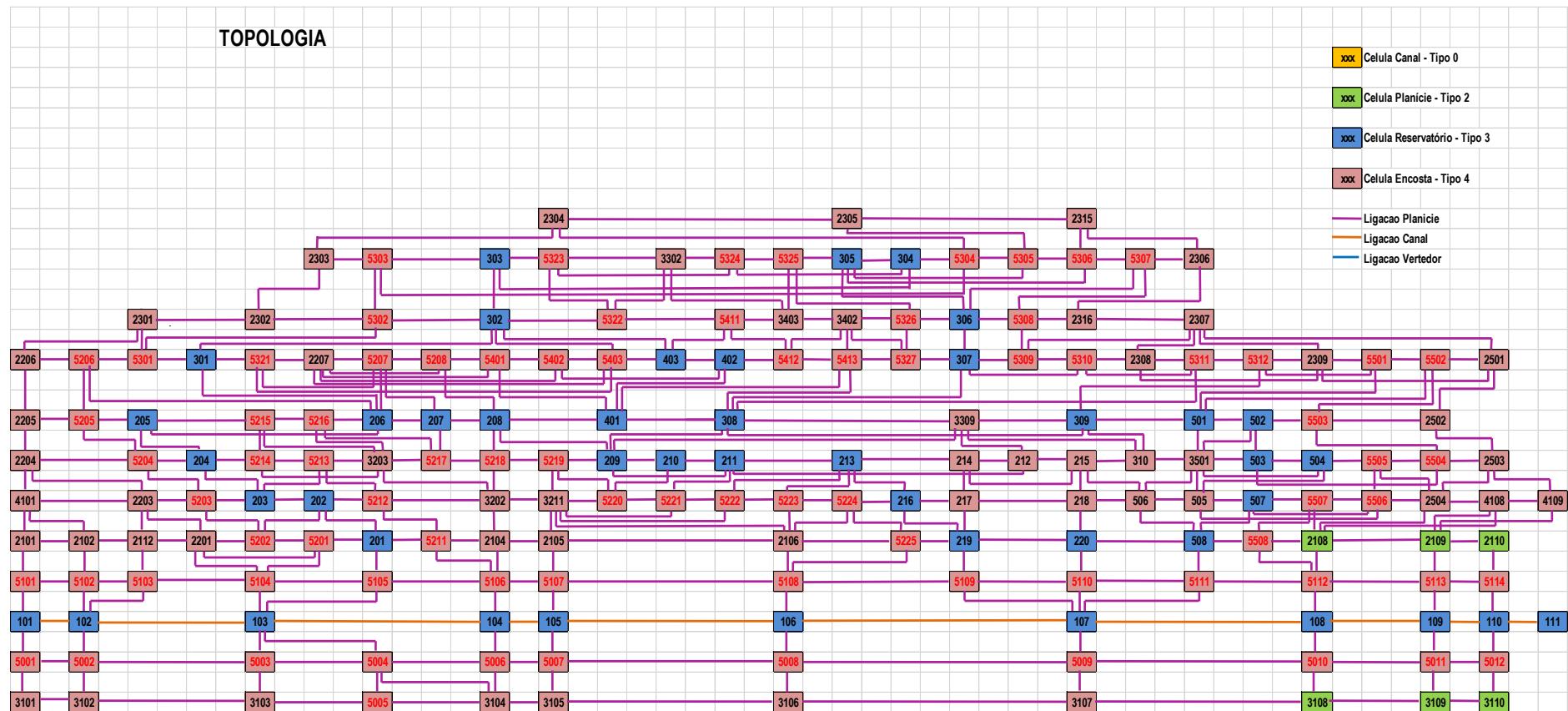


Fig. 4.7 – Esquema topológico das células do Rio Arga e meandro

#### 4.3.2.2 Dados de entrada no modelo

Para a modelagem hidrodinâmica, os dados referentes à geometria das células foram obtidos a partir da planta digital. As cotas para a definição da altimetria foram extraídas do Modelo Digital do Terreno, em cada célula. Para efeito das condições de contorno, baseando-se dos dados informados na dissertação sobre a região, estabeleceu-se um ciclo hidrológico de estiagem e cheia ao longo de cada ano dos três anos previstos de simulação. Para isso, considerou-se um hidrograma de vazões de entrada na célula inicial do canal, variando de  $3\text{m}^3/\text{s}$  a  $407\text{m}^3/\text{s}$ . Foi também considerada a incidência de chuva em todas as células, com precipitação variando de 0 a 50mm, em consonância com o ciclo utilizado no hidrograma.

Para os dados sedimentológicos, como havia poucas informações contidas na documentação da dissertação, utilizaram-se, para efeito do teste, valores de ordem prática adotados na literatura pertinente, considerando-se o diâmetro médio das partículas do fundo igual a 0,5mm. Como condição de contorno sedimentológica, foram formuladas três hipóteses de aporte de descarga sólida de sedimentos, em peso seco, na primeira célula do canal, construindo-se dessa forma três cenários possíveis: com um baixo aporte de sedimentos, caracterizado pela descarga sólida de 50N/s, com um médio aporte de sedimentos, caracterizado pela descarga sólida de 100N/s e com um alto aporte de sedimentos, caracterizado pela descarga sólida de 200N/s.

Para a configuração do canal, de acordo com a proposta da dissertação original, de restabelecer o seu traçado anterior com a reativação dos meandros, foram consideradas duas possibilidades de cenários de estudo: a primeira, que representa a situação atual, com diques nas células do canal que fazem a comunicação com as do meandro, e a segunda opção considerando a retirada dos diques de forma a permitir uma comunicação hidrodinâmica e assim promover o transporte de sedimentos de forma contínua também no trecho do meandro.

#### 4.3.3 Resultados da aplicação do modelo

As simulações foram feitas utilizando-se a fórmula de Meyer-Peter e Muller, para um período de 3 anos, com intervalos de tempo de 1dia, com o estabelecimento de 24 diferentes cenários de forma a contemplar com uma ampla variedade de resultados os estudos desejados para a área e se ter subsídios para a avaliação do comportamento do

modelo.

Foram consideradas as seguintes hipóteses para a construção dos cenários de estudo:

- Com a existência de dique e sem dique;
- Com baixo aporte, médio aporte e alto aporte de sedimentos, constantes ao longo do tempo, para facilitar a avaliação esperada de tendências de comportamento do rio;
- No primeiro ano da simulação e no terceiro ano da simulação;
- No período de final de cheia e no período de final de estiagem.

A partir dos resultados obtidos em cada célula, foram construídos 24 mapas da variação acumulada da cota de fundo, para cada uma das combinações dos cenários propostos, onde ficam indicadas as células onde ocorreu agradação ou erosão de fundo.

Nas Figuras a seguir acham-se apresentados os mapas, colocados lado a lado para efeito de comparação, segundo os períodos de Final de Cheia e Final e Estiagem, sendo que as Figuras de números 4.8 a 4.13 se referem aos cenários construídos com a opção Com Dique e as Figuras de 4.14 a 4.19, se referem aos cenários Sem Dique.

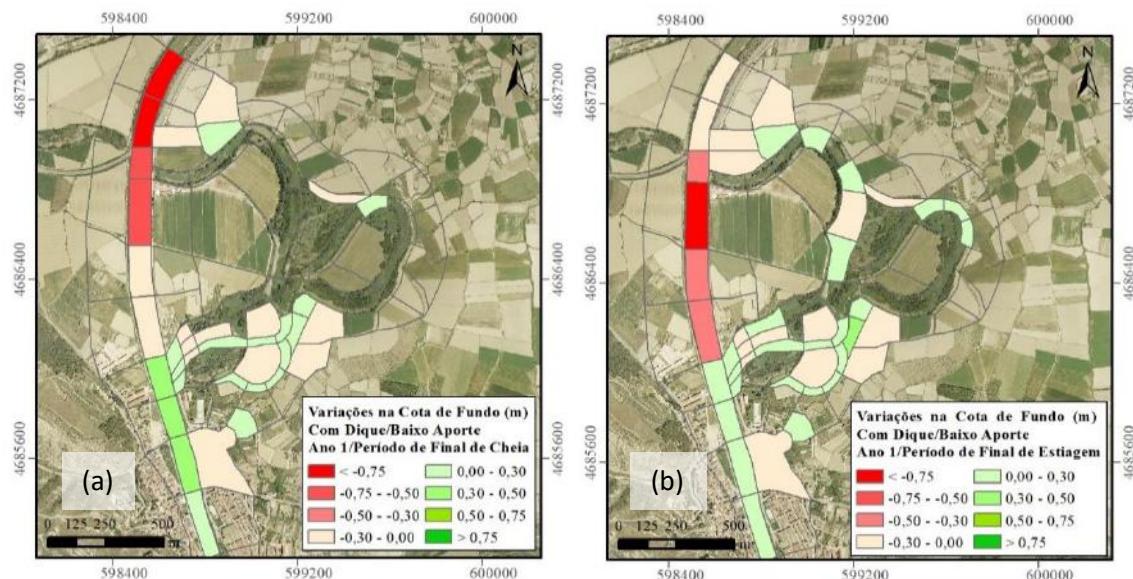


Fig. 4.8 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenários: Com Dique, com Baixo Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e Final de Estiagem (b).

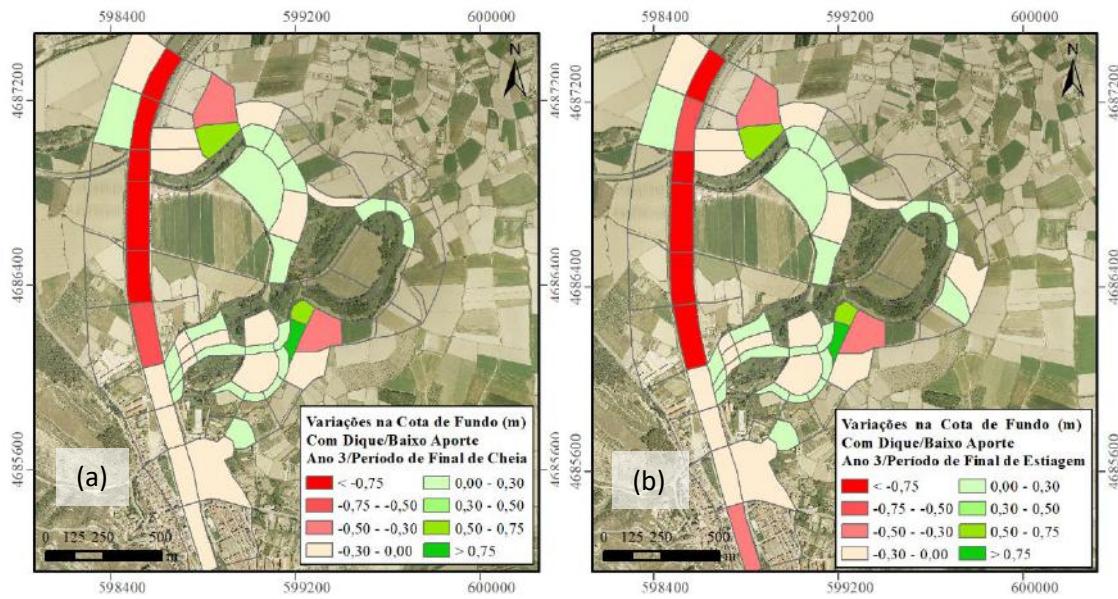


Fig. 4.9 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Com Dique, com Baixo Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e Final de Estiagem (b).

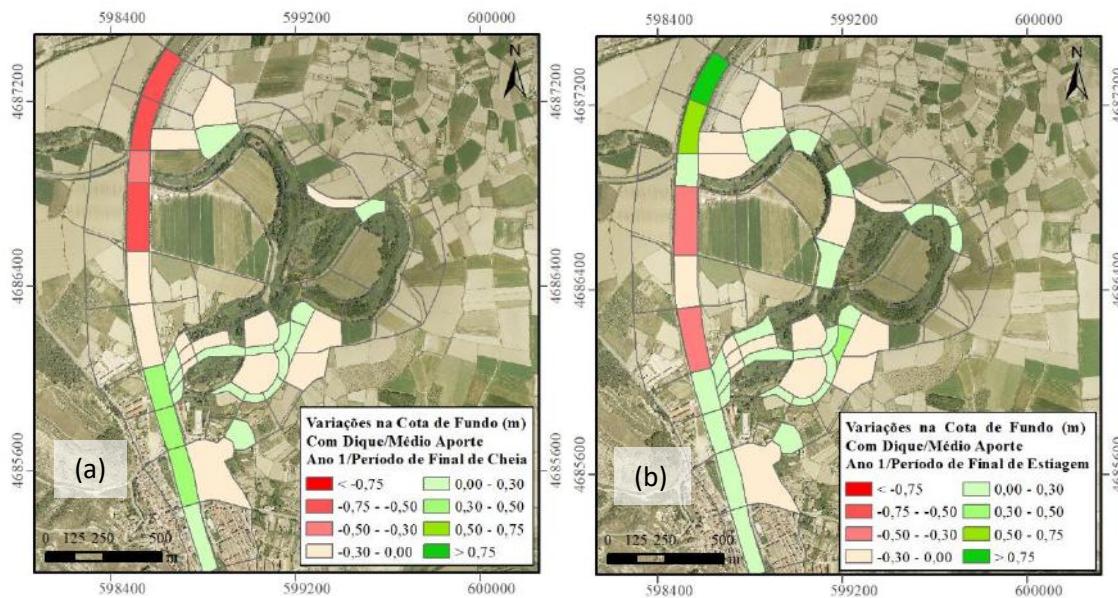


Fig. 4.10 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Com Dique, com Médio Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e Final de Estiagem (b).

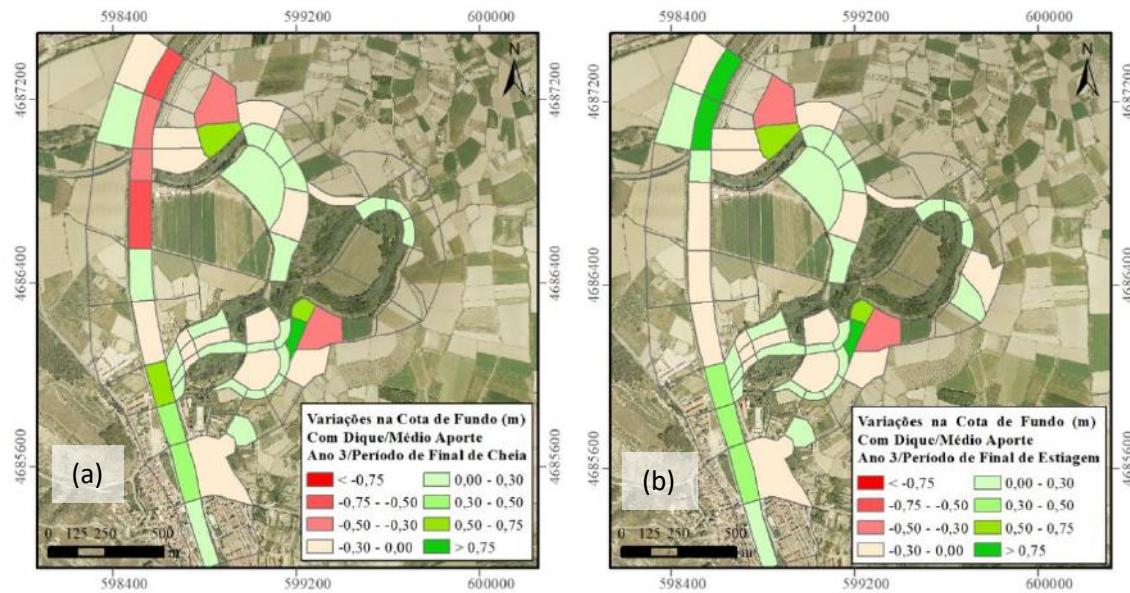


Fig. 4.11 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Com Dique, com Médio Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e Final de Estiagem (b).

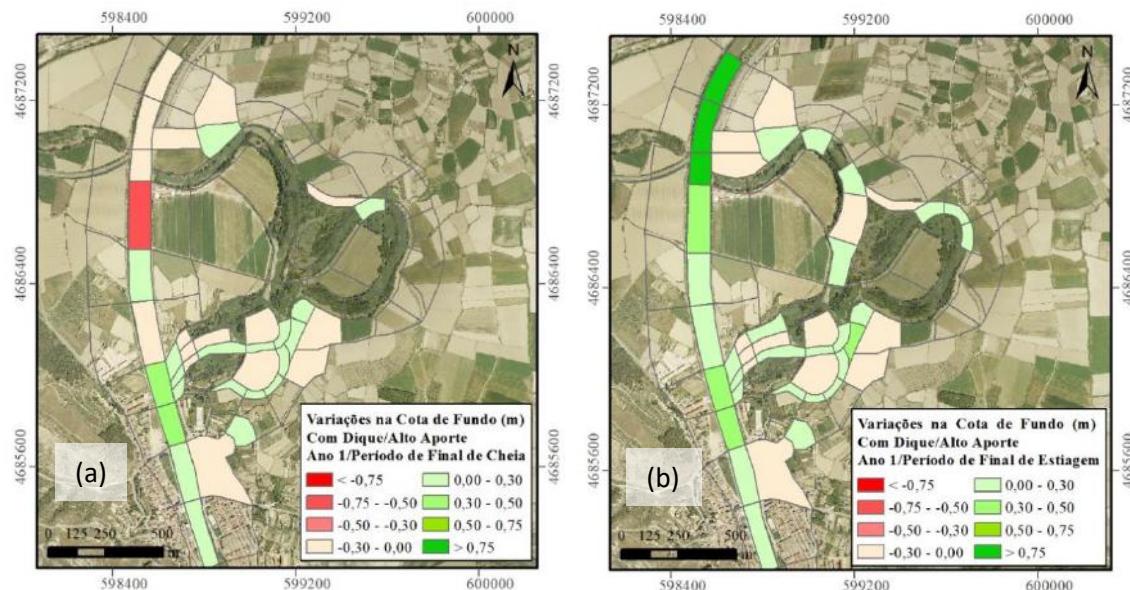


Fig. 4.12 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Com Dique, com Alto Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e Final de Estiagem (b).

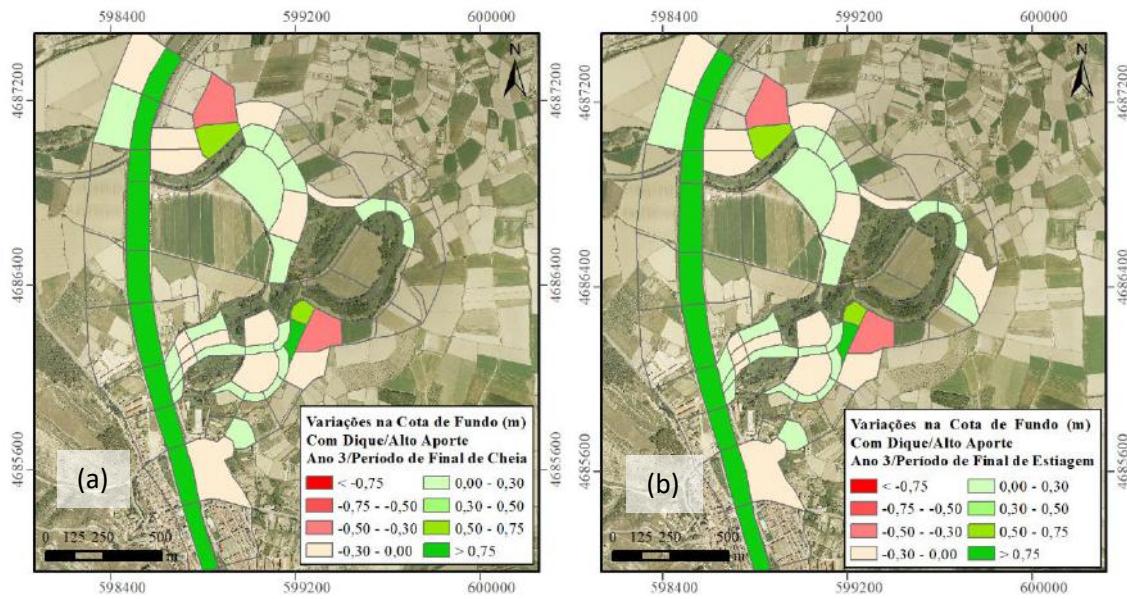


Fig. 4.13 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Com Dique, com Alto Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e de Final de Estiagem (b).

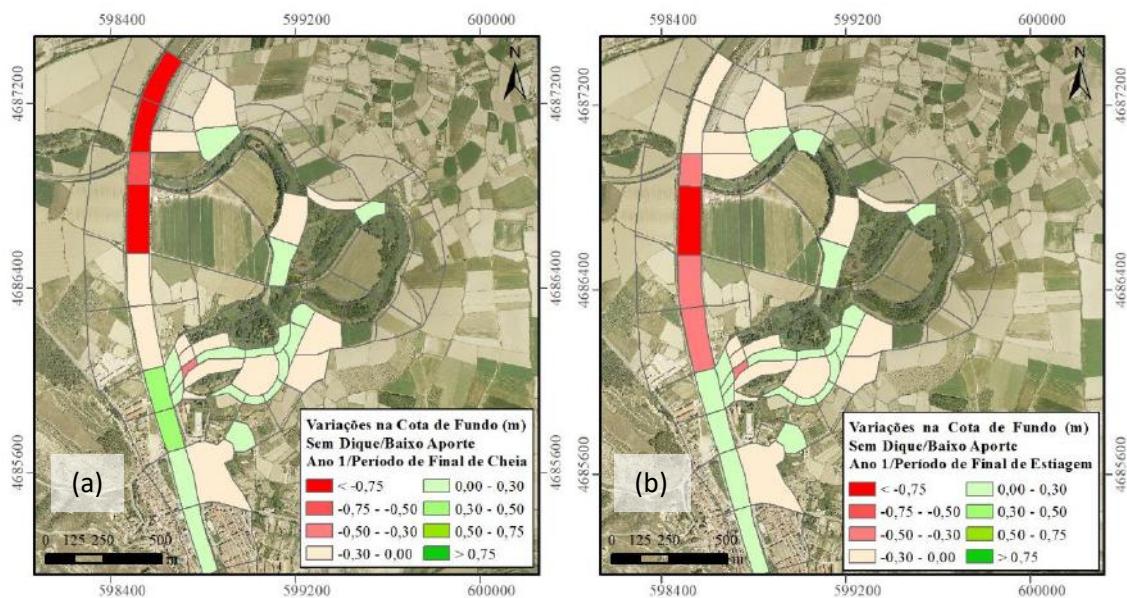


Fig. 4.14 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Sem Dique, com Baixo Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e de Final de Estiagem (b).

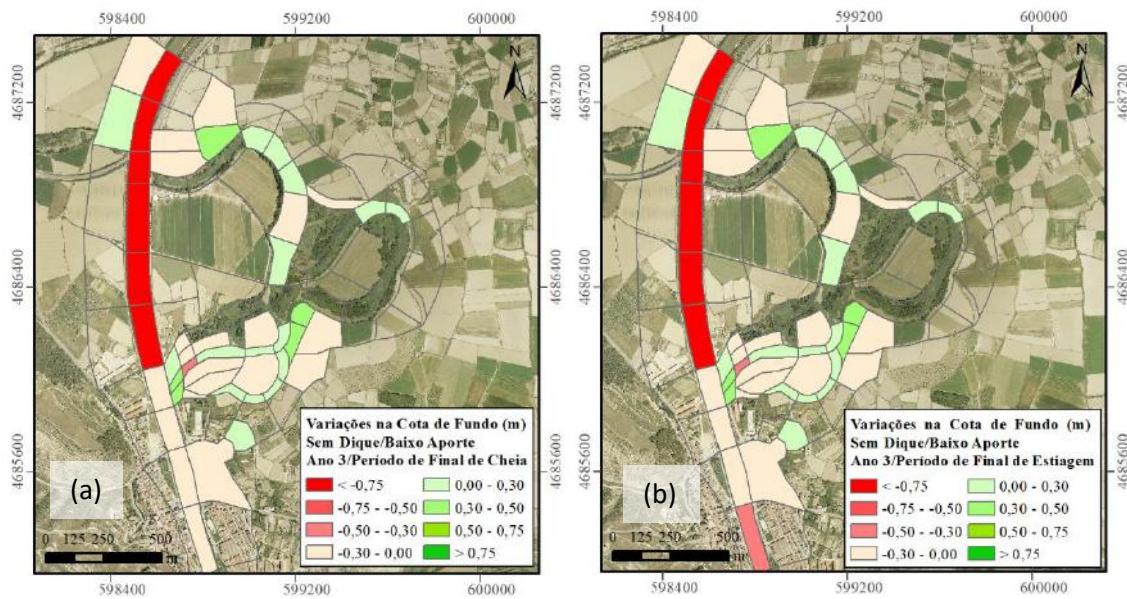


Fig. 4.15 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Sem Dique, com Baixo Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e de Final de Estiagem (b).

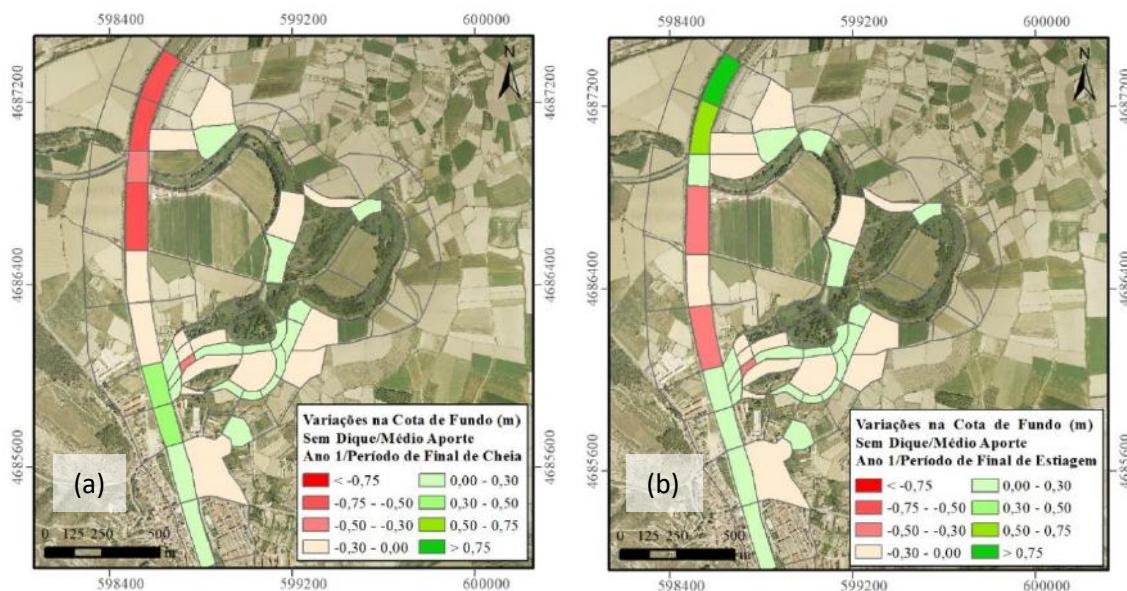


Fig. 4.16 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Sem Dique, com Médio Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e de Final de Estiagem (b).

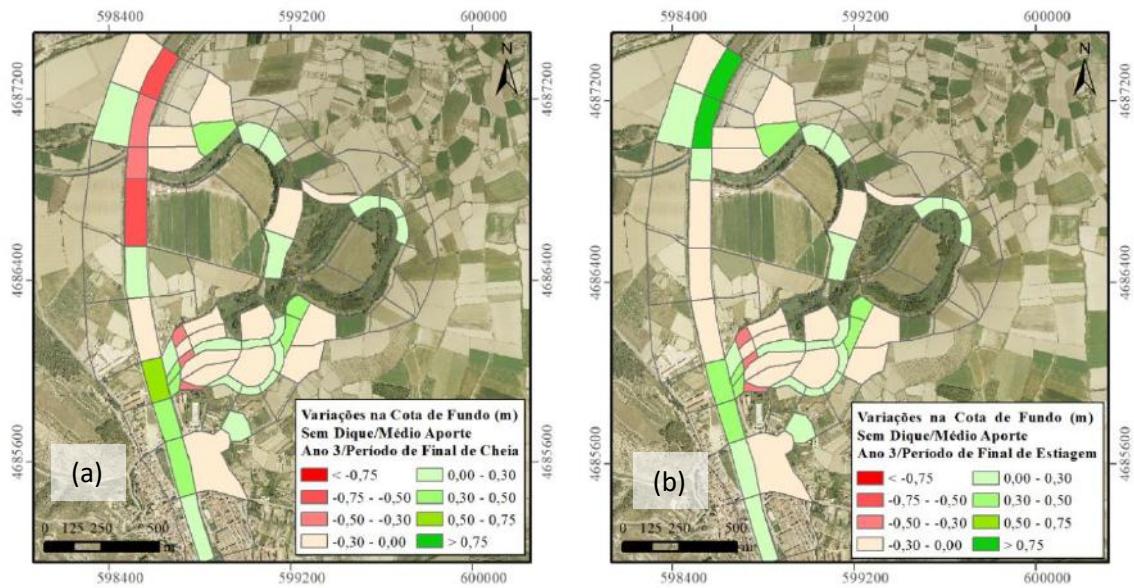


Fig. 4.17 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Sem Dique, com Médio Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e de Final de Estiagem (b).

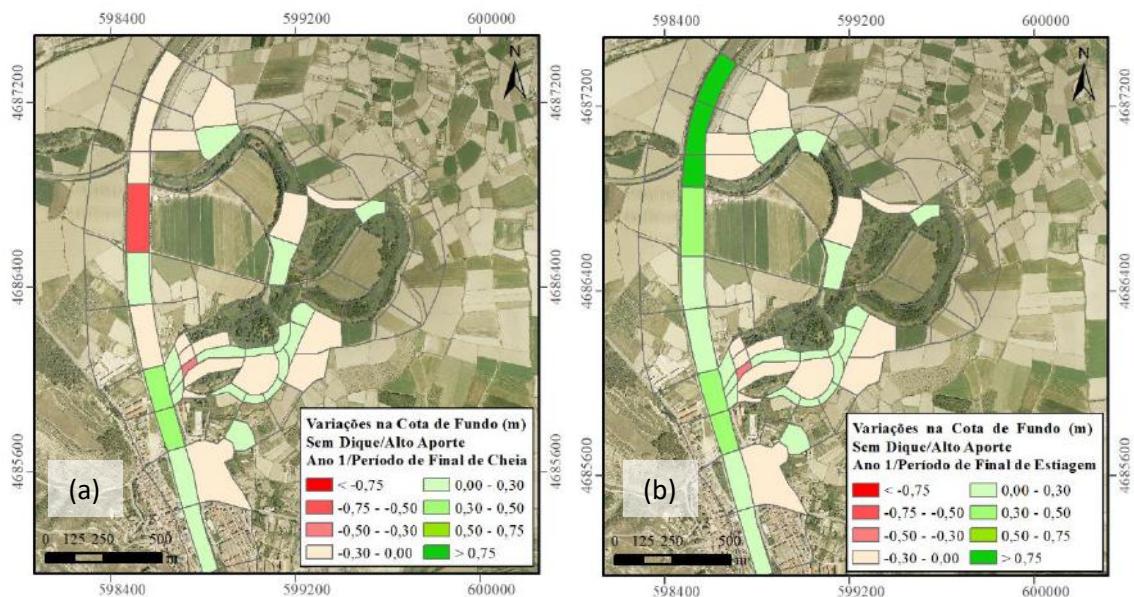


Fig. 4.18 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Sem Dique, com Alto Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e de Final de Estiagem (b).

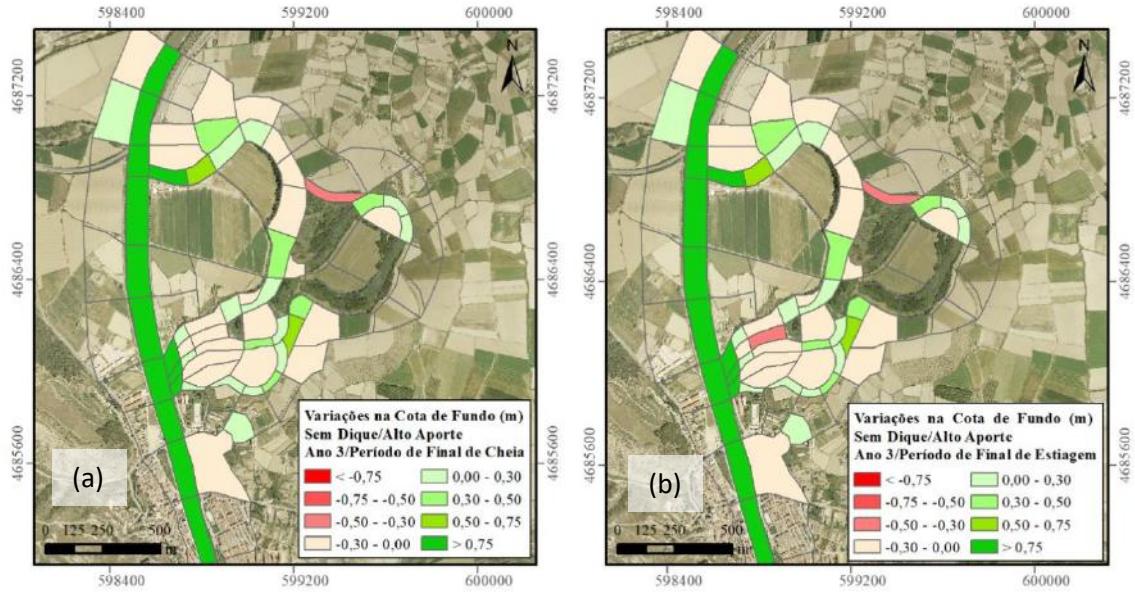


Fig. 4.19 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Sem Dique, com Alto Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, em Períodos de Final de Cheia (a) e de Final de Estiagem (b).

A seguir acham-se apresentados os mesmos mapas, também colocados lado a lado, com um outro critério de comparação, agora segundo os cenários Com Dique e Sem Dique, sendo que as Figuras de números 4.20 a 4.25 se referem ao período de Final de Cheia e as Figuras de 4.26 a 4.31 se referem ao período de Final de Estiagem.

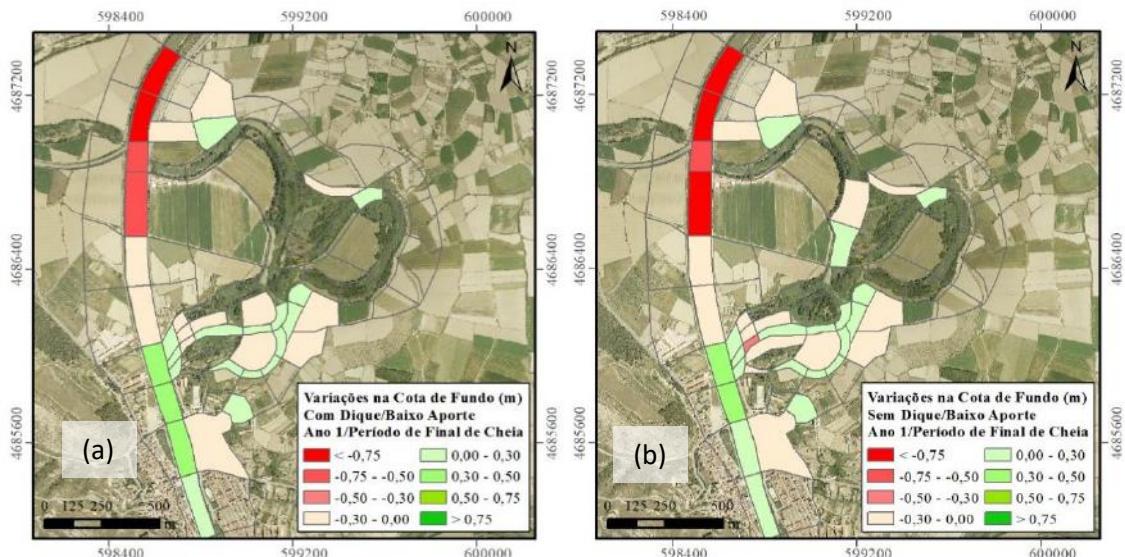


Fig. 4.20 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Cheia, com Baixo Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b).

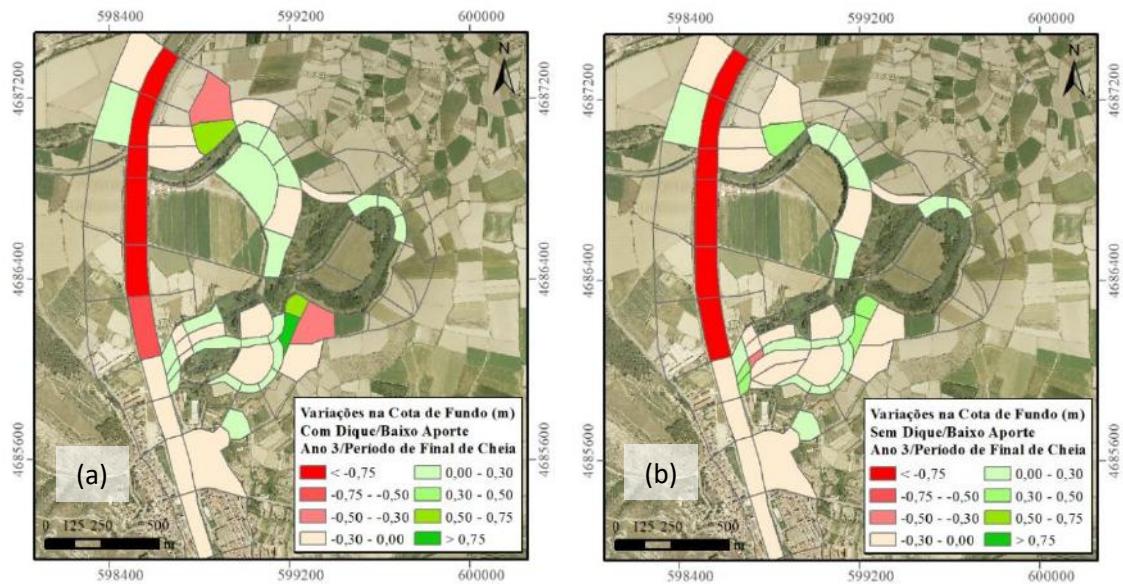


Fig. 4.21 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Cheia, com Baixo Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b)

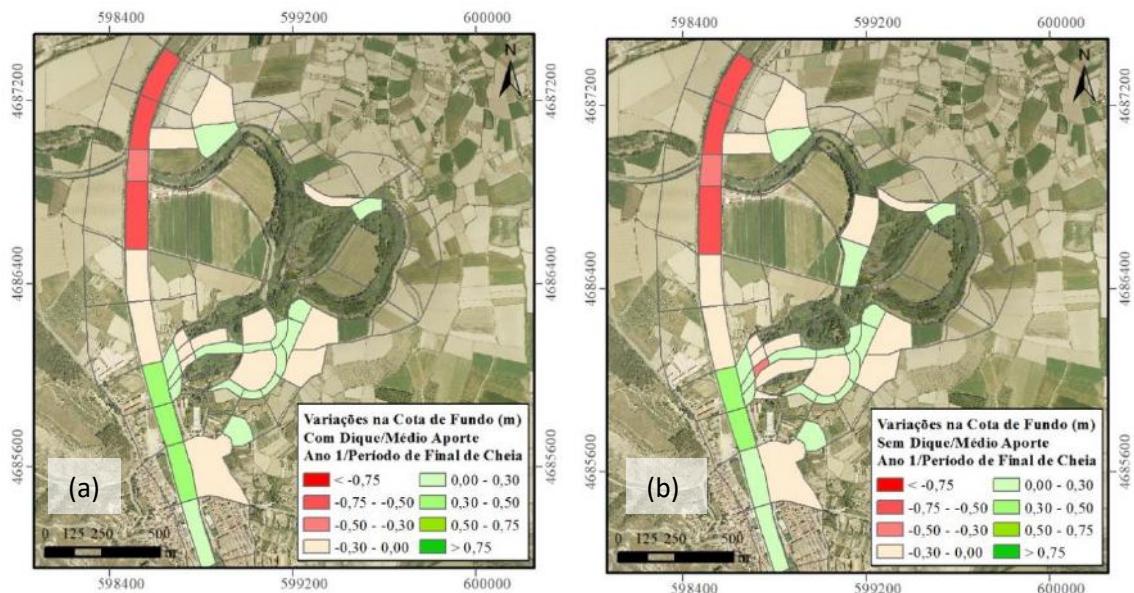


Fig. 4.22 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: em Período de Final de Cheia, com Médio Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b).

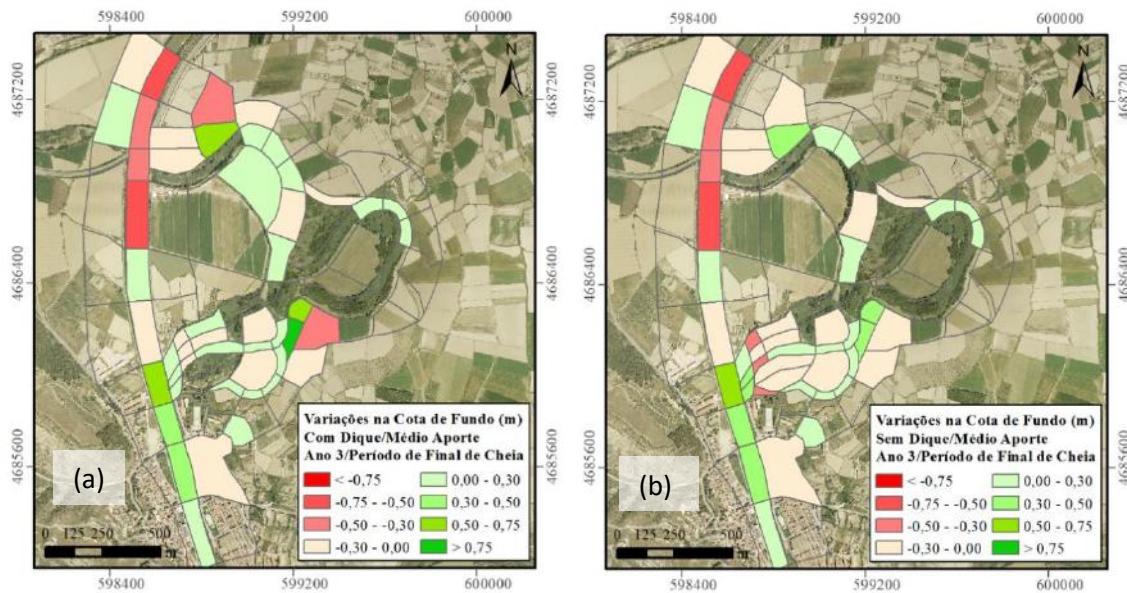


Fig. 4.23 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Cheia, com Médio Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b).

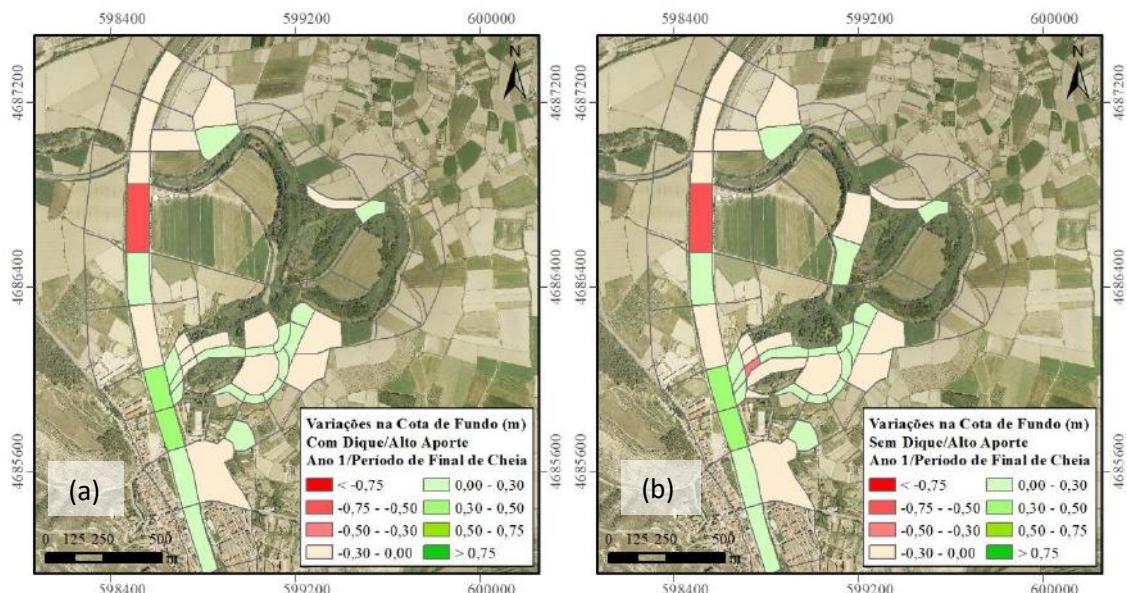


Fig. 4.24 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Cheia, com Alto Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b).

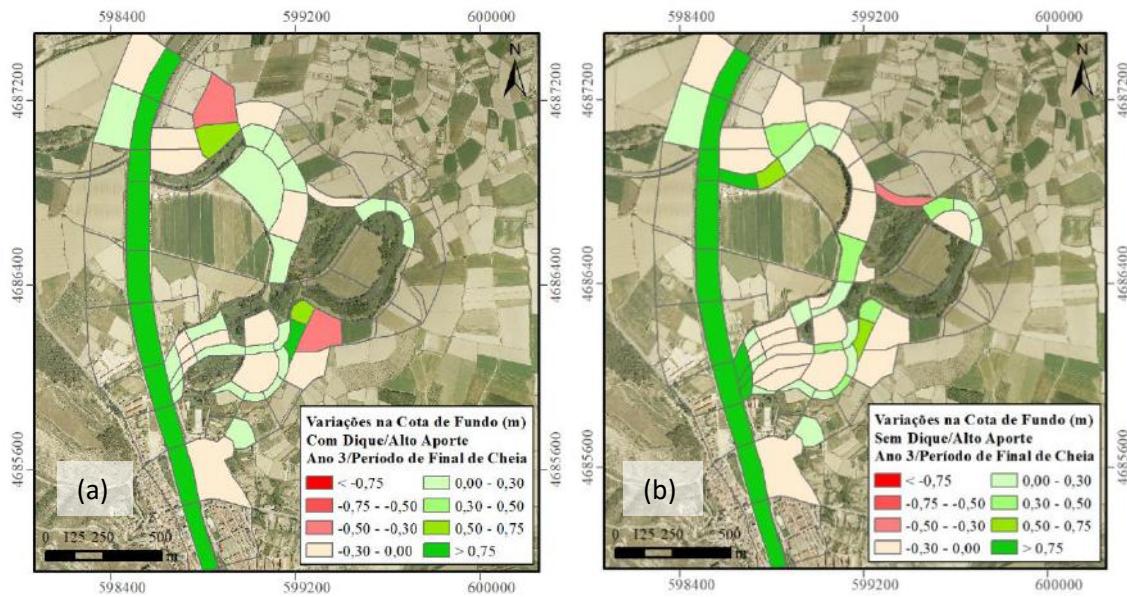


Fig. 4.25 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Cheia, com Alto Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b)

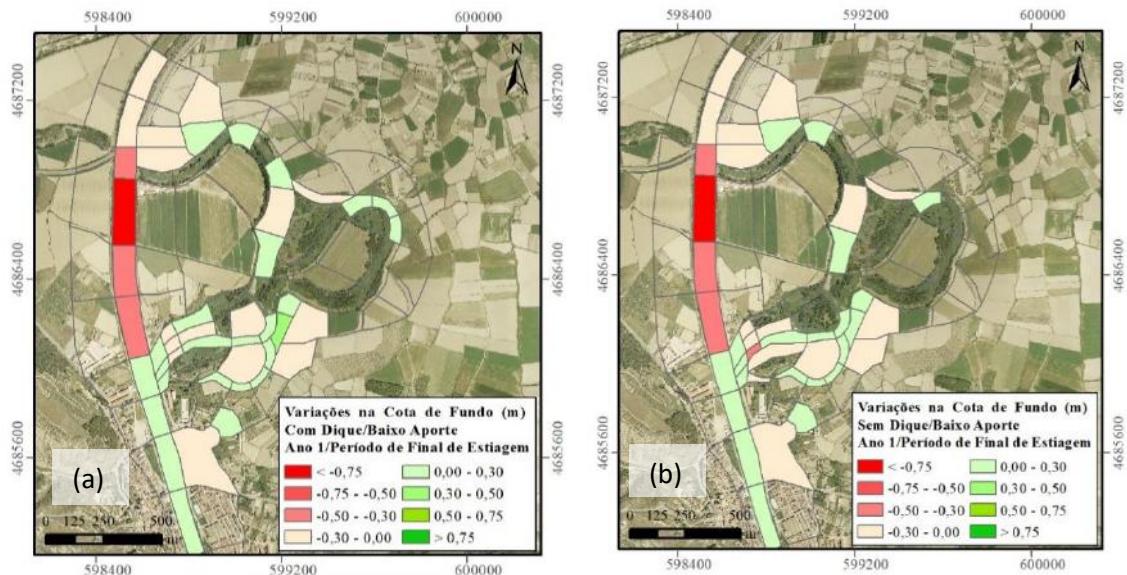


Fig. 4.26 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Estiagem, com Baixo Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b).

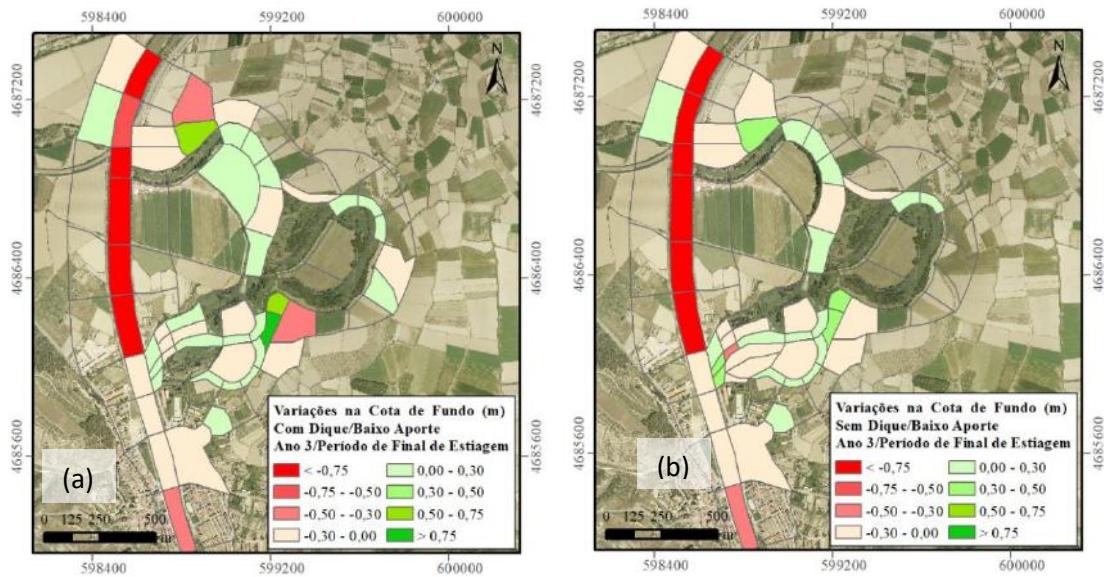


Fig. 4.27 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Estiagem, com Baixo Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b).

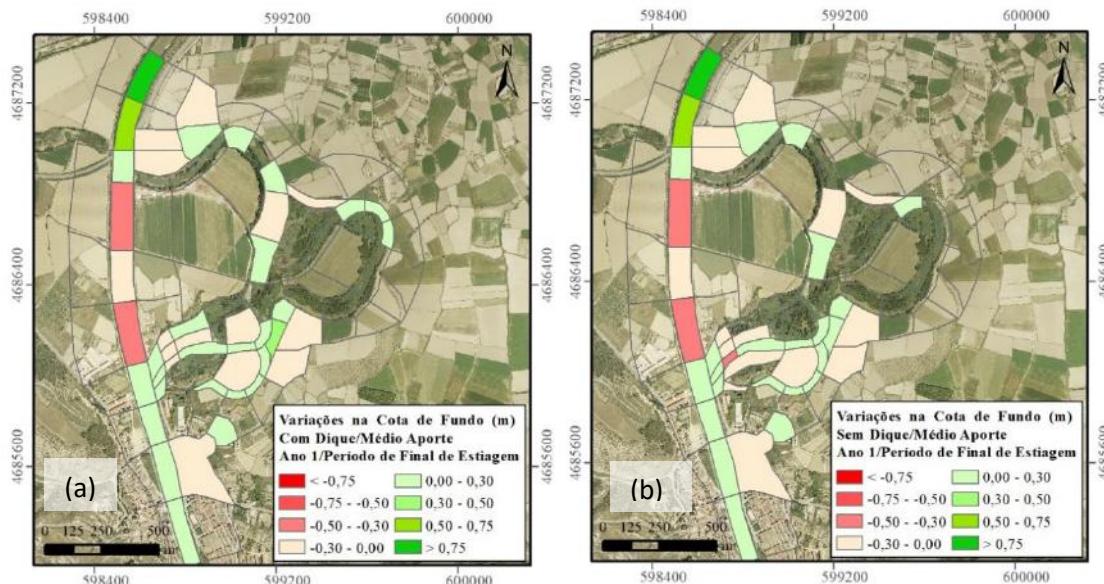


Fig. 4.28 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Estiagem, com Médio Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b).

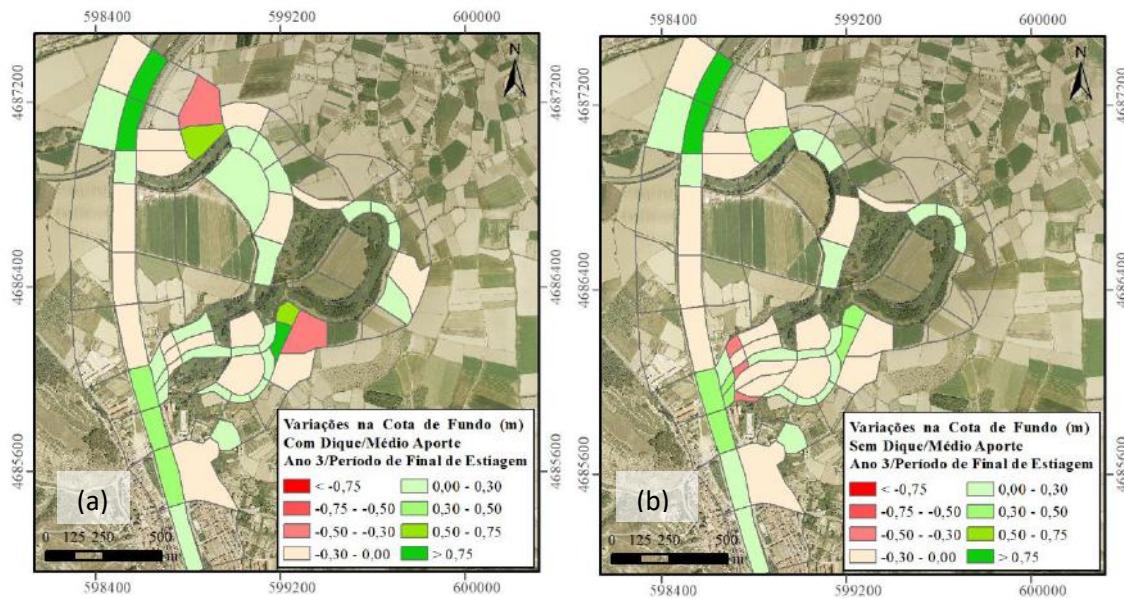


Fig. 4.29 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Estiagem, com Médio Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b).

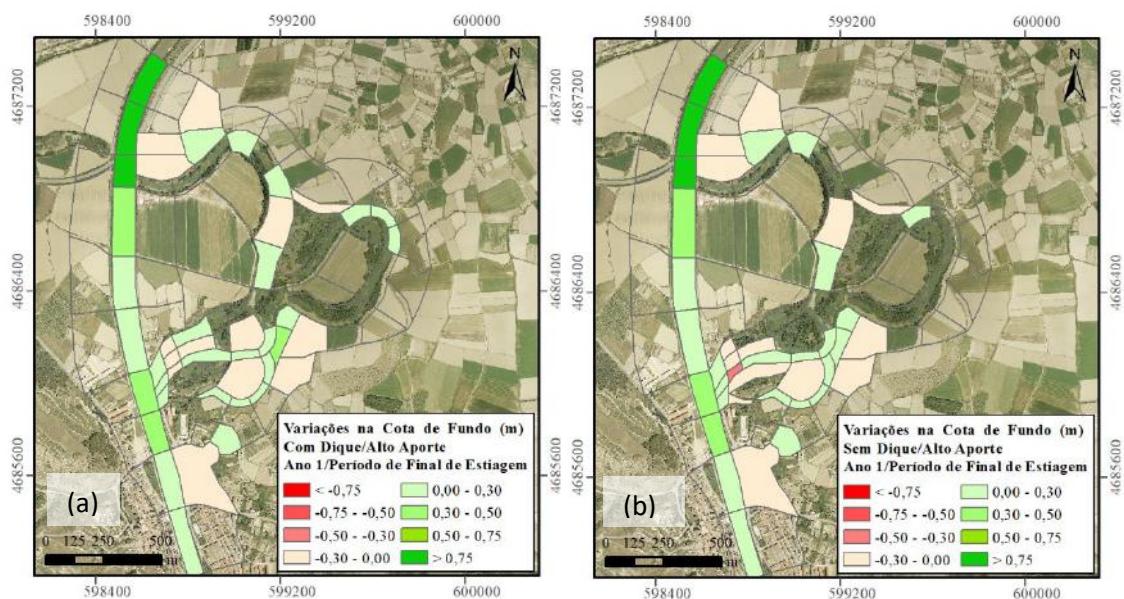


Fig. 4.30 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Estiagem, com Alto Aporte de Sedimentos, no Primeiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b).

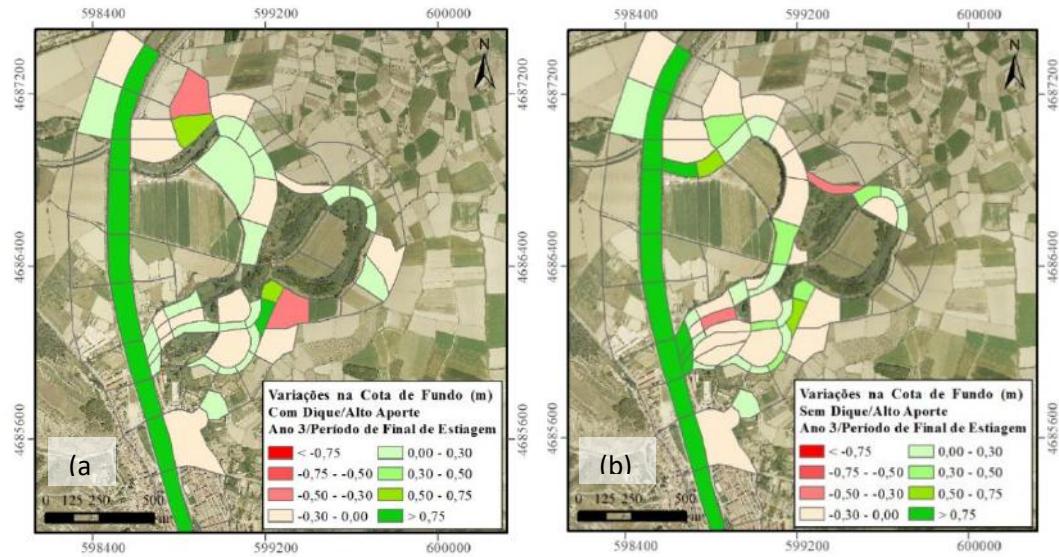


Fig. 4.31 – Variação acumulada da cota do fundo - Cenário: Em Período de Final de Estiagem, com Alto Aporte de Sedimentos, no Terceiro Ano, Com Dique (a) e Sem Dique (b).

Utilizando ainda os resultados obtidos com as simulações para os cenários propostos já descritos, foram construídos gráficos mostrando a variação da cota do fundo do canal ao longo do tempo de simulação, ou seja, no decorrer de três anos, nas células de números 103 e 107, onde se encontram os diques que seriam removidos, permitindo a ligação do canal com o meandro no cenário, sem dique.

As Figuras 4.32 e 4.33, a seguir, apresentam os gráficos para as duas células mencionadas, com os resultados para as três condições previstas de aporte de sedimentos, quais sejam, Baixa, Média e Alta, nas situações Com Dique e Sem dique.

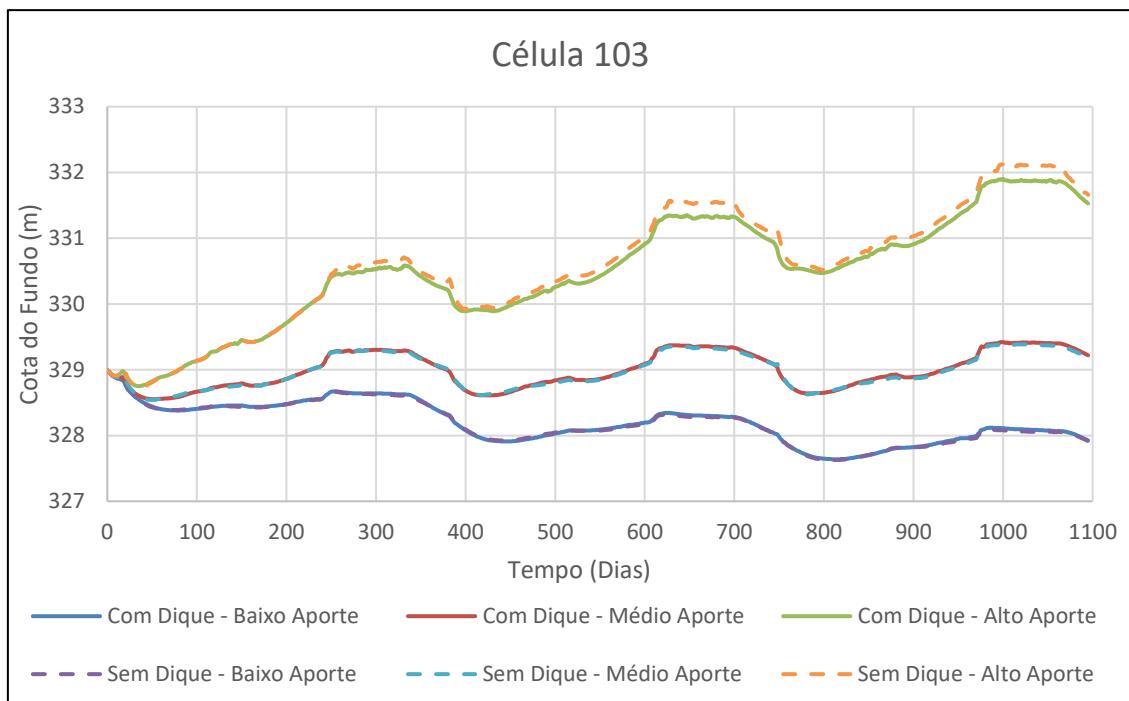


Fig. 4.32 – Cota do fundo no canal – Célula 103, Com Dique e Sem Dique

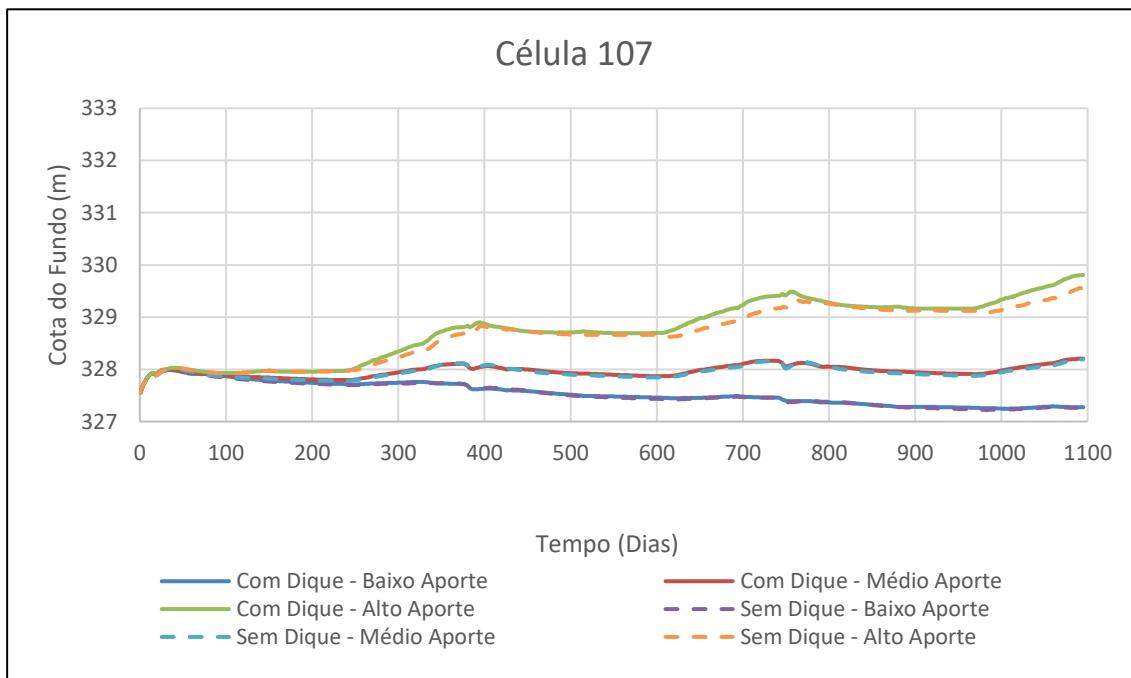


Fig. 4.33 – Cota do fundo no canal – Célula 107, Com Dique e Sem Dique

#### 4.3.4 Análise dos resultados

Tendo-se já confirmada a funcionalidade do modelo pela sua validação em dois casos documentados, partiu-se para um teste de utilização do modelo em uma área de estudo com o intuito de abranger um número de condições de utilização que pudesse mostrar sua capacidade como ferramenta de modelagem do transporte de sedimentos e servir de suporte na análise das consequentes alterações sofridas no terreno.

Devido à carência de informações sedimentológicas de campo que pudessem calibrar o modelo, foram formuladas algumas hipóteses diferentes para cada cenário construído. Assim, por não se saber a real descarga sólida por arrasto no leito nesse trecho, procurou-se adotar, três situações de aporte na célula de entrada do canal, sendo duas extremas e uma média, procurando-se determinar aquela que se constituiria na condição de equilíbrio das configurações de fundo.

De forma geral, comparando-se os mapas, os resultados obtidos mostram que o modelo funciona adequadamente, gerando respostas possíveis e esperadas para os diferentes cenários de aporte de sedimentos. Considerando as respostas do curso principal do rio Arga, percebe-se que o leito do rio degrada ao longo do tempo de três anos de simulação, quando submetido a um baixo aporte de sedimentos, agravando esta situação gradualmente, quando se vai do primeiro ao terceiro ano, conforme mostrado nas Figuras 4.8, 4.9, 4.14 e 4.15 ou nas Figuras 4.20, 4.21, 4.26 e 4.27. Também se percebe que o efeito de erosão é maior na cheia que na estiagem. De forma contrária, o leito do rio agrada ao longo do mesmo tempo de três anos de simulação, se submetido a um alto aporte de sedimentos, agravando esta situação gradualmente, quando se vai do primeiro ao terceiro ano, conforme mostrado nas Figuras 4.12, 4.13, 4.18 e 4.19 ou nas Figuras 4.24, 4.25, 4.30 e 4.31. Também aqui, a tendência de erosão é maior no período de cheia, como esperado, pela maior energia associada a estes escoamentos. Essa situação, de forma geral, se repete para os cenários sem dique.

Em relação à planície e o comportamento dos meandros, percebe-se que a incisão do rio, que, de fato, caracteriza sua situação real hoje, com pequena conectividade entre a calha e a planície de inundação neste trecho, gerou dificuldades de entrada de escoamentos na planície de inundação, mesmo com a retirada do dique. Planície e meandros sofrem poucas modificações, que são provocadas principalmente pelo

escoamento superficial das águas de chuva, haja vista a comparação do cenário sem dique com o cenário com dique. Uma exceção marcante, porém, ocorre no cenário de alto aporte de sedimentos, cuja tendência de assoreamento ao longo do tempo mostra, no cenário sem dique, uma maior modificação no funcionamento dos antigos meandros abandonados. Esse fato decorre da maior facilidade de entrada de água no meandro, gerada a partir da elevação do fundo do canal principal do Rio Arga. No terceiro ano, neste cenário, o percurso do meandro principal sofreu modificações ao longo de todo o seu caminho.

Os mapas de variação acumulada da cota do fundo, constantes das Figuras 4.8 a 4.19, ou nas Figuras de 4.20 a 4.31, mostram que nos diversos cenários considerados, nos períodos de final de estiagem, há uma sedimentação, enquanto que na época de final de cheia, há uma maior erosão do fundo, conforme esperado. Por sua vez, os resultados comparados entre os feitos para o primeiro ano e para o terceiro ano da simulação revelam um aumento de intensidade da tendência apresentada, seja de erosão ou de sedimentação, de acordo com o grau de aporte de sedimentos, ou seja, baixo aporte resulta, como esperado, em erosão, e alto aporte resulta em sedimentação.

Essa tendência, aliás, pode ser confirmada ao se observar os gráficos de cota de fundo: nos testes de variação da cota do fundo nas células 103 e 107, mostrado nas Figuras 4.32 e 4.33, pode se notar a variação que ocorre ao longo de cada ano, alternando erosão e sedimentação, conforme ação dos escoamentos na cheia e na estiagem, porém, apresentando uma tendência de sedimentação, quando há alto aporte de sedimentos, de erosão no caso de baixo aporte de sedimentos e uma tendência de equilíbrio no caso do médio aporte.

Como era de se esperar, o movimento do fundo é cíclico, respondendo por maiores erosões na cheia e maior sedimentação na estiagem. Já em relação à presença ou não do dique, nos cenários de baixo e médio aporte de sedimentos, praticamente não se percebem alterações (pela baixa conectividade com a planície). Porém, para a situação de alto aporte de sedimentos, na célula 103, percebe-se o fundo um pouco mais alto, na situação sem dique. Isso pode se dever a perda de capacidade de transporte pela derivação de parte da vazão para o meandro. Situação inversa ocorre na célula 107, quando na situação sem dique o fundo se mostra mais baixo, possivelmente pelo aporte de vazões adicionais que vem da planície e se somam às vazões do rio neste trecho, aumentando a sua capacidade de arrasto.

## 5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho propôs o acoplamento de fórmulas de transporte sedimentos em um modelo hidrodinâmico quasi-2D, baseado no conceito de células de escoamento. As células de escoamento são uma estrutura computacional que permitem representar a superfície do terreno e estabelecer uma rede de escoamentos bidimensionais, usando equações unidimensionais. A estrutura modular do MODCEL permitiu inserir um módulo de Fundo Móvel, avaliando, a cada passo do tempo computacional, a carga sedimentar, em volume, que poderia ser removida ou depositada sobre a área inferior de cada célula representando o leito do escoamento, resultando em um incremento (ou decréscimo) do nível do terreno associado ao centro da célula. O centro da célula é o ponto numérico representativo que compõe uma rede de fluxo e que mantém todas as informações importantes da célula, como a geometria da célula, o coeficiente de escoamento, a distância a outras ligações entre as células.

Três casos foram selecionados para testar o modelo. Os dois primeiros casos referiram-se a testes em laboratório, com dados medidos. O terceiro referiu-se a um caso real, sem medidas de campo, que foi selecionado para discutir as mudanças conceituais esperadas no comportamento da bacia.

O primeiro estudo de caso abordado mostrou a comparação dos resultados obtidos pelo MODCEL, utilizando o módulo de Fundo Móvel e as curvas de erosão descritas no experimento Ashida e Michiue (apud Wu et al., 2004), em três pontos diferentes de um canal de laboratório. As curvas calculadas mostram um ajuste visualmente aceitável em todos os três pontos, confirmado pelos valores numéricos.

O segundo caso apresentado se refere a um experimento de assoreamento, realizado por Seal et al. (apud Wu et al., 2004), que foi também usado para fins de comparação com o desempenho do modelo. Neste caso, as comparações foram feitas em três diferentes tempos de processamento e os resultados obtidos com o MODCEL mostram também um ajuste aceitável.

O terceiro caso permitiu confirmar o comportamento físico esperado para um trecho do rio onde a reconexão de uma planície de inundação foi modelada, pela remoção de um dique que barra a entrada de uma região de antigos meandros. Nesse caso, três

condições distintas de aporte de sedimentos (baixa, média e alta carga) foram modeladas por três anos, com resultados físicos coerentes.

Com os resultados aqui apresentados, acreditamos ter contribuído com uma ferramenta útil para apoiar esta discussão importante e difícil, relacionada com a representação do movimento de sedimentos e consequentes modificações morfológicas em uma bacia, não só no canal principal, mas sobre toda a sua superfície. Uma característica distintiva da proposta formulada reside no fato de que toda a bacia hidrográfica pode ser representada no módulo de Fundo Móvel do MODCEL, permitindo rastrear modificações mesmo fora dos canais principais, incluindo várzeas e talvegues secundários.

Portanto, considera-se atendida a intenção de desenvolver a ferramenta proposta como objetivo desta tese. Porém, o modelo em questão requer ainda maiores estudos a fim de ampliar sua aplicabilidade, preferencialmente com dados reais.

Como recomendações, alguns itens se destacam com mais importância, a saber:

- A opção de se utilizar a função *raster* do MODCEL não chegou a ser executada devido ao grande volume de dados que esta opção gerou para a representação da área do Rio Arga, o que envolveria um alto custo computacional e um consequente tempo de cálculo demasiado alto, para fins dos testes aqui realizados. Este estudo foi deixado para uma etapa futura de avaliação do modelo. Porém, essa alternativa de representação do terreno deve abrir inúmeras possibilidades de representação das alterações morfológicas em microescala, permitindo avaliar, por exemplo, o fenômeno de migração do leito fluvial.
- Uma possibilidade que não chegou a ser implementada, mas que pode ser feita em uma etapa posterior, seria a de se considerar intervalos de tempo de cálculo diferentes, em diferentes situações dos ciclos hidrológicos. Dessa forma, reduzindo ou aumentando o intervalo de tempo de acordo com a demanda hidrodinâmica, se poderia otimizar o tempo de processamento, o que poderia ser muito vantajoso no caso de se utilizar a opção *raster* do modelo.
- Recomenda-se que sejam feitos mais testes, com dados de uma bacia real, dispondo-se de valores medidos, para que se tenha uma avaliação do modelo em condições reais.

- O modelo também deve ser testado em condições extremas, como em chuvas torrenciais, que possam provocar cheias e acidentes, como desbarrancamentos de encostas, para se avaliar o comportamento nesses casos, com aportes localizados de uma carga significativa de sedimentos. Também nesses casos, outro aspecto a ser abordado em estudos futuros, seria o da consideração de alterações na granulometria do fundo, durante os eventos extremos.
- Também não foram considerados, neste trabalho, os tópicos de produção de sedimentos na bacia, inicialmente cogitado, mas deixado como etapa subsequente, e o transporte de sedimentos em suspensão, que em determinadas situações, a serem analisadas, seriam relevantes, podendo estes serem itens a serem acrescentados futuramente ao modelo.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.**

BERTONE, J., LOMBARDI NETO, F., 2014, *Conservação do Solo*, 9<sup>a</sup> Ed., Ícone Editora, São Paulo, SP

BORAH, D.K., KRUG, E.C., YODER, D., 2007, “Watershed Sediment Yield”, In: Garcia, M.H., *Sedimentation Engineering – Processes, Measurements, Modeling and Practice*, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 110, pp. 827-858, ASCE – American Society of Civil Engineers, Reston, Virginia, USA.

CARDOSO, A.H., 1998, *Hidráulica Fluvial*, Fundação Calouste Goulbenkian, Lisboa, Portugal

CARVALHO, N.O., 2008, *Hidrossedimentologia Prática*, 2<sup>a</sup>. Ed., Editora Interciência, Rio de Janeiro, Brasil.

CEIWR-HEC, 2015, HEC-RAS, U.S. Army Corps of Engineers (USACE), Hydrologic Engineering Center (HEC). Disponível em: <<http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/>>. Acesso em 12 de setembro de 2015.

CHANG CONSULTANTS, 2006, FLUVIAL-12 Mathematical Model for Erodible Channels Users Manual, Chang Consultants. Disponível em: <[http://chang.sdsu.edu/f12\\_users\\_manual.pdf](http://chang.sdsu.edu/f12_users_manual.pdf)>. Acesso em: 11 de setembro de 2015.

\_\_\_\_\_. 2015, FLUVIAL-12, Chang Consultants. Disponível em: <<http://changconsultants.com>>. Acesso em: 13 de setembro de 2015.

CHANG, H.H., 2008, *Fluvial Processes in River Engineering*, Reprint edition with corrections, Krieger Publishing Company, Malabar, Florida, USA.

COPPE/UFRJ, 2015, SisBaHiA, Fundação COPPETEC - COPPE/UFRJ. Disponível em: <<http://www.sisbahia.coppe.ufrj.br>>. Acesso em: 13 de setembro de 2015.

COULTHARD, T., 2011, The CAESAR Model. Disponível em: <<http://www.coulthard.org.uk/CAESAR.html>>. Acesso em: 12 de setembro de 2015.

COULTHARD, T., DE ROSA, P., MARCHESEINI, I., 2008, "Caesar: Um Modello Per La Simulazione Delle Dinamiche D'alveo", Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences, Itália.

CUNGE, J.A., HOLLY JR. F.M. & VERWEY, A., 1980, *Pratical Aspects of Computational River Hydraulics*, Pitman Advanced Publishing Program, Inglaterra.

DE VENTE, J., POESEN, J., 2005, "Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models", *Earth-Science Reviews* 71, pp. 95-125, Elsevier B.V.

DE VENTE, J., POESEN, J., VERSTRAETEN, G., 2004, "The application of semi-quantitative methods and reservoir sedimentation rates for the prediction of basin sediment yield in Spain", *Journal of Hydrology* 305, pp. 63-86, Elsevier B.V.

GEAMA, INSTITUTO FLUMEN, 2015, Iber, Grupo de Ingeniería del Agua y del Medio Ambiente – GEAMA ( Universidad de A Coruña, UDC), Instituto Flumen (Universitat Politècnica de Catalunya, UPC), Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería - CIMNE, Centro de Estudios Hidrograficos - CEDEX. Disponível em: <<http://iberaula.es/web/index.php>>. Acesso em: 12 de setembro de 2015.

GIBSON, S.A., LITTLE JR., C.D., 2006, "Implementation of the Sediment Impact Assessment Model (SIAM) in HEC-RAS", *Proceedings of the Eighth Federal Interagency Sedimentation Conference (8thFISC)*, April2-6, pp. 65-72, Reno, NV, USA.

HADLEY, R.F, LAL, R., ONSTAND, C.A. *et al*, 1985, "Recent Developments in Erosion and Sediment Yield Studies", *Technical Documents in Hydrology*, International Hydrological Program, UNESCO, Paris.

INNOVYZE, 2015, Infoworks - ICM, INNOVYZE. Disponível em: <[http://www.innovyze.com/products/infoworks\\_icm/](http://www.innovyze.com/products/infoworks_icm/)>. Acesso em 12 de setembro de 2015.

JACOB, A. C. P., 2013, *Requalificação Fluvial como Instrumento de Minimização do Risco de Inundações na Bacia do Rio Sesmaria*, Dissertação de Msc., COPPE-UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

LITTLE , C., JONAS, M., 2010, “Sediment Impact Analysis Methods (SIAM): Overview of Model Capabilities, Applications, and Limitations”, *2nd Joint Federal Interagency Conference*, June 27 - July 1, Las Vegas, NV, USA.

MAKSIMOVIC, C., PRODANOVIC, D., 2001, Modelling of Urban Flooding – Breakthrough or Recycling of Outputted Concepts, ASCE – American Society of Civil Engineers. Disponível em: <<http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/40583%28275%291>>. Acesso em: 12 de setembro de 2015.

MARTINEZ MARIN, E., 2001, *Hidráulica Fluvial – Principios y Práctica*, Bellisco Ediciones Técnicas y Cientificas, Madrid, España.

MAROTO DE MERCADO, J., 2010, *Bases para la Recuperación del Meandro Soto Gil y Ramalhondro (T.T.M.M. Peralta y Funes, Navarra)*, Dissertação de Mestrado em Recuperação de Ecosistemas, Universidade Politécnica de Madri, Madri, Espanha.

MEYER, L.D., 1971, “Soil Erosion by Water on Upland Areas”. In: Shen, H. W., *River Mechanics*, pp. 27-1–27-25, Edited by H.W. Shen, Fort Collins, Colorado, USA.

5.

MASCARENHAS, F.C., TODA, K., MIGUEZ, M.G., INQUE, K., 2005, *Flood Risk Simulation*, 1<sup>a</sup>. Ed: WIT Press, Southampton and Boston.

MASCARENHAS, F.C.B., MIGUEZ, M.G., 2002. “Urban Flood Control through Mathematical Cell”. Water Int., v. 27, pp. 208–218.

MIGUEZ, M.G., 1994, *Modelação Matemática de Grandes Planícies de Inundação, através de um Esquema de Células de Escoamento, com Aplicação ao Pantanal MatoGrossense*, Dissertação de Msc., COPPE-UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

\_\_\_\_\_. 2001, *Modelo Matemático de Células de Escoamento para Bacias Urbanas*, Tese de DSc., COPPE-UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

MIGUEZ, M. G., BATTEMARCO, B. P., DE SOUSA, M. M., REZENDE, O. M., VERÓL, A. P., GUSMAROLI, G., 2017. “*Urban Flood Simulation Using MODCEL—An Alternative Quasi-2D Conceptual Model. Water*”, v. 9, n. 6, p. 445.

NARDINI, A.; PAVAN, S., 2012, “*What river morphology after restoration? The methodology VALURI*”, International Journal of River Basin Management. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/15715124.2011.640637>>. Acesso em: 12 de setembro de 2015..

NCCHE, 2015, CCHE1D, CCHE2D e CCHE3D, National Center for Computational Hydroscience and Engineering, University of Mississippi. Disponível em: <<http://www.ncche.olemiss.edu>>. Acesso em: 13 de setembro de 2015.

PAIVA, E.M.C.D., PAIVA, J.B.D., PARANHOS, R.M., 2000, “Produção de Sedimentos em Pequenas Bacias Hidrográficas Rurais”, In: Paiva, E.M.C.D., Paiva, J.B.D., Caracterização Quali-quantitativa da Produção de Sedimentos, pp. 35-51, ABRH, UFSM, Santa Maria, RS, Brasil

PILGRIM, D.H., CORDERY, I., 1993, “*Flood Runnof*”, In: Maidment, D.R., *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, Inc., USA.

RECLAMATION, 2006, SIAM, U.S. Department of Interior, Bureau of Reclamation, Technical Service Center - Sedimentation and River Hydraulics Group. Disponível em: <http://www.usbr.gov/tsc/sediment/model/srhsiam/index.html>. Acesso em: 13 de setembro de 2015.

RENARD, K.G., FOSTER, G.A., WEESIES, D.K. *et al.*, 1996, “Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning With the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)”, *Agriculture Handbook No. 703*, USDA – United States Department of Agriculture, USA.

SCHMITT, R., BIZZI, S., CASTELLETTI, A., 2014, *Characterizing fluvial systems at basin scale by fuzzy signatures of hydromorphological drivers in data scarce environments*, *Geomorphology* - Volume 214, 1 June 2014, Pages 69–83, Elsevier B. V., <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.024>

SHEN, W. H., 1971, "River Mechanics", Vol. I e II, Edited by H.W. Shen, Fort Collins, Colorado, USA.

SIMONS, D.B., SENTÜRK, F., 1992, *Sediment Transport Technology*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado, USA.

SOUZA E SILVA, M.G, WILSON JR., G., 2013, "Evolução morfológica de trechos de escoamentos fluviais", XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos – ABRH, Bento Gonçalves, RS, Brasil, 2013.

VANONI, V.A., 2006, "Sedimentation Engineering", *ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 54*, ASCE – American Society of Civil Engineers, Reston, Virginia, USA.

Van RIJN, L.C., 1984, "Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport", *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 110, n.10, ASCE, USA.

VIEIRA DA SILVA, R.C., WILSON JR, G., 2005, *Hidráulica Fluvial – Volume II*, Rio de Janeiro, Brasil, COPPE/UFRJ,

WILLIAMS, J.R., BERNDT, H.D., 1977, "Sediment Yield Prediction Based on Watershed Hydrology", *Transactions of the ASAE Vol. 20 (6)*, pp. 1100-1104, American Society of Agricultural Engineers, USA.

WILSON JR, G., 1999, "Estudo do movimento sedimentar em escoamento com superfície livre", XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos – ABRH, Belo horizonte, MG, Brasil.

WISCHMEIER, W.H., SMITH, D.D, 1978, "Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning", *Agriculture Handbook No.737*, USDA - United States Department of Agriculture, USA.

WU, W., VIEIRA, D.A. AND WANG, S.Y., 2004, "One-Dimensional Numerical Model for Nonuniform Sediment Transport under Unsteady Flows in Channel Networks", *Journal Of Hydraulics Engineering*, ASCE, Vol. 130, No.9, Setember 1, 2004, 914-923.

YANG, C. T., 2003, *Sediment Transport – Theory and Practice*, Krieger Publishing Company, Florida, USA.