

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

ROBERTO FABRIS GOERL

**EVOLUÇÃO DA PAISAGEM E CONECTIVIDADE
HIDROGEOMORFOLÓGICA NA BACIA DO RIO CUNHA – SC**

Tese de Doutorado

**CURITIBA
2014**

Roberto Fabris Goerl

**EVOLUÇÃO DA PAISAGEM E CONECTIVIDADE
HIDROGEOMORFOLÓGICA NA BACIA DO RIO CUNHA – SC.**

Tese apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Doutor em Geografia, no Curso de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos

Co-Orientador: Prof. Dr. Masato Kobiyama
(IPH/UFRGS)

Curitiba
2014

G597e

Goerl, Roberto Fabris

Evolução da paisagem e conectividade hidrogeomorfológica na bacia do rio Cunha – SC [manuscrito] / Roberto Fabris Goerl. – Curitiba, 2014.

142f. : il. [algumas color.] ; 30 cm.

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geografia, 2014.

Orientador: Irani dos Santos -- Co-orientador: Masato Kobiyama.

1. Bacias hidrográficas. 2. Modelagem de dados. 3. Análise ambiental. I. Universidade Federal do Paraná. II. Santos, Irani dos. III. Kobiyama, Masato. IV. Título.

CDD: 551.48



PARECER

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Geografia reuniram-se para a arguição da Tese de Doutorado, apresentada pelo (a) candidato (a) **ROBERTO FABRIS GOERL** intitulada “**EVOLUÇÃO DA PAISAGEM E CONECTIVIDADE HIDROGEOMORFOLÓGICA NA BACIA DO RIO CUNHA - SC**”, para obtenção do grau de Doutor em Geografia, do Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná Área de Concentração **Espaço, Sociedade e Ambiente**, Linha de Pesquisa Paisagem e Análise Ambiental.

Após haver analisado o referido trabalho e argüido o (a) candidato (a), são de parecer pela Aprovação da Tese.

Curitiba, 16 de abril de 2014.

Nome e Assinatura da Banca Examinadora:



Prof. Dr. Irani dos Santos - orientador



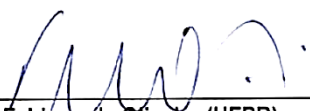
Prof. Dr. Masato Kobiyama (IPH-UFRGS) – co-orientador



Prof. Dr. Luca Mao - Pontificia Universidad Católica (Chile)



Prof. Dr. Nelson Ferreira P. Fernandes - UFRJ



Prof. Dr. Fabiano de Oliveira (UFPR)



Dr. Edir Edemir Arioli (MINEROPAR)

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Deus, pela saúde, sabedoria, entendimento e amparo nos momentos difíceis.

Ao professor Dr. Irani dos Santos pela amizade, solicitude, compreensão e por ser um grande exemplo de pesquisador e geógrafo.

Ao professor Dr. Masato Kobiyama pela amizade de longa data, apoio durante toda a minha vida acadêmica e por ser uma das pessoas que moldou meu caminho como pesquisador.

Aos professores Dr. Luca Mao, Dr. Nelson Fernandes, Dr. Fabiano de Oliveira e Dr. Edir Arioli pela disponibilidade de participarem da banca de defesa e pelas valiosas contribuições, ideias e críticas ao presente trabalho.

Ao programa REUNI pela bolsa de doutorado.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Paraná pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa.

Aos amigos de longa e nova data, Aline, Fernando Grison, Pedro, Nádia, Joana, Gilson, Cesar, Fernando Marangon, João, Gustavo, Tássia. Um especial obrigado para Gean P. Michel, parceria de longa data e valiosíssimas contribuições em campo e em laboratório.

Agradeço também a todos os meus amigos que sempre estiveram ao meu lado ao longo de toda a minha jornada acadêmica.

A minha amada namorada Fabiane, pela paciência e amor, tanto nas alegrias como nos momentos de dificuldades.

A minha família, meus pais Ricardo e Vera, irmãos Gustavo e Felipe, e tios, primos, vó, que sempre torceram por mim.

Os meus mais sinceros agradecimentos!

RESUMO

O presente trabalho abordou a relação entre processos hidrogeomorfológicos, conectividade e evolução da paisagem, utilizando dados de campo e modelagem computacional. A área de estudo escolhida a bacia do Rio Cunha, pois na mesma recentes processos hidrogeomorfológicos modificaram a paisagem. Além das análises em escala de bacia, um trecho do rio principal da bacia do rio Emilio, sub-bacia do rio Cunha, foi selecionado para a análise da evolução da paisagem em escala de canal. Uma estação hidrossedimentométrica foi instalada na exutória do rio Cunha, cujos dados foram comparados com as simulações. Os demais dados de campo foram obtidos por meio de medições de vazão, coletas de sedimento e fotogrametria de baixa altitude. Para a modelagem computacional, o modelo *Cellular Automaton Evolutionary Slope and River* (CAESAR) foi utilizado em ambas escalas, de bacia e de canal. Para analisar a sensibilidade da bacia do rio Cunha à evolução, uma série sintética horária de precipitação de 100 anos foi criada. Esta série foi multiplicada por um fator de aumento e de redução, para determinar se alterações no regime pluviométrico modificariam o comportamento evolutivo da bacia. Os resultados desta etapa do trabalho demonstraram que a bacia possui um comportamento não-linear em relação a variação da precipitação. O aumento da produção de sedimentos não foi proporcional à variação da precipitação, bem como o ajuste inicial da bacia. O Índice Topográfico (IT) e o fator LS foram utilizados como métricas para comparar a evolução ao longo de 10, 50 e 100 anos de simulação, para diferentes variações de precipitação. O IT apresentou pouca variação ao longo dos anos simulados. O LS apresentou maior variação, havendo um aumento dos valores extremos após 50 e 100 anos. Contudo, em 10 anos, não houve relação direta entre variação da precipitação e o comportamento do LS. Verificou-se também por meio de simulações como o aumento das áreas instáveis devido à ocorrência de deslizamentos influenciaria no comportamento evolutivo da bacia. Com 23% da bacia instável, houve um aumento de apenas 9% na produção total de sedimentos ao longo de 100 anos, quando comparados com a evolução sem deslizamentos. Em escala de canal, observou-se que a tensão crítica exercida pela vegetação tem maior papel tanto quanto maior é a erosão lateral no canal. Além disso, quanto maior a tensão crítica, maior é o índice de sinuosidade do canal. Por meio de mosaicos elaborados a partir das fotos de baixa altitude, demonstrou-se que os processos erosivos das margens podem estar contribuindo para a entrada de sedimentos grosseiros no canal, modificando a sua morfologia. Dessa maneira, a conectividade lateral entre canal e planície de inundação pode estar contribuindo para alterar as características morfológicas. Esta hipótese foi testada no CAESAR. Demonstrou-se que a erosão no canal é capaz promover a evolução de um trecho *pool-riffle* para *plane-bed* ou *step-pool*. Dessa maneira, há uma relação entre conectividade lateral, evolução e classificação do canal. Por fim, foram simuladas as alterações na evolução da bacia devido à formação de uma barragem ocasionada pela conectividade lateral de um fluxo de detritos. A formação de uma barragem devido ao fluxo de detritos ocasionou uma desconectividade longitudinal. Foram comparados os resultados das simulações com e sem a barragem, o que permitiu a elaboração do conceito de conectividade hidrogeomorfológica. Um modelo conceitual foi então elaborado para demonstrar a relação entre processos hidrogeomorfológicos, conectividade hidrogeomorfológica e evolução da paisagem.

Palavras-chave: Evolução da paisagem, conectividade hidrogeomorfológica, CAESAR.

ABSTRACT

The present work investigated the relationship between hydrogeomorphological processes, connectivity and landscape evolution using field data and computer modeling. The Cunha watershed was chosen as study area, since hydrogeomorphological processes promoted landscape changes on it. Besides the analysis on watershed scale, a reach from the main channel of Emilio watershed, sub basin from Cunha watershed, was chosen to reach scale analysis. A hydrosedimentological gauge was installed on Cunha watershed, whose data was compared with simulations results. The other data like discharge measurement, sediment samples and low elevation photos were collected on the field. Cellular Automaton Evolutionary Slope and River (CAESAR) was used to simulate the landscape evolution in both scales: watershed and channel. To analyze the landscape sensitivity to evolution an hourly synthetic rainfall series of hundred years was created. This rainfall series was multiplied by increase and decrease factors to determine if the precipitation variability will change the evolution behavior. Results showed a non-linear behavior related to precipitation variability. The increase of total sediment yield was not proportional to the changes in precipitation series. The initial watershed adjustment also was not proportional. To compare the landscape evolution after 10, 50 and 100 simulated years, the Topographic Index (TI) and LS factor were used. The TI showed few variation. On the other hand, LS factor showed more variation, with an increase of extreme values after 50 and 100 simulated years. However, in 10 years, there was no direct relationship between rainfall variation and LS behavior. It was also analyzed how the increase of unstable areas will affect the watershed evolution. If 23% of the watershed was unstable, there would be an increase of only 9% in total sediment yield. In reach scale, it was noted that the vegetation critical shear stress has more influence in the channel evolution as higher is the value of lateral erosion. Furthermore, higher values of critical stress promotes higher values of sinuosity. It was demonstrated, by low elevations photos, that streambank erosion could be contributing to coarse sediment deposition on the channel, resulting in morphological changes. In this way, lateral connectivity between channel and floodplain could be induced a changing in the morphological classification. This hypothesis was tested on CAESAR. The simulations showed that lateral erosion and in channel erosion were capable to modify a pool-riffle reach in a plane-bed or step-pool reach. Thus, there is a relationship between lateral connectivity, channel evolution and morphological classification. At last, the changing in landscape evolution behavior due a debris flow dam was analyzed. This debris flow dam resulted in a longitudinal desconnectivity. It was compared the simulation results with and without a dam in the channel. Based on this comparison, the hydrogeomorphological connectivity concept was proposed. A conceptual model was created to show the relationship between hydrogeomorphological processes, hydrogeomorphological connectivity and landscape evolution.

Key words: Landscape evolution, hydrogeomorphological connectivity, CAESAR.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Modelo de evolução da paisagem associado a alternância de climas secos e úmidos ao longo do quaternário	26
Figura 2 - Representação da abrangência espacial por tipo de modelo: a) hidrológico, b) hidrodinâmico, c) evolução do canal, d) estratigrafia aluvial, e) rios mendrantes, f) rios anastomosandos, g) rede de drenagem, h) evolução da paisagem.....	33
Figura 3 - Classificação de trecho proposta por Montgomery e Buffington (1993, 1997)	36
Figura 4 - Localização e aspectos gerais: a) município de Rio dos Cedros; b) bacia do Rio Cunha, do Alto Rio Emilio e canal simulado e c) estações hidrossedimentométricas e meteorológicas.....	46
Figura 5 - Delineamento do TRE atual com base em ortofotos escala 1:10.000 e em 1978 com base em aérofotos na escala 1:25.000.....	47
Figura 6 - Principais etapas para elaboração do MDT da bacia do rio Cunha.	49
Figura 7 - Modelo Digital de Terreno utilizado para representar o canal de 1978.....	50
Figura 8 - Etapas de elaboração do MDT Canal 1978.	50
Figura 9 - Estação hidrossedimentológica Rio Cunha.....	52
Figura 10 - Seção transversal da estação Rio Cunha.....	53
Figura 11 - Amostrados de sedimentos DH-48.	55
Figura 12 - Representação dos eixos <i>a</i> , <i>b</i> e <i>c</i>	56
Figura 13 - Representação simplificada da junção dos métodos de peneiramento e análise areal.	57
Figura 14 - Método utilizado para obtenção de fotos de baixa altitude.	58
Figura 15 - Fluxograma conceitual do CAESAR.....	60
Figura 16 - Diferença entre as direções de fluxo de sedimento: a) transporte de fundo e b) transporte em suspensão	64
Figura 17- Exemplo do cálculo do raio de curvatura: a) determinação das células da borda (escuras) vizinhas das células do canal (claras), b) Filtro de 9 células que conta as células úmidas e secas, c) diferença entre as células úmidas e secas e d) suavização da curvatura....	66
Figura 18 - Representação das camadas relacionadas ao armazenamento computacional de sedimentos.	68
Figura 19 - Interface do CAESAR.	70
Figura 20 - Principais etapas de análise de sensibilidade da evolução da paisagem.....	72
Figura 21- Análise do papel da vegetação na evolução do canal.	73
Figura 22 - Etapas do cenário de conectividade em escala de canal.	73
Figura 23 - Etapas das simulações do cenário de conectividade em escala de bacia.	74
Figura 24 - Relação entre nível medido no sensor e nível observado na régua.	75
Figura 25 - Curva-chave da bacia do rio Cunha.....	75
Figura 26 - Dados de vazão e precipitação monitorados.....	77
Figura 27 - Relação entre SS coletado e NTU medido pelo sensor.	78
Figura 28 - Evento de maior coleta de SS.	79
Figura 29 - Exemplo do comportamento hidrossedimentológico da bacia do Rio Cunha.	79
Figura 30 - Classificação morfológica do trecho simulado	81

Figura 31- Amostragem areal da morfologia <i>step</i> .	82
Figura 32 - Amostragem areal da morfologia <i>plane bed</i> .	82
Figura 33 - Distribuição granulométrica das quatro morfologias.	83
Figura 34 - Correlação entre as vazões das estações Arrozeira e Benedito Novo.	84
Figura 35 - Correção de quatro dias de falhas em Julho de 1983.	84
Figura 36 - Correlação entre as estações Rio Cunha e Arrozeira.	85
Figura 37 - Vazões diárias das estações Arrozeira e Rio Cunha anteriores à correção utilizados para elaborar a correlação linear.	85
Figura 38 - Exemplo da variação do comportamento do hidrograma em função de <i>m</i> .	86
Figura 39 - Comparação entre as vazões horárias observadas e simuladas.	87
Figura 40 - Sedimentos acumulados para diferentes distribuições granulométricas.	88
Figura 41 - Comportamento hidrossedimentológico em função da variação da precipitação: a) 0,25; b) 0,50; c) 0,75; d) 1 (cenário central); e) 1,25; f) 1,50 e h) acumulado.	91
Figura 42 - Variação da descarga sólida total acumulada em função da variação da precipitação em escala logarítmica e em escala absoluta.	93
Figura 43 - Variação do Índice Topográfico em função da variação da precipitação: a) em 10 anos, b) em 50 anos e c) em 100 anos.	94
Figura 44 - Variação do Fator LS em função da variação da precipitação: a) em 10 anos, b) em 50 anos e c) em 100 anos.	95
Figura 45 - Ângulos limites e suas respectivas áreas instáveis.	96
Figura 46 - Descarga sólida acumulada para cada ângulo limite.	97
Figura 47- Diferença da descarga sólida acumulada entre os cenários com e sem áreas instáveis.	97
Figura 48 - Morfologias adotadas para a simulação 1978-2012.	99
Figura 49 - Comportamento do canal em relação à variação da tensão exercida pela vegetação (Pa) com a taxa de erosão lateral de 0,0000001	101
Figura 50 - Comportamento do canal em relação à variação da tensão exercida pela vegetação (Pa) com a taxa de erosão lateral de 0,0000005.	102
Figura 51 - Profundidade do canal após 35 anos simulados e índice de sinuosidade para as diferentes variações de vegetação.	103
Figura 52 - Erosão da margem e suas modificações no canal a) deposição de blocos de sedimento e b) deposição da frente erosiva.	104
Figura 53 - Persistência dos processos erosivos na base da margem em uma morfologia <i>pool-riffle</i> .	105
Figura 54 - Evolução do canal representada em uma sequencia de <i>pool-riffle</i> .	107
Figura 55 - Processos erosivos e alteração da morfologia.	108
Figura 56 - Colapso da margem no trecho <i>pool arenoso</i> a) e b) pequenos deslizamentos provocando a entrada de sedimentos grosseiros e c) entrada de sedimentos devido a erosão no sopé da margem.	109
Figura 58 - Comparação entre diferentes condições de conectividade: a) sedimentograma de entrada acumulado para cada classe granulométrica; b) erosão no canal; c) erosão no canal+erosão lateral; d) variação do diâmetro no perfil A-A' para os dois cenários.	113

Figura 59 - Comparação entre os cenários sem e com erosão lateral: a) e b) velocidade; c) e d) erosão e deposição.....	114
Figura 60 - Barragem ocasionada por um fluxo de detritos.	115
Figura 61- Área de acumulação de fluxo: a) sem barragem, b) com barragem.	116
Figura 62 - Desconectividade longitudinal provocada pela conectividade lateral.	116
Figura 63 - Simulações realizadas com e sem a presença da barragem: a) chuva, b) diferença entre as vazões, c) diferença entre descarga sólida.....	118
Figura 64 - Conectividade hidrogeomorfológica: a) Diferença absoluta entre vazão e sedimentos; b) modelo teórico.....	119
Figura 65 - Modelo conceitual da interação entre processos hidrogeomorfológicos, conectividade hidrogeomorfológica e evolução da paisagem.	120

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais processos de evolução de paisagem e suas respectivas LTG	28
Tabela 2 - Características dos principais modelos de evolução de paisagem	31
Tabela 3 - Características principais dos tipos de morfologia fluvial	37
Tabela 4 - Comparação entre três métodos de fotogrametria.	41
Tabela 5 – Tabela de cálculo das velocidades médias pelo método detalhado	52
Tabela 6 – Equações adotadas e suas respectivas validades.	76
Tabela 7– Comparação entre a vazão máxima, média e mínima observada e simulada.	87
Tabela 8 – Comparação entre o máximo diário e o volume acumulado para diferentes fatores de precipitação.	92
Tabela 9 - Produção total de sedimentos para diferentes condições iniciais.	98

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição
α	Coefficiente da condição de Courant-Freidrichs-Lewy
A	Área de drenagem
A_{ARE}	Área da bacia do Alto Rio Emilio
A_{RC}	Área da bacia do Rio Cunha
C	Erosão difusa
Cl	Dados climáticos
c_w	Largura da célula
C_t	L_t + movimentos crustais
D	Diâmetro do sedimento
Des	Deslizamentos
Dp	Limitado ao destacamento da partícula
dZb	Variação da cota na célula pela erosão no canal.
E	Profundidade + erosão e deposição
E_{ca}	Coefficiente de erosão das margens
Ei	Taxa de incisão na rocha
f	Frequência dos fluxos de detritos
F_i	Volume parcial de determinada fração de sedimento na camada ativa
g	Aceleração da gravidade
G	E + variação com granulometria
G_d	Malha regular
h	Altura da água
hc	Espessura da camada de rocha
h_{flow}	Altura da coluna de água entre duas células.
h_{nb}	Altura da água nas células úmidas vizinhas as células da margem
I	Camada de gelo.
K	Constante
k_d	Constante que depende das características da rocha
L	Parâmetro que representa a estabilidade/coesão
L_h	Espessura da camada ativa
LS	Extensão do fluxo de detritos
L_t	S_t + deformações estruturais
m	Parâmetro derivado da recessão da curva do hidrograma e controla o aumento ou diminuição da umidade do solo
Mf	Fluxo multidirecional
P	Produção de solo pela rocha
P_0	Produção de solo pela rocha exposta
Pb	Análise probabilística com base em Monte Carlo
Pe	Pedogênese
ρ_s	Densidade úmida do fluxo de detritos

Símbolo	Descrição
$\rho_s - \rho$	Densidade relativa do sedimento submerso
q	Fluxo entre duas células
Q_{ARE}	Vazão na bacia do Alto Rio Emilio
Q_{iw}	Taxa de transporte de sedimento
Q_s	Volume de sedimento
q_{sed}	Fluxo de transporte de sedimento
q_{sp}	Carga de fundo
Q_{st}	Sedimento em suspensão transportado entre as células
Q_{rc}	Vazão na bacia do Rio Cunha
Q_{tot}	Escoamento superficial e subsuperficial
r	Taxa de precipitação
R_{ca}	Raio de curvatura
s	Razão entre a densidade da água e a densidade do sedimento
S	Declividade
Sc	Limiar de declividade a partir do qual o taxa de transporte se torna infinita
Sf	Fluxo unidirecional
S_t	Simplex variação vertical
S_{tot}	Altura do sedimento em suspensão em uma célula
t	Tempo
T	Passo de tempo
Tc	Relação entre tensão cisalhante e tensão cisalhante crítica para o início do deslocamento
T_d	Malha irregular
Tg	Transporte limitado condicionado a granulometria
T_l	Transporte limitado
u	Velocidade do fluxo de detritos
U	Velocidade do fluxo
U^*	Velocidade de cisalhamento
Us	Taxa de soerguimento
U_{nb}	Velocidade do fluxo próxima a margem
V	Interação entre vegetação, clima e feições
V_i	Volume de sedimento transportado
W	G + granulometria condicionada ao intemperismo.
W_i^*	Função complexa que relaciona as taxas parciais com as taxas totais de transporte
x	Largura da célula
z	Elevação (altitude)
ψ	Balanço entre as forças que movimentam e retém as partículas
ϕ	Sedimento de fundo
ζ	Taxa de erosão lateral.

SUMÁRIO

RESUMO	iv
ABSTRACT	v
LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE TABELAS	ix
LISTA DE SÍMBOLOS	x
SUMÁRIO.....	xii
1. INTRODUÇÃO.....	15
2. OBJETIVOS.....	17
2.1 Objetivo Geral.....	17
2.2 Objetivos Específicos	17
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	19
3.1. Hidrogeomorfologia	19
3.2 Conectividade e Desconectividade.	21
3.3. Modelos de Evolução da Paisagem	25
3.3.1 Evolução da paisagem: conceitos gerais	25
3.3.2 Leis de transporte geomorfológico.....	26
3.3.3 Modelos computacionais de evolução da paisagem.....	29
3.4 Morfologia e classificação fluvial.....	34
3.5 Fotogrametria de baixa altitude	40
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	45
4.1 Caracterização da Área de Estudo	45
4.1.1 Bacia do rio Cunha.....	45
4.1.2 Canal Alto Rio Emilio.....	46
4.2. Dados Topográficos	48
4.2.1 Bacia.....	48
4.2.2 Canal.....	49
4.3 Dados do Monitoramento	50
4.3.1 Dados de Chuva	50
4.3.2 Dados Hidrológicos.....	51
4.3.3 Dados de Vazão Regionalizados	53
4.3.4 Dados Sedimentológicos	54
4.3.5 Análise de Sedimentos de Fundo	55
4.4 Fotogrametria terrestre.....	58
4.5 Aplicação do modelo CAESAR	59

4.5.1 Processos hidrológicos	60
4.5.2 Processos hidrodinâmicos	61
4.5.3 Processos fluviais	62
4.5.4 Processos de erosão do canal	64
4.5.5 Camadas Ativas.....	67
4.5.6 Processos de Vertente.....	68
4.5.7 Cobertura Vegetal	69
4.5.8 Dados de Entrada	69
4.5.9 Grain File Maker	70
4.5.10 Dados de Saída	71
4.5.11 Calibração.....	71
4.6 Simulações	71
4.6.1 Análise de sensibilidade da paisagem em escala de bacia	71
4.6.2 Análise de sensibilidade do canal.....	72
4.6.3. Conectividade em escala de Canal	73
4.6.4. Conectividade em escala de Bacia	74
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	75
5.1 Dados de Campo	75
5.1.1 Dados Hidrológicos.....	75
5.1.2. Dados hidrossedimentológicos.....	78
5.1.3 Classificação do canal e caracterização do sedimento de fundo	80
5.2 Dados Hidrológicos Regionalizados.....	84
5.3 Calibração	86
5.4 Análise de Sensibilidade da Evolução da Paisagem	88
5.4.1 Variação da Precipitação	88
5.4.2 Variação das áreas instáveis.....	95
5.5 Evolução da Paisagem em escala de Canal	98
5.6 Conectividade Hidrogeomorfológica em Escala de Canal	110
5.7 Conectividade Hidrogeomorfológica em Escala de Bacia.....	115
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	121
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	124
ANEXOS	138

1. INTRODUÇÃO

As ciências da terra, desde o seu início, tentaram sistematizar e formular teorias sobre o surgimento e a evolução da paisagem. Teorias como o Ciclo Geográfico, Peneplanação, Deriva Continental, Tectônica de Placas, entre outras, formularam postulados sobre a origem e dinâmica das formas do relevo. Mais recentemente, estudos relacionados à hidrologia, como o ciclo hidrológico e tipos de escoamento, trouxeram as teorias de evolução da paisagem para escalas de bacia e de canal, com enfoque nas formas e processos. Assim, a bacia hidrográfica passou a ser tomada como unidade de análise dos processos hidrogeomorfológicos. Todos os processos que ocorrem em uma bacia podem ser mensurados através do monitoramento de um ponto, geralmente a sua exutória, pois cedo ou tarde as modificações ocorridas na bacia refletem nesse ponto. Neste sentido, enfatizam Martin e Church (2004), que processos hidrogeomorfológicos ocorrem nos limites da bacia hidrográfica, motivo este que a leva a ser a melhor unidade de análise dos processos de evolução de paisagem.

Contudo, o dinamismo de cada processo varia no tempo e espaço, nem sempre ocorrendo em escalas plausíveis de monitoramento. Por exemplo, a mobilização de uma barra lateral pode ocorrer em apenas um evento de cheia, enquanto que a formação de um terraço pode levar décadas. Neste sentido, a mensuração de feições específicas resultantes de processos específicos leva o entendimento e a formulação de teorias e hipóteses sobre estes processos em diferentes escalas temporais. Dessa maneira, é possível estabelecer uma relação entre forma e processo, tanto em escala de bacia como em escalas mais detalhadas, como em encostas e canais. Por fim, podem-se cunhar teorias sobre os processos hidrológicos que determinam as formas que por sua vez condicionam estes processos (WILLGOOSE, 1994).

Com a recente melhoria da capacidade computacional aliada a maior precisão de dados topográficos, os processos de evolução da paisagem começaram a ser analisados por meio de modelos computacionais. Diferente dos primeiros modelos de evolução de paisagem, que eram limitados temporalmente e espacialmente, os atuais modelos simulam simultaneamente diversos processos em diferentes escalas temporais e espaciais. Assim, a nova geração de modelos consegue simular a ocorrência de um deslizamento e a sua interação com o sistema fluvial, ou, ainda, como uma bacia ou uma escarpa evolui devido a variação de processos tectônicos e climáticos.

Modelos computacionais de evolução podem também ser aplicados em questões práticas. Hancock *et al.* (2008) aplicaram o modelo SIBERIA para avaliar se as práticas de recuperação

das áreas degradadas por mineração de urânio impediriam a contaminação de cursos d'água. Além disso, estes autores analisaram as taxas de erosão a curto e longo prazo, avaliando assim a eficiência dos métodos utilizados para recuperação.

Coulthard *et al.* (2012), aplicando o modelo CAESAR, analisaram o impacto do aumento da intensidade e frequência das precipitações devido às mudanças climáticas sobre o sistema fluvial. Estas alterações climáticas podem afetar a magnitude e a frequência das cheias, que podem intensificar os processos erosivos do sistema fluvial, com reflexos nos padrões fluviais, fluxos de carbono, sedimento e nutrientes. Com o aumento da carga de sedimento devido às mudanças no clima, a vida útil das barragens e obras de engenharia também será afetada. Dessa maneira, modelos de evolução podem também ser aplicados para responder questões práticas, como prever distúrbios em locais de deposição de rejeito nuclear, que precisam ser estáveis em escalas de tempo geomorfológicas (HAFF, 1996).

A bacia do rio Cunha foi escolhida como área de estudo do presente trabalho devido aos recentes fluxos de detritos que modificaram a sua paisagem. Uma das consequências destes fluxos foi a criação de uma barragem no alto curso da bacia. Assim, um processo hidrogeomorfológico ocasionou uma desconectividade na paisagem. Além disso, ocorrem atualmente processos erosivos em escala de canal que promovem a alteração nas características morfológicas e hidrodinâmicas do mesmo.

Com base nas observações de campo dos processos que ocorrem na bacia do Rio Cunha, tanto em escala de canal como em escala de bacia, o presente trabalho foi norteado em dois questionamentos:

- É possível observar em campo algum tipo de conectividade que contribui para a evolução da paisagem tanto em escala de bacia como em de canal?
- Um modelo computacional de evolução de paisagem representaria esta conectividade?

Neste contexto, o presente trabalho monitorou os processos hidrossedimentológicos na bacia do rio Cunha e aplicou um modelo computacional de evolução de paisagem nesta bacia experimental. Com isso, avaliou-se como os processos hidrogeomorfológicos contribuem para a evolução da paisagem em escala de bacia e de canal. Além disso, o presente trabalho buscou analisar a relação entre conectividade e evolução da paisagem. Por fim, um modelo teórico de evolução da paisagem e conectividade hidrogeomorfológica foi proposto.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar os processos de evolução da paisagem e a conectividade hidrogeomorfológica em diferentes escalas na bacia do rio Cunha por meio de monitoramento em campo e modelagem computacional

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Avaliar a evolução do canal e de diferentes morfologias fluviais.
- Demonstrar por meio de fotos de baixa elevação a evolução do canal e formação morfológica.
- Avaliar o efeito da precipitação e o aumento das áreas instáveis na evolução da paisagem por meio da análise de sensibilidade.
- Analisar o comportamento da bacia do rio Cunha ao barramento provocado por um fluxo de detritos.
- Propor o conceito de conectividade hidrogeomorfológica em escala de bacia e canal.
- Propor um modelo conceitual entre evolução da paisagem e conectividade hidrogeomorfológica.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. HIDROGERMORFOLOGIA

Scheidegger (1973) foi o primeiro a definir Hidrogeomorfologia como o estudo das formas causadas pela ação das águas. Por esta definição, quase toda a geomorfologia pode ser enquadrada como tal, pois a água é o principal agente modelador da paisagem. Aproximadamente duas décadas depois, Okunishi (1991, 1994) definiu-a como o estudo entre as interações dos processos hidrológicos e geomorfológicos, mais especificamente a interação entre os sistemas fluviais e de vertente.

Para Sidle e Onda (2004), a Hidrogeomorfologia, como o próprio nome indica, inclui as inter-relações entre diversos processos hidrológicos e geomorfológicos e pode ser definida como uma ciência interdisciplinar que se concentra na ligação e interação de processos hidrológicos com as formas da paisagem ou materiais terrestres. Inclui, ainda, a interação de processos geomorfológicos com as águas superficiais ou subsuperficiais em diferentes escalas espaciais e temporais.

Goudie (2004) designa a interação entre a hidrologia e geomorfologia de Geomorfologia Hidrológica, ou seja, um ramo da geomorfologia. Este autor comenta que a dinâmica das áreas superficiais é o principal elo de interação com a hidrologia e que recentemente pesquisas conjuntas entre a geomorfologia e águas subterrâneas e/ou hidrogeologia tem sido desenvolvidas.

Dependendo do foco e escopo da pesquisa, ela será mais hidrológica ou mais geomorfológica, o que pode, contudo, incorporar as duas ciências. Neste sentido, a pesquisa poderá ser ligada à Geomorfologia Hidrológica (GOUDIE, 2004; PRADHAN *et al.*, 2006a; 2006b) ou à Hidrologia Geomorfológica, sendo a primeira mais usual.

Como a Hidrogeomorfologia é ainda uma ciência emergente (SIDLE e ONDA, 2004), estas questões ainda não se apresentam de maneira clara nas pesquisas desenvolvidas com escopo hidrogeomorfológico.

A Hidrogeomorfologia possui fundamentos da hidrologia e da geomorfologia, mas deve também possuir elementos próprios. Dessa maneira, um processo hidrológico propicia a modificação, evolução ou formação de uma feição que, por sua vez, condiciona a intensidade, magnitude, duração do processo hidrológico. Ou seja, o processo modifica a forma que condiciona o processo. Neste contexto, Okunishi (1994) exemplifica que o fluxo de água

sobre uma superfície móvel (encosta inclinada ou superfície de fundo de um canal) provoca a movimentação de sedimentos e, conseqüentemente, originam alterações topográficas. Estas, por sua vez, irão controlar as características do escoamento de água.

De acordo com Montgomery e Bolton (2003), as inundações e os deslizamentos podem ser considerados como processos hidrogeomorfológicos. Estes processos, para Hungr *et al.* (2001), podem ser as inundações, fluxos hiperconcentrados e fluxos de detritos. Wilford *et al.* (2004) argumentam que a diferenciação entre estes três tipos de processos pode ser feita através do volume de sedimentos depositados relativos ao tamanho do canal e a orientação dos clastos. Para estes autores, as inundações possuem a concentração de sedimentos menor que 20% e a orientação do sedimento depositado é perpendicular ao fluxo. Os fluxos hiperconcentrados possuem concentração de 20% a 47% e imbricação pobre. Já os fluxos de detritos não possuem um único sentido de imbricação. Geralmente os blocos maiores são alinhados perpendicularmente ao fluxo e os seixos e blocos menores alinhados paralelamente. Wilford *et al.* (2005) que propõem outros valores para a concentração de sedimentos, citam que as inundações possuem concentração entre 1% e 40%, os fluxos hiperconcentrados de 40% a 70% e os fluxos de detritos de 70% a 90%.

Além dos três processos acima citados, Sakals *et al.* (2006) incluem avalanches de neve e queda de blocos como processos hidrogeomorfológicos. Já Marchi *et al.* (2010) elencam apenas dois processos, os fluxos de detritos e os fluxos hiperconcentrados. Stoffel e Wilford (2012) demonstraram a relação entre os processos hidrogeomorfológicos e a floresta, principalmente a mobilização de detritos lenhosos e sedimentos grosseiros por inundações, fluxos hiperconcentrados e de detritos e a importância das alterações e a assinatura (dendrogeomorfologia) na zona ripária por estes processos. Além disso, estes dois autores argumentam que os processos hidrogeomorfológicos supra descritos são os principais agentes de transporte de água, sedimentos e detritos lenhoso das encostas para e pelo canal, ou seja, são os principais vetores de conectividade.

Os processos acima descritos como hidrogeomorfológicos tem origem na encosta e desenvolvem-se no canal fluvial. Outro aspecto pode ser dado a hidrogeomorfologia que trata da evolução geomorfológica do sistema fluvial associada aos processos hidrológicos, ou seja, a geomorfologia fluvial tem realizado estudos hidrogeomorfológicos mas sem nomeá-los desta maneira (OKUNISHI, 1994).

Com o foco semelhante ao de Okunishi, Poole (2010) argumenta que as pesquisas hidrogeomorfológica deveriam procurar responder como os sistemas fluviais (canal/zona

riparia, planície de inundação, zona hiporréica) são formados/moldados pela dinâmica superficial e sub-superficial da água, e como esta nova forma/molde afeta os padrões de distribuição espacial e temporal da dinâmica hidrológica.

No contexto fluvial, qualquer processo hidrológico que modifica ou cria morfologias pode ser inserido dentro do escopo da hidrogeomorfologia. A erosão de uma margem do canal é um processo hidrológico, mas afeta a topografia da própria margem e do leito próximo a ela. Assim, a modificação das morfologias fluviais, criação/destruição/movimentação de barras, migração de meandros, erosão lateral, incisão fluvial, encouraçamento do leito, entre outros processos, podem ser enquadrados dentro da hidrogeomorfologia pois apresentam uma relação de forma e processo.

O presente trabalho, com base em Goerl *et al.* (2012), assume que a hidrogeomorfologia trata dos processos hidrogeomorfológicos, ou seja, a ocorrência de processos hidrológicos que promovem a evolução/modificação do relevo que influenciam estes processos hidrológicos.

Neste sentido, os processos de evolução (criação e mudança das formas do relevo), tanto os fluviais como os de encosta, podem ser tratados como processos hidrogeomorfológicos, pois modificam a topografia influenciando, conseqüentemente, os processos hidrológicos que atuam sobre a mesma. Além disso, a própria interação entre encosta e canal pode ser enquadrada dentro deste contexto, pois a entrada de sedimentos provenientes da encosta pode alterar a topografia do leito do canal, modificando assim as características do fluxo. Ainda, a migração de um canal conectado diretamente com a encosta pode causar a erosão da mesma; a incisão fluvial (KORUP *et al.* 2010), bem como a erosão remontante nas nascentes pode alterar a topografia à montante, contribuindo para a ocorrência de processos na encosta. Assim, processos hidrogeomorfológicos e evolução da paisagem podem ser observados como causa e consequência, mutuamente recíprocos.

3.2 CONECTIVIDADE E DESCONECTIVIDADE.

Diversos trabalhos abordaram conectividade hidrológica/geomorfológica sem rotulá-la dessa maneira (BRACKEN e CROKE 2007). Brunsden (1993) classificou o sistema geomorfológico em conectado (livre transferência de matéria/energia), não conectado (descontinuidade entre dois domínios de processos), desconectado (apresenta conexão, mas está temporariamente inativa). Caine e Swanson (1989) demonstraram a relação entre o sedimento proveniente da encosta e o transportado pela rede de drenagem, ou seja, a conexão entre encosta-canal sem rotular como conectividade. Relação semelhante foi apontada por

Swanson *et al.* (1985), mas com ênfase nos movimentos de massa e os seus efeitos (criação de barragens) ao se conectar com o canal.

Historicamente, conforme Pringle (2003), Marreim (1984) foi um dos primeiros autores a introduzir o conceito de conectividade da paisagem, enfatizando a interação entre espécies em diferentes estruturas da paisagem, determinando por sua vez o fluxo de biota entre diferentes manchas de habitats. Recentemente, o número de estudos relacionados à conectividade tem aumentado, em especial à conectividade hidrológica, geomorfológica e biológica. O aumento de artigos em diversos congressos demonstra o crescente interesse sobre a conectividade na comunidade científica (MICHAELIDES e CHAPPEL, 2009). Além disso, a conectividade, por ser um tema transversal, tenta integrar a hidrologia e a ecologia fluvial, que vêm trabalhando independente em termos de conceito, filosofia, terminologias e abordagens experimentais (TETZLAFF *et al.*, 2007).

Contudo, mesmo com certa convergência conceitual e recente aproximação entre as ciências, as definições sobre conectividade são relativamente ambíguas e ainda há uma dificuldade em exemplificá-la de maneira prática (LEXARTZA-ARTZA e WAINWRIGHT, 2009), pois o conceito e a forma de tratamento depende principalmente da ciência ou disciplina que a enfatiza em suas pesquisas (PRINGLE, 2003).

Para Michaelides e Chappel (2009), a conectividade refere-se a macro-conexões físicas entre diferentes partes da bacia (encosta, planície de inundação e canal) e o seu efeito na transferência de água, sedimento e nos processos biológicos. Tratando-se unicamente da perspectiva da ecologia da paisagem, a conectividade pode ser definida como o grau no qual a paisagem facilita ou impede o movimento de organismos (PRINGLE, 2003). Na ecologia e biologia, a conectividade enfatiza a distribuição espacial, pois aponta para a variação espacial de fluxos ao longo da paisagem, que implica, por sua vez, no desenvolvimento de habitats e comunidades (BRACKEN e CROKE, 2007).

A conectividade hidrológica enfatiza a transferência de água de um local da paisagem para outro e a transferência de matéria devido a este fluxo de água (LEXARTZA-ARTZA e WAINWRIGHT, 2009). Já a conectividade com ênfase na ecologia destaca a transferência de matéria, energia e organismo por meio do fluxo de água entre os elementos ou etapas do ciclo hidrológico e entre os fragmentos da paisagem (PRINGLE, 2001). Neste mesmo sentido, Bracken e Croke (2007) classificam e definem a conectividade em três tipos:

- da Paisagem: relacionada a ligação física de compartimentos da paisagem (encosta para o canal) dentro de uma bacia hidrográfica;
- Hidrológica – refere-se à passagem de água de uma parte de paisagem para outra, pela qual se espera que haja a geração de escoamento;
- Sedimentológica – refere-se a transferência física de sedimentos através da bacia, variando, principalmente, em relação a granulometria.

Em termos geomorfológicos, a conectividade enfatiza a transferência de sedimentos por meio da ação da água (BRIERLEY *et al.*, 2006, FRYIRS, 2013). Já Hooke (2003) define a conectividade pela união ou conexão física de sedimentos pelo sistema fluvial, que por sua vez é caracterizado pela transferência de sedimento de um local para outro ou pelo potencial de uma partícula ser movimentada através deste sistema. Para este autor, a conectividade varia em função da granulometria, ou seja, os sedimentos finos tendem a estar mais conectados do que os grosseiros.

Observa-se assim que, exceto por Bracken e Croke (2007), as definições para os três principais tipos de conectividade enfocam a ação da água, água+sedimento, e água+materia+energia+organismos. Essa convergência para a água como principal agente de conectividade é corroborada por Tetzlaff *et al.* (2007), que abrangem na definição de conectividade hidrológica a transferência de matéria e energia (água, nutrientes, sedimentos, organismos, calor, etc.) pelos processos hidrológicos. Contudo, essa realidade não se aplica totalmente a todos os ambientes ou biomas. Por exemplo, o vento é um agente de conectividade pois transfere principalmente sedimentos de um local para outro. A gravidade, que gera a queda de blocos, pode também ser um agente de conectividade. Dessa maneira, a conectividade deve ser analisada dentro de diversos sistemas geomorfológicos, onde a água é o principal agente de conectividade, mas não o único.

Contrário ao conceito de conectividade, o conceito de desconectividade foi proposto e é expresso pela ação de um fator que limita a eficiência da transferência de sedimentos pelo sistema geomorfológico (FRYIRS, 2013). Pringle (2003) e Kondolf *et al.* (2006) sugerem o termo isolamento como oposto de conectividade.

Alguns autores ainda adotam o termo descontinuidade no lugar de desconectividade para assinalar a influência de barreiras no escoamento, geralmente longitudinal, de água e sedimentos, alterando também o nível de base local (BURCHSTED *et al.*, 2014). Warner (2006) sugere, por exemplo, que descontinuidades são quebras ou rupturas no fluxo de água e

sedimento, ou seja, definição semelhante a desconectividade. Esta sobreposição de conceitos e definições é evidente quando comparados os trabalhos de Brierley *et al.* (2006), Fryirs *et al.* (2007), Fryirs (2013) com os realizados de Benda *et al.* (2004), Warner (2006) e Burchsted *et al.*, (2014). Nestes trabalhos as mesmas feições da paisagem (natural ou antrópicas), como barragens, confluências, planície de inundação, detritos lenhosos, morfologias fluviais, são utilizadas como agentes que promovem rupturas no escoamento de água, sedimento ou organismos, mas em contextos diferentes de (des)conectividade hidrológica/geomorfológica e (des)continuidade fluvial, respectivamente.

Por outro lado, o termo descontinuidade é utilizado para contrapor o conceito de continuidade fluvial (VANNOTE *et al.*, 1980), enfatizando assim que o sistema fluvial é composto por um mosaico fragmentado e descontínuo de unidades morfológicas (MONTGOMERY, 1999). Enquanto que a (des)continuidade enfoca principalmente a dimensão longitudinal (cabeceira-foz) (BENDA *et al.*, 2004), a (des)conectividade é um termo mais abrangente, pois engloba dimensões lateral, vertical e longitudinal (BRIERLEY *et al.*, 2006). Devido a esta ambiguidade entre conectividade e continuidade, o presente trabalho enfocará apenas a conectividade e a sua expressão na paisagem.

A conexão lateral inclui encosta-canal e canal-planície de inundação e determina o suprimento de matéria para o canal ou rede fluvial. A conexão longitudinal abrange montante-jusante e tributário-rio principal e determina a transferência de fluxo através do sistema bem como a habilidade do canal de transferir ou acumular sedimentos de vários calibres. Por fim, a conexão vertical refere-se a interação superficial-subsuperficial de água, sedimentos e nutrientes. A expressão física na paisagem das feições que afetam a conectividade são denominadas de *buffers*, *barriers* e *blankets*, descritos com base em Brierley *et al.*, (2006) e Fryirs *et al.* (2007).

Buffers são feições que impedem a entrada de sedimento na rede de drenagem, afetando as conexões laterais e longitudinais. Entre estas feições destacam-se a planície de inundação, terraços, leques aluviais, que afetam o transporte de sedimentos da encosta para o canal ou da planície de inundação para o canal.

Barries afetam o transporte de sedimentos ao longo do sistema fluvial e são observadas na paisagem na forma de barragens (naturais ou antrópicas), afloramentos rochoso no leito, detritos lenhosos, que modificam, por exemplo, o nível de base local e consequentemente o gradiente de declividade. A principal conectividade afetada é a longitudinal.

Blankets, por sua vez, recobrem e protegem uma feição de ser remobilizada e afeta principalmente a conectividade vertical, ou seja, as interações superficiais-subsuperficiais. Além disso, podem ser observadas tanto no canal como na planície de inundação, como depósitos arenosos e sedimentos mais finos que auxiliam na coesão dos mais grosseiros, encouraçamento do leito, entre outros.

Estas feições que promovem a (des)conectividade variam espacialmente e temporalmente, e sua ocorrência e influência estão condicionadas à efetividade geomorfológica e à capacidade destas desconexões serem rompidas. Um deslizamento, por exemplo, que ocorre próximo a rios de pequena ordem, onde a planície de inundação é geralmente pequena ou ausente (ausência de buffer), possui uma alta probabilidade de estar conectado com o canal. Por outro lado, se este evento de mesma magnitude ocorre próximo a canais de maior ordem, onde a planície de inundação tende a ser mais desenvolvida, a probabilidade de ser desconectado por um buffer é maior, o que demonstra a dependência espacial e temporal (frequência/magnitude) da (des)conectividade.

Por fim, conforme Hooke (2003), identificar a conectividade dentro do sistema fluvial auxilia no entendimento da propagação das alterações do sistema, na resposta do sistema às perturbações e na evolução em longo prazo.

3.3. MODELOS DE EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

3.3.1 Evolução da paisagem: conceitos gerais

Sendo a paisagem formada por um conjunto de formas em uma determinada região (SHARP, 1982), a sua evolução, portanto, são as modificações que estas formas sofrem ao longo do tempo, não apenas na topografia, mas também na relação forma-processo (PAZZAGLIA, 2003). Dentro das Geociências, mais especificamente da Geografia, a definição de paisagem sempre foi alvo de debates. Inicialmente, a paisagem era entendida por meio da composição dos elementos naturais (clima, vegetação, relevo, solo, etc.) sem considerar o elemento humano. Posteriormente, a paisagem foi sendo reclassificada em paisagem humanizada, cultural, entre outras, sendo atualmente considerada como a expressão materializada das relações entre homem e natureza (COSTA e ROCHA, 2010).

Não é objeto do presente trabalho discutir questões relacionadas as definições de paisagem, pois definições para a mesma já foram propostas por Ab' Saber (1969), Bertrand (1972) entre outros pesquisadores. Assim, adotou-se como paisagem as morfologias limitadas pelo interflúvio de uma bacia hidrográfica, ou seja, a topografia contida dentro de uma bacia.

Desde as teorias do ciclo geográfico de Davis (1899), da análise morfológica de Penck (1924) e do ciclo erosivo de King (1955), a ciência tem tentado explicar a evolução da paisagem por meio de modelos.

Mesmo sendo apenas conceitual, o modelo proposto por Davis (1899) tentou explicar, com as limitações de sua época, a evolução do relevo, dando ênfase na bacia hidrográfica e na ação das águas sobre o relevo, especialmente o trabalho fluvial (GOUDIE, 2004). Apesar da fragilidade do modelo proposto por Davis, sua maior contribuição foi a sistematização de diversas teorias que vigoravam na época, bem como trazer a ideia do gradiente de declividade como vetor motriz da maioria dos processos superficiais (CHRISTOFOLETTI, 1980).

As teorias acima citadas, assim como a proposta de Martone (1951), para o relevo jurássico e Bigarella *et al.* (1965) (Figura 1), para a evolução do relevo associada a alternância climática, possuem um caráter qualitativo. Estes modelos não possuem suas raízes em leis físicas, descrevem a paisagem em escalas regional e continental e são baseados primordialmente em observações de campo, sendo marcantes no início da ciência geográfica e geomorfológica (PAZZAGLIA, 2003).

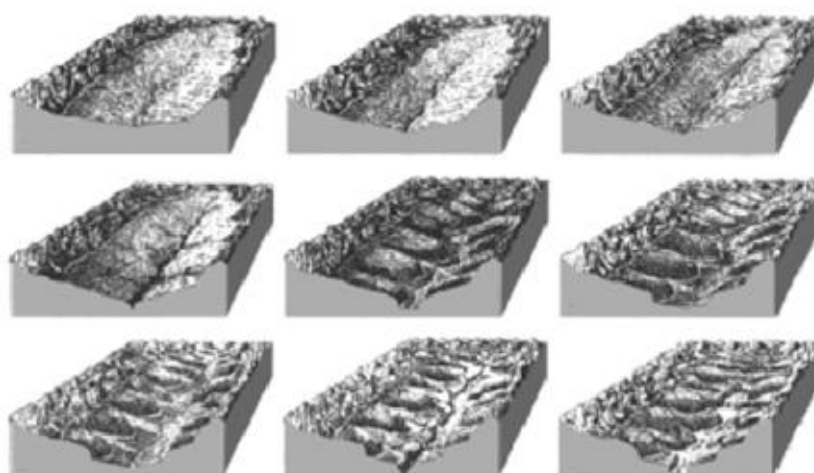


Figura 1 - Modelo de evolução da paisagem associado a alternância de climas secos e úmidos ao longo do quaternário. Fonte: Bigarella *et al.* (1965)

3.3.2 Leis de transporte geomorfológico

De maneira geral, os Modelos Computacionais de Evolução de Paisagem (MCEP) têm por base a Lei do Transporte Geomorfológico (LTG), definida por Dietrich e Perron (2006) como uma expressão matemática de fluxo ou erosão de massa causado por um ou mais processos agindo em escalas geomorfológicas de tempo e espaço. Quando combinadas com uma equação de conservação de massa, as LTG descrevem a evolução da topografia ao longo do

tempo associada à ação de um processo em particular (TUCKER e HANCOCK, 2010; CAPOLONGO *et al.*, 2011).

O uso das LTG nas equações de conservação da massa permite compreender os processos que controlam a forma e a dinâmica da paisagem, pois LTG específicas produzirão, sob determinadas condições de contorno, formas características (KIRKBY, 1971). Dessa maneira, a geometria da encosta e do canal é um reflexo da aplicação de uma LTG na equação de conservação da massa. Além disso, ao se definir uma determinada lei de transporte para representar um processo, automaticamente define-se uma escala de análise (DIETRICH *et al.*, 2003), pois as LTG aplicadas ao rastejo, por exemplo, não são as mesmas aplicadas à erosão fluvial.

A equação de conservação de massa amplamente aplicada nos modelos computacionais de evolução de paisagem é:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = Us - \nabla \cdot q_{sed} \quad (1)$$

onde z é a elevação ao longo do tempo (t), Us é a taxa de soerguimento; e q_{sed} é o fluxo de transporte de sedimento por unidade de largura de encosta. Dietrich *et al.* (2003) apresentaram diversas LTG e seus respectivos processos erosivos e mecanismos físicos que buscam, por sua vez, representar os processos de evolução nos modelos. Estas leis foram posteriormente sintetizadas por Dietrich e Perron (2006) (Tabela 1).

De maneira geral, os principais processos responsáveis pela evolução de paisagem já possuem equações capazes de representá-los. Contudo, importantes processos de evolução, como os deslizamentos, ainda não possuem uma lei definida, sendo geralmente adotado um ângulo limite para definir o colapso da encosta (DIETRICH *et al.*, 2003, CODILEAN *et al.*, 2006) cuja transferência de sedimentos é dada pela topografia e pela capacidade do escoamento de transportar o sedimento mobilizado (WILLGOOSE, 2005).

Apesar de existirem diversos modelos associados à estabilidade de encosta e à propagação de fluxo de detritos (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994; IVERSON, 1997), o caráter estocástico da precipitação que causa deslizamentos, bem como o pouco conhecimento e dados reais de campo sobre o que controla o tamanho, a frequência e o alcance dos deslizamentos, impede que as equações para a sua predição sejam consideradas LTG e incorporadas nos MCEP (DIETRICH *et al.*, 2003).

A mesma situação é atribuída para as equações de erosão por fluxo superficial aplicadas na evolução de paisagem. Apesar das inúmeras relações matemáticas propostas para representar este processo, nenhuma LTG foi quantificada a partir de dados de campo (DIETRICH *et al.*, 2003)

Tabela 1 - Principais processos de evolução de paisagem e suas respectivas LTG

Processo	LTG	Mec. Físicos
Taxa de prod. de solo	$P = P_0 e^{-\alpha hc}$	Intemperismo físico e químico, alteração mineral levando ao enfraquecimento físico.
Rastejo	$q_s = -K \nabla z$ $q_s = \frac{-K_{nl} \nabla z}{1 - (\nabla z / S_c)^2}$	Variação de umidade no solo, gelo e degelo, fluxo cisalhante.
Deslizamentos	Nenhuma LTG proposta.	Variação da poro-pressão, aumento da tensão provocada por terremotos além da resistência do material,
Erosão provocada pelo escoamento superficial	Equações empíricas e expressões mecânicas, mas nenhuma LTG proposta.	Efeito <i>splash</i> e fluxo superficial desloca e remove partículas, incisão por ravinas e sulcos
Incisão fluvial (entrancheiramento)	$Ei = K_b A^m S^n$ $Ei = k_1 \frac{q_{sp}}{(Tc - 1)^{1/2}} - k_2 \frac{q_{sp}^2}{D^{3/2} (Tc - 1)^2}$	Arranque e desgaste de partículas devido ao fluxo e ao transporte de sedimentos.
Erosão por fluxo de detritos	$Ei = K_d f \left[\rho_s D^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^a L_s \right]^p$	Impacto e desgaste pelo atrito das partículas de sedimento na rocha durante o transporte de sedimentos.

P : produção de solo pela rocha (bedrock), P_0 : produção de solo pela rocha exposta, hc : espessura da camada de rocha, α : constante; q_s taxa volumétrica de transporte de sedimento, K : constante, z : elevação, K_{nl} constante, S_c limiar de declividade a partir do qual o taxa de transporte se torna infinita; Ei : taxa de incisão na rocha, k_b : constante que pode depender da taxa de soerguimento e dureza da rocha, A : área de drenagem, S : declividade, m e n : constantes, k_1 : constante que depende da dureza da rocha; k_2 constante que depende da dureza da rocha e da força necessária para iniciar o transporte de sedimento, q_{sp} : carga de fundo, Tc : relação entre tensão cisalhante e tensão cisalhante crítica para o início do deslocamento, D : diâmetro do sedimento; k_d : constante que depende das características da rocha, f : frequência dos fluxos de detritos, ρ_s : densidade úmida do fluxo de detritos, u : velocidade do fluxo de detritos em função da distancia y sobre o leito, L_s : extensão do fluxo de detritos, a e p : constantes.

Fonte: Adaptado de Dietrich e Perron (2006).

A erosão fluvial é o processo fundamental dos MCEP, sendo similares em princípio, mas variando nos tipos de equação utilizadas para representar este processo (WILLGOOSE, 2005). Se a quantidade de sedimentos transportados de uma célula (local) a outra é maior do que a capacidade de transporte da célula receptora, ocorre deposição (ou elevação). Caso a quantidade de sedimento da célula seja menor do que a capacidade de transporte, ocorre erosão (denudação). Esta situação ocorre mesmo nos processos de encosta, pois, de maneira geral, a erosão nas encostas é considerada uma versão em escala modificada dos processos no canal. Através de uma malha de células, contendo um valor altimétrico para cada célula, as

equações matemáticas governam a erosão ou deposição de massa, alterando assim o seu valor de elevação (PAZZAGLIA, 2003).

3.3.3 Modelos computacionais de evolução da paisagem

Os modelos computacionais de evolução de paisagem são fortemente dependentes do modelo erosivo (DAVY e LAGUE, 2009), mas possuem um diferencial sobre os tradicionais métodos de simulação deste processo. Os modelos de evolução de paisagem suprimem a necessidade de cálculo de determinados parâmetros condicionados ao relevo, como o fator LS. Além disso, o Modelo Digital de Terreno (MDT) é dinamicamente “atualizado”, ou seja, após um determinado período de simulação, as taxas de erosão e deposição são incorporadas na altimetria do MDT, o que torna dinâmica também a representação de parâmetros morfométricos ao longo do tempo simulado (HANCOCK *et al.*, 2010)

Com o avanço da capacidade de processamento dos computadores aliada a representação da topografia em resoluções detalhadas, os modelos computacionais começaram a ser aplicados com maior frequência para o entendimento da variação das condições iniciais e agentes externos (clima) nos processos de evolução de bacias hidrográficas (TUCKER *et al.*, 2001).

Atualmente, os MCEP chegaram ao estágio que podem ser utilizados para entendimento das alterações no sistema de drenagem associada à variação do nível de base, das variações da paisagem as mudanças no clima e da interação entre tectonismo e erosão em escala orogenética (WOBUS *et al.*, 2004).

Modelar a evolução da paisagem ainda é um desafio devido ao grande número de processos operando e uma grande variedade temporal e espacial. A ocorrência de um rastejo, por exemplo, pode ter pouca importância em 5 anos, mas pode produzir significativas alterações na paisagem em 5000 anos. Por outro lado, as modificações no canal fluvial, como a formação de barras, devem ser observadas em um curto espaço de tempo, pois a cada nova cheia o mesmo já apresenta relevantes modificações que podem não ter grande importância em espaços de tempo maiores (COULTHARD, 2001).

Desde o primeiro modelo proposto por Ahnert (1976), duas gerações de modelos foram desenvolvidas. A primeira com ênfase na representação matemática de processos de intemperismo, erosão superficial e deslizamentos, transporte de sedimentos aluviais e formação de canais. A segunda geração, fortemente influenciada pela primeira, enfatiza, com base na lei da conservação da massa, interações complexas entre os processos acima, como migração de canais e perturbações climáticas sobre o sistema (PAZZAGLIA, 2003;

COULTHARD *et al.*, 2005). Neste contexto, Willgoose (2005) enfatizou que os atuais MCEP possuem sua forma distribuída e não se referem apenas aos processos na encosta, mas integram os processos de encosta com os processos fluviais e tectônicos.

Coulthard (2001) comparou as características de cinco MCEP: CASCADE (BRAUN e SAMBRIDGE, 1997), CHILD (TUCKER *et al.* 2001), GOLEM (TUCKER e SLINGERLAND, 1994), SIBERIA (WILLGOOSE *et al.* 1991), e CAESAR. Em relação à escala espacial e temporal simulada, CASCADE e GOLEM apresentam melhores resultados em grandes bacias e longos períodos de tempo; SIBERIA, CAESAR, e CHILD apresentam melhor desempenho em áreas pequenas que requerem melhor resolução temporal. Em relação à representação dos processos, CHILD, CAESAR e, em menor grau, GOLEM representam com mais detalhes processos fluviais. Por outro lado, SIBERIA e GOLEM representam melhor os processos de encosta, incluindo intemperismo. CASCADE é o único que modela o movimento tectônico horizontalmente. Em termos de representação de ambientes, CAESAR foi desenvolvido para ambientes tropicais, não representando bem os processos em ambientes semiáridos. GOLEM e SIBERIA, por outro lado, são mais flexíveis e podem ser aplicáveis também em ambientes áridos.

Na Tabela 2, com base em Willgoose (2005), são apresentadas as principais características de cada MCEP. Cada modelo possui vantagens e desvantagens, diversificando em processos e parâmetros contemplados. Por exemplo, os deslizamentos, que são importantes processos relacionados à evolução da paisagem, são contemplados apenas em dois modelos, além de serem tratados de maneira empírica no CAESAR.

Como a maior parte do MCEP aplica as regras de evolução sobre o MDT, os atributos ou métodos aplicados sobre os mesmos também são importantes, como os algoritmos de direção de fluxo. Mesmo com o recente desenvolvimento de algoritmos de múltiplas direções de fluxo, a maior parte dos modelos ainda utiliza o algoritmo de única direção. Willgoose (2005) demonstrou que no SIBERIA o uso de algoritmos de múltiplas ou infinitas direções resultam em menores inconsistências no MDT final. Por outro lado, o uso de múltiplas direções de fluxo na recente versão do CAESAR resultou em demasiada erosão e deposição, sendo modificada para oito direções (COULTHARD, 2014). Assim, a representação de um processo bem como a forma com que cada modelo aborda os atributos da paisagem (topografia, pedologia) depende do enfoque do modelo, bem como da capacidade e estabilidade computacional. A ausência de um processo ou atributo não pode ser observada como uma deficiência, mas como uma adequação nas condições iniciais e/ou processos representados.

Ressalta-se, porém, que alguns modelos estão em constante modificação, a exemplo do CAESAR. As primeiras versões deste modelo utilizavam apenas a equação de Einstein (1950) para simular o transporte de sedimentos (COULTHARD *et al.*, 2002). Recentemente, Van de Wiel *et al.* (2007) incorporaram a equação de Wilckok e Crowe (2003) além de outras funcionalidades, como migração de canal, erosão das margens e deslizamentos. Coulthard *et al.* (2013) incorporaram o modelo hidrodinâmico Lisflood ao CAESAR, passando o mesmo a ser denominado CAESAR-Lisflood.

Tabela 2 - Características dos principais modelos de evolução de paisagem

Modelo	Processo Transporte ^a	Solos ^b	Tectonismo ^c	MDT ^d	Outras Caract. ^e	Autor
SIBERIA	TgDpC	GPe	S _t	G _d ,Mf	PbClV	Willgoose <i>et al.</i> (1991)
ARMOUR	TgDp	W	-	G _d ,Sf	PbCl	Willgoose e Sharmeen (2005)
DELIM	T _l DpC	-	S _t	G _d ,Sf	-	Howard (1994)
GOLEM	T _l C	EPe	S _t	G _d ,Sf	-	Tucker e Slingerland, (1994)
CHILD	T _l GDpCDes	GPe	L _t	T _d ,Sf	V	Tucker <i>et al.</i> (2001)
CASCADE	TDp	-	C _t	T _d ,Sf	PbI	Braun e Sambridge (1997)
ZSCAPE	T _l DpCDes	GPe	L _t	G _d , Sf	-	Densmore <i>et al.</i> (1998)
CAESAR	T _l DpCDes	E	-	G _d , Mf (Sf)	Cl	Coulthard <i>et al.</i> (2002)

^a**Mecanismos de transporte e deposição:** T_l, transporte limitado; Tg, transporte limitado condicionado a granulometria; Dp, limitado ao destacamento da partícula; C, erosão difusa; Des, deslizamentos.

^b**Solos:** E, profundidade + erosão e deposição; G, E + variação com granulometria; W, G + granulometria condicionada ao intemperismo. Pe, pedogênese.

^c**Modelo Tectônico:** S_t, simples variação vertical, L_t, S_b, + deformações estruturais; C, L_t + movimentos crustais (placas tectônicas).

^d**Representação da Topografia:** G_d, malha regular; T_d, malha irregular; Sf, fluxo unidirecional (geralmente D8), Mf, fluxo multidirecional.

^e**Demais Características:** Pb, análise probabilística com base em Monte Carlo; Cl pode utilizar dados climáticos; V: simula interação entre vegetação, clima e feições; I, camada de gelo.

Fonte: Adaptado de Willgoose, (2005)

Acompanhando a tendência de desenvolvimento de MCEP, Temme *et al.* (2009) e Sonneveld *et al.* (2010) desenvolveram o LAPSUS, modelo que engloba processos de erosão e deposição, deslizamentos, rastejo, solifluxão, intemperismo, atividades tectônicas e perda de solo pela agricultura. Peeters *et al.* (2006) e Peeters *et al.* (2008) desenvolveram o WATEM-

LT, modelo que leva em consideração os processos de erosão hídrica e a erosão provocada por práticas agrícolas. Além destes, o WILSIM (<http://www.niu.edu/landform>), foi desenvolvido como uma ferramenta educacional para demonstrar como os processos erosivos, climáticos e tectônicos interagem para formar a paisagem.

Nota-se, que os modelos apresentados anteriormente apresentam algumas características em comum e determinadas particularidades, pois, por definição, modelos são simplificações da realidade (CHRISTOFOLETTI, 1999). Assim, nenhum processo consegue ser representado ou descrito matematicamente em sua totalidade, o que, contudo, não tira o mérito dos MCEP. Os mesmos possuem por meio de análise de sensibilidade o potencial de testar hipóteses e clarear o entendimento das interações entre os processos que modificam a paisagem ao longo de diferentes escalas temporais e espaciais. Assim, tanto o desenvolvimento de modelos bem como a interpretação de seus resultados auxiliam a prever e avançar no entendimento do efeito dos processos sobre a paisagem (MARTIN e CHURCH, 2004; TEMME *et al.*, 2011).

Neste sentido, os MCEP são versáteis (VAN DE WIEL *et al.*, 2011), abordando uma série de questões, principalmente por englobar simultaneamente uma gama de processos que ocorrem ao mesmo tempo na bacia (Figura 2). MCEP abordam tanto relações hidrológicas, como chuva-vazão, processos erosivos, evolução de padrões de canal, meandramentos, influência da vegetação na dinâmica fluvial, se tornando versáteis, principalmente ao atualizarem dinamicamente (tempo real de simulação) a condição topográfica inicial. Assim, por meio dos MCEP, é possível analisar a evolução da paisagem em diferentes passos de tempo, não apenas pela topografia final condicionada por determinadas condições iniciais.

Segundo Hancock (2009), CAESAR é provavelmente o mais sofisticado para simular a evolução de paisagem associada a processos fluviais. Além disso, possui a capacidade de simular diferentes escalas temporais, desde um evento até escalas superiores à 1000 anos.

Diversos estudos têm demonstrado a aplicabilidade do CAESAR no entendimento dos processos condicionantes de evolução de paisagem. Coulthard e Macklin (2003) aplicaram o CAESAR para demonstrar a evolução de quatro sub-bacias na Inglaterra desde o início do Holoceno até os dias atuais, usando informações palinológicas para representar a vegetação há 9000 anos antes do presente. O estudo demonstrou que as bacias apresentam um rápido aumento na produção de sedimentos associado a períodos mais chuvosos na série histórica e um outro aumento desta produção após o desmatamento proveniente da intensificação das práticas agrícolas e pastoreias. Além disso, demonstraram que mesmo com condições iniciais

diferentes (topografia), o comportamento evolutivo tem convergido ao longo do tempo, ou seja, as taxas erosivas têm se tornado similares entre estas bacias.

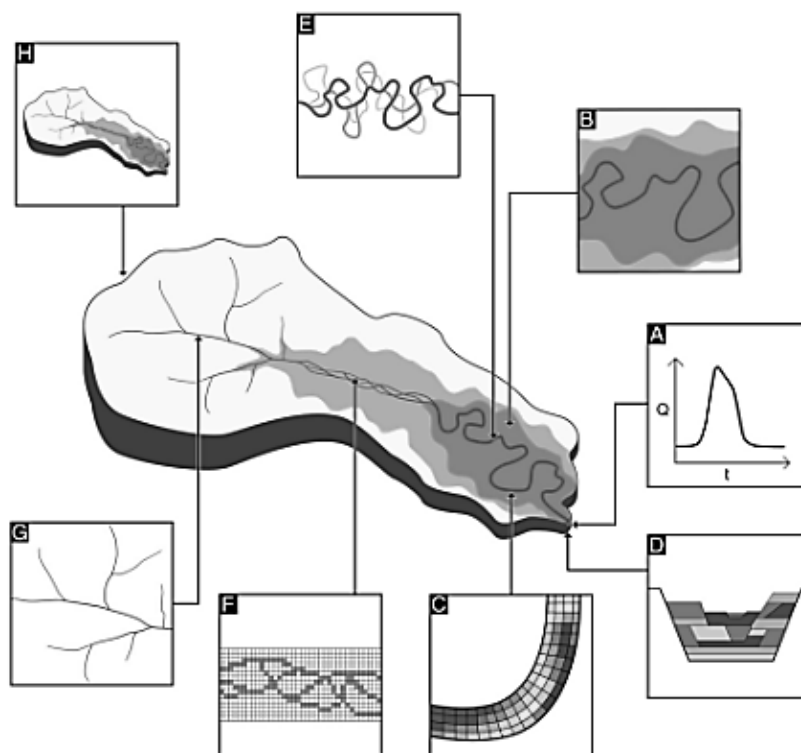


Figura 2 - Representação da abrangência espacial por tipo de modelo: a) hidrológico, b) hidrodinâmico, c) evolução do canal, d) estratigrafia aluvial, e) rios meandrantos, f) rios anastomosantes, g) rede de drenagem, h) evolução da paisagem. Fonte: Van de Wiel *et al.* (2011).

Coulthard e Van de Wiel (2007) simularam diferentes eventos de precipitação, durante 25.000 dias, para compreender o comportamento da bacia associado ao equilíbrio dinâmico de sistemas não lineares. Para isso, representaram a paisagem através de duas bacias com topografia simplificada, cuja diferença entre ambas era representada por apenas um degrau, que simboliza uma quebra na topografia e uma brusca mudança de declividade (*knick point*). Estes autores concluíram que, mesmo em bacias com a topografia simplificada, a grande variedade de quantidade de sedimento produzida está diretamente relacionada à topografia, armazenamento e remobilização, bem como pelo encouraçamento do leito (*armoring*). Tal comportamento em longas séries temporais só pode ser observado através de modelos

Coulthard *et al.* (2005), por meio do CAESAR, demonstraram que trechos diferentes do mesmo rio possuem grande sensibilidade às mudanças de fatores externos (clima) e, assim, não evoluem da mesma maneira. Em geral, a transferência de sedimentos entre trechos afetam

considerável o comportamento dos sedimentos aluviais da bacia, resultado na variação de limiares de erosão/deposição em trechos específicos.

Hancock (2009) estudou o efeito de eventos de chuva de diferentes intensidades e magnitudes nas taxas de erosão e transporte de sedimentos com uso do CAESAR. Os dados do modelo foram comparados com dados de pinos de erosão, determinando a taxa de denudação anual, apresentando boa calibração entre o modelo e dados medidos em campo. Hancock e Coulthard (2012) incrementaram as simulações feitas por Hancock (2009), discretizando as características granulométricas do solo.

Welsh *et al.* (2009) propuseram a validação dos resultados do CAESAR com a análise estratigráfica dos sedimentos de uma bacia lacustre. Por ser um ambiente de baixa energia e pouca erosão, os sedimentos depositados mantiveram-se “intactos” podendo ser comparados com o volume de sedimentos predito pelo modelo.

Além dos estudos relacionados diretamente à evolução da paisagem, Coulthard e Macklin (2003) aplicaram CAESAR para determinar quanto tempo os contaminantes ficam armazenados na bacia e Van *et al.* (2007), com ênfase na formulação hidrodinâmica, simularam eventos de inundação.

Tanto os estudos de Welsh *et al.* (2009) e Hancock e Coulthard (2012), através de datação dos sedimentos, validaram os resultados das simulações. Coulthard (2001) e Martin e Church (2004) argumentam que o principal desafio dos MCEP é a sua calibração. Contudo, a aplicação deste tipo de modelo, sejam em estudos de evolução morfológica em escala de canal ou de bacia, são a priori modelos para testar hipóteses, ou seja, “*what if questions*” (HOOKE *et al.*, 2005; HUTTON, 2012). Os MCEP diferem da abordagem clássica dos modelos hidrológicos e hidrodinâmicos, focada na calibração e validação, ou seja, na predição dos processos hidrológicos e geomorfológicos.

3.4 MORFOLOGIA E CLASSIFICAÇÃO FLUVIAL

Desde o início da ciência hidrológica e geomorfológica, foram feitas propostas de classificação ao sistema fluvial. Davis, ao propor sua teoria de evolução de paisagem, classificou a paisagem em jovem, madura e senil tendo por base a interpretação do perfil longitudinal dos rios. Horton (1945), Strahler (1952), Scheidegger (1965) e Shreve (1966) propuseram diferentes métodos de classificação ou ordenamento dos cursos d’água no contexto de rede fluvial.

Leopold e Wolman (1957) analisaram na dimensão plana os padrões de canais e os classificaram em retilíneo, meandrante e anastomosado. Christoholetti (1980) adotou como classificação do padrão de drenagem dendrítico, treliça, retangular, paralela, radial, anelar. Schumm (1977), enfatizando os processos relacionados a sedimentos, classificou a bacia hidrográfica em três zonas distintas: de erosão, transporte e deposição.

As classificações acima citadas tiveram por base principalmente a escala de bacia e a análise temporalmente limitada, ou seja, como a drenagem apresenta-se naquele momento. Paralelamente iniciou-se a classificação da morfologia fluvial, com base na relação forma-processo, que se expressa principalmente na variação da configuração de depósitos de sedimentos ao longo de um rio. Montgomery e Buffington (1993) citaram que a primeira classificação com ênfase no processo foi proposta por Melton (1936), que subdividiu aqueles canais cuja planície de inundação foi formada por meandramento, deposição de sedimentos ou por mudança do padrão do canal (entrelaçamento). Juracek e Fitzpatrick (2003) argumentaram que as motivações para classificação de rios variam desde o desejo de descrição e organização do mundo a nossa volta até a tentativa de aumentar o entendimento da morfologia fluvial e seus processos formadores. Assim, conforme Kondolf *et al.* (2003), o ato de classificar permite ao cientista organizar um confuso universo e um conjunto de objetos similares, analisar objetos representativos e extrapolar para objetos semelhantes.

A forma de uma determinada seção de um rio é função do fluxo que passa por ela (vazão), da quantidade e características do sedimento transportado, além do sedimento de leito e das margens (LEOPOLD *et al.*, 1964). Neste mesmo sentido, Church (2002) enfoca que a morfologia do sistema fluvial é resultado de certas condições governantes, entre as quais as mais importantes são o volume de entrada de água e sedimento no canal, o tamanho do sedimento e a história fisiográfica da paisagem sob a qual o rio flui. Assim, analisar a morfologia de um determinado trecho é uma das maneiras de inferir sobre os processos atuantes sobre aquele trecho. Dessa maneira, a classificação morfológica deve contemplar também a relação entre forma e processo, e não apenas a descrição da forma (KELLERHALS *et al.*, 1976).

A classificação de canal ordena uma grande quantidade de morfologias com base na similaridade de formas e funções e, segundo Montgomery e Buffington (1997), devem seguir alguns critérios: ser relativamente universal; estar em conformidade com o sistema fluvial, ou seja, ser representativa; enfatizar os processos e as mudanças causadas por estes processos nas características do canal; e ser preditiva, permitindo avaliar a resposta do canal às mudanças

naturais ou antropogênicas. Para Juraceck e Fitzpatrick (2003), uma classificação ideal possui base nos processos, devendo ser em escalas espaciais e temporais variadas, contemplando processos dentro e entre diferentes ambientes e, por fim, ser capaz de prever o comportamento do canal em relação a perturbações do sistema. Kellerhals *et al.* (1976) e Kondolf (1995) argumentaram que a classificação de rios geralmente segmenta em trechos homogêneos para os quais as condições de entorno como hidrologia, geologia, sedimentologia e demais características da bacia, são suficientemente uniformes para resultar em um trecho substancialmente similar em termos de sua morfologia.

A partir da análise destas três dimensões, diversas propostas de classificação foram apresentadas. Montgomery e Buffington (1993, 1997) reconheceram diferentes tipos de trechos com morfologias distintas controladas pela declividade, vazão e oferta de sedimentos (Figura 3). Com base nos processos dominantes em cada trecho, e na morfologia resultante, estes dois autores propuseram a seguinte classificação: *coluvial*, *cascade*, *step-pool*, *plane-bed* e *pool-riffle*. A Tabela 3 apresenta uma descrição detalhada das características gerais para cada morfologia.

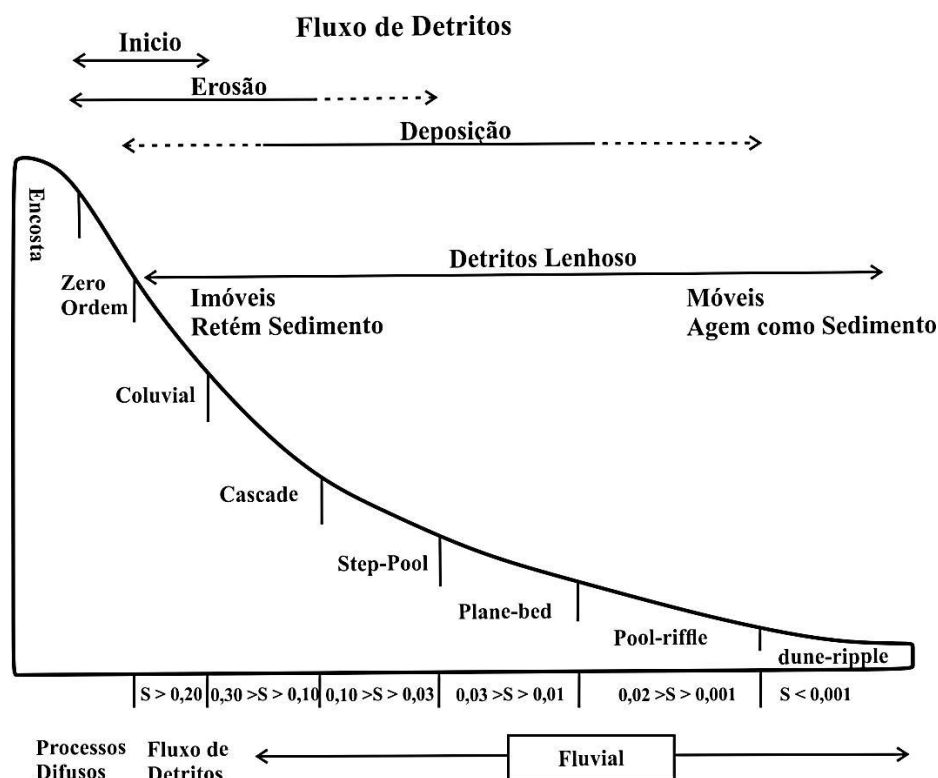


Figura 3 – Classificação de trecho proposta por Montgomery e Buffington (1993; 1997)

Nota-se que essas morfologias devem ser as dominantes para o trecho, podendo haver morfologias intermediárias (THOMPSON *et al.*, 2006), sendo a combinação de duas ou mais morfologias. Originalmente as principais formas reconhecidas eram *pool-riffle* e *step-pool*, mas posteriormente, com o interesse de outras ciências pela geomorfologia fluvial, novas terminologias foram incorporadas, como *cascade*, *runs* e *glide* (BUNTLE e MACDONALD, 1995)

Tabela 3 - Características principais dos tipos de morfologia fluvial

Tipo	Declividade Típica (m/m)	Material de fundo	Descrição
<i>Dune-Ripple</i>	<0,001	Areia	Baixo gradiente, não confinado, ocupam largos vales aluviais e geralmente sem conectividade com a encosta. Planície de inundação bem desenvolvida.
<i>Pool-Riffle</i>	0,001-0,02	Cascalho e seixo	Topografia alternada de <i>pools</i> e barras, ocasionada pela oscilação lateral do fluxo, convergente no <i>pool</i> e divergente nas barras. Gradiente baixo a moderado, não confinado, com fundo de material grosseiro e planície de inundação bem desenvolvida.
<i>Plane-bed</i>	0,01-0,03	Seixo, blocos e alguns matacões	Longos trechos de corredeiras ou morfologia de <i>riffle</i> sem significantes topografias de <i>pools</i> ou barras. Gradiente médio, fundo com sedimento grosseiro, planície de inundação de largura variável.
<i>Step-pool</i>	0,03-0,08	Blocos e matacões	Repetidas sequências de <i>step-pool</i> formada por detritos lenhosos, fundo rochoso ou matacões. Gradiente declivoso, canais confinados, e planície de inundação pouco desenvolvida, e conectividade direta entre encosta e canal. Grande capacidade de transporte de blocos e seixos.
<i>Cascade</i>	0,08-0,3	Matacões	Arranjo caótico de matacões e fluxo turbulento predominante, Tipicamente confinado, sem planície de inundação e diretamente conectado com a encosta. Alto gradiente de declividade, competência de transportar blocos e areia durante picos de vazão com pequeno tempo de retorno (~1ano), mas o movimento de matacões só ocorre com cheias de grande magnitude.

Fonte: Adaptado de Montgomery e Buffington (1993)

Além das morfologias resultantes do arranjo de sedimentos, os trechos do rio podem ser classificados com base em outros atributos. Kellerhals *et al.* (1976) criaram uma proposta de classificação de rios embasada na interpretação de fotos aéreas, interpretação de mapas temáticos e investigação em campo. O método proposto foi dividido em dois níveis de detalhe: feições do vale adjacente ao canal e características da planície e do canal. Os principais atributos observados foram: relevo adjacente, vegetação, uso do solo, geologia superficial, entalhamento do vale, terraços, conectividade entre canal e encosta, características hidráulicas e granulométricas do canal, características das margens (vegetação, altura, erodibilidade) e evidências de migração do canal.

Howard (1980, 1987) classificou os canais em dois tipos, fundo aluvial ou fundo rochoso, subdividindo os aluviais em fundo de areia ou de cascalho. Bisson *et al.* (1982) usaram como critério a tipologia e funcionalidade (habitat) de diferentes *pools* e *riffles*, classificando-os com base na sua posição no canal, características e controle do fluxo. Rosgen (1985) classificou os trechos dos rios com base nos seguintes atributos: declividade do trecho, razão entre largura e profundidade, sedimento de fundo, entrincheiramento do canal em relação ao vale e estabilidade das margens. Frissel *et al.* (1986) deram ênfase na variação e hierarquia das escalas temporais e espaciais do sistema fluvial, distinguindo entre bacia, sistema de drenagem, trecho, *pool-riffle* e micro habitat.

Brierley e Fryirs (2000) propuseram uma classificação abrangendo todo o sistema fluvial, iniciando na bacia hidrográfica, unidade de paisagem (relevo, morfometria), estilo fluvial (meandrante, anastomosado, etc) até a unidade morfológica. Segundo estes autores, as unidades morfológicas são a peça fundamental do sistema fluvial e são representadas por feições que estão intrinsecamente associadas a um determinado processo ou conjunto de processos que a produzem, como barras, bancos de areias, *pool*, *riffles*, etc. Tanago e Jalon (2004) também propuseram uma classificação com base na hierarquia e variação espacial: eco-região, bacia hidrográfica, segmento e trecho de rios.

Rosgen (1994; 1996) propôs uma das classificações mais utilizadas atualmente, principalmente para renaturalização de rios, com hierarquia de quatro níveis, aumentando o detalhamento do nível um ao nível quatro. O primeiro nível classifica o rio em múltiplos ou apenas um canal. Após características como grau de entrincheiramento, razão de largura/profundidade, sinuosidade e declividade são usados como critério de classificação. No nível dois adota-se o material dominante de fundo (ex: matacão, bloco, cascalho, seixo, areia, silte-argila) como critério, distinguindo em 41 tipos. No nível três, o estado atual do rio é

determinado com base na estabilidade, potencial e função, enquanto no nível quatro é determinado com base na vazão, carga de sedimentos e detalhes geomorfológicos as alterações no sistema são previstas.

Segundo Juracek e Fitzpatrick (2003), Rosgen escolheu essas variáveis porque são mensuráveis e contemplam a proposta de Leopold *et al.* (1964), que determinaram as variáveis de controle morfológico do canal: largura, profundidade, velocidade, vazão, declividade, rugosidade, carga e granulometria do sedimento. Além disso, Rosgen adota o conceito de margens plenas proposto por Leopold, sendo que todas as variáveis devem ser mensuradas na área abaixo desse nível.

Diversos autores têm criticado a classificação de Rosgen. Miller e Ritter (1996) argumentam que a mesma não pode ser aplicada pelos seguintes motivos:

- a) a tipologia proposta não está relacionada ao atual estado de equilíbrio do rio;
- b) o atual estado de entendimento do sistema fluvial não permite prever magnitude da resposta geomorfológica para uma determinada perturbação no sistema; e
- c) a classificação não leva em consideração variações nos regimes climáticos e hidrológicos.

Dessa maneira, os autores sugerem que esta classificação só deve ser utilizada como mera caracterização do local de estudo.

Juracek e Fitzpatrick (2003) e Simon *et al.* (2007) apontam os seguintes problemas: dificuldade de se estabelecer o nível de margens plenas, principalmente em canais extremamente dinâmicos e com grande potencial erosivo; classificação do tipo dominante de material do canal. Estes autores ainda argumentam que diversos projetos falharam ao revitalizar um canal com base em Rosgen.

Por fim, nenhuma classificação é totalmente inclusiva, e ainda há dúvidas quanto à verdadeira necessidade de se classificar os sistemas fluviais quanto a sua morfologia (SIMON *et al.*, 2007). Por outro lado, a maior parte dos estudos ligados ao sistema fluvial toma por base as seguintes informações: morfologia do canal ou do rio, as características dos sedimentos associados à morfologia e aos processos fluviais correlatos (SEAR *et al.*, 2003). Assim, a classificação com base na morfologia oferece o entendimento sobre o processo (MONTGOMERY, 1999), permite avaliar o grau de conectividade de uma bacia (FRYIRS *et al.*, 2007), comparar os processos entre trechos e entre diferentes bacias e mensurar a evolução do canal e da bacia através de sucessivos levantamentos de campo.

3.5 FOTOGRAMETRIA DE BAIXA ALTITUDE

Dois dos principais métodos de monitoramento das modificações na paisagem são a topografia e da fotogrametria (GILVEAR e BRYANT, 2003). O uso de fotografias aéreas e imagens de satélite permite avaliar temporalmente as alterações espaciais, como a migração de canal e a evolução de meandros, em escalas mais abrangentes do que os levantamentos topográficos. Cada vez mais, os avanços na tecnologia têm alterado as perspectivas da ciência fluvial. Dentre as novas técnicas aplicadas à análise fluvial, os dados obtidos através de sensores remotos foram o que apresentaram maior avanço, mensurando parâmetros como cobertura vegetal na zona ripária e no leito, profundidade do canal e granulometria dos sedimentos (MARCUS e FONSTADT, 2008).

Devido ao alto custo dos métodos tradicionais (aerolevantamento e imagens de satélites), diversos estudos têm desenvolvido métodos alternativos, denominados fotogrametria de baixo custo. Esses métodos geralmente consistem em duas técnicas. Uma é acoplar a câmera métrica ou não métrica a um balão de gás hélio ou a um dirigível e obter fotos a alturas variadas, complementadas com pontos de controle no chão. O outro é acoplar a câmera a um tripé ou e deixá-lo fixo em um ponto conhecido. Esta segunda técnica é denominada fotogrametria terrestre (TOMMASELLI *et al.*, 1999) e o seu uso está mais ligado ao inventário histórico arquitetônico e arqueológico (HASEGAWA *et al.*, 1999; YANAGA, 2006). Porém, o método também tem sido aplicado em estudos ambientais. Warner (1995), através da fotogramétrica terrestre e de uma câmera não métrica, construiu um modelo digital de superfície com uma precisão abaixo dos 5 mm em um plot experimental de 1 m².

Devido à pequena área abrangida pela fotogrametria terrestre, a maior parte dos estudos ligados a monitoramento de morfologias e mudanças no canal utiliza fotogrametria aérea de baixa altitude. Além do baixo custo, quando comparado aos métodos tradicionais de aerolevantamento (CHANDLER *et al.*, 2002), esse método possui a vantagem da flexibilidade da escolha do período de monitoramento, como após sucessivos eventos de cheias ou de períodos chuvosos, duas vezes ao mês, uma vez a cada estação chuvosa, entre outros (BULTER *et al.*, 1998). Neste sentido, argumentam Baker *et al.* (2004), que se as variações temporais precisam ser monitoradas, tais como variações sazonais na vegetação, o custo do monitoramento por aerolevantamentos tradicionais tornam-se bastante elevado. Por outro lado, algumas dificuldade como a falta de softwares adequados e a necessidade de calibração das câmeras ainda são um desafio (CHANDLER *et al.*, 2002).

Baker *et al.* (2004) compararam três métodos de obtenção de dados remotos (Tabela 4). Nota-se que o método de base fixa e com balão de hélio apresentam inúmeras vantagens, mas perdendo em cobertura espacial. Para realizar a comparação entre as características e benefícios de cada técnica, estes autores realizaram um zoneamento pedológico, onde destacaram áreas úmidas e diferenças na textura do solo associadas à oxidação do ferro, precipitação de cristais de sal, entre outros.

A iniciativa de estudos ambientais com o uso dessa técnica não é recente, sendo aplicada já há algumas décadas. Collins e Moon (1979) mediram a erosão de margens através de fotos oblíquas, enquanto Welch e Jordan (1983) utilizaram uma câmera amadora de 35 mm para elaborar um modelo numérico do terreno do fundo de um pequeno canal.

Tabela 4 - Comparação entre três métodos de fotogrametria.

Característica do Método	Método de Base Fixa (10m)	Método do Balão de Hélio (30m)	Método tradicional de Aerolevantamento
Custo do equipamento	Investimento inicial relativamente alto (US\$ 500,00)	Investimento inicial baixo (US\$50,00)	N.A.
Custos Operacionais	Nenhum	1,5m ³ de Hélio (US\$20,00)	Alto custo (>US\$1500,00/hora)
Resolução	Alta resolução	Variável (alta/intermediária)	Relativa baixa resolução
Cobertura Espacial	Baixa	Baixa e Intermediária	Alta
Nível de Detalhamento	Alto	Alto	Alto condicionado a altos custos.
Intervalo de Repetição	Tanto quanto necessário a nenhum custo extra	Tanto quanto necessário a um baixo custo extra	Exequível com altos custos.
Fatores Ambientais limitadores	Luz, vento, chuva	Luz, vento, chuva	Dependente da cobertura de nuvens e densidade da vegetação

Fonte: Baker *et al.* (2004)

Com o aumento da resolução e a redução do custo de máquinas digitais, o monitoramento com base em fotogrametria de baixo custo tem se tornado recorrente. Mapeamento de alterações em morfologias do solo, padrões de vegetação associados ao sistema fluvial, taxas de erosão em ravinas e voçorocas, áreas fonte de sedimentos, bem como morfologias glaciais, são exemplos de onde a fotogrametria de baixo custo tem contribuído (MIYAMOTO *et al.*, 2001; PLANER-FRIEDRICH *et al.*, 2008).

Além do uso de câmeras acopladas a hastes ou a balões de hélio, outra técnica utilizada é o uso de dirigíveis de pequeno porte acionados por controle remoto. Ries e Marzolf (1997;

2003) utilizaram um dirigível de controle remoto para identificar as áreas fontes de sedimentos em ambientes áridos e monitorar a taxa de erosão de voçorocas.

Conforme Westaway *et al.* (2001), uma das principais etapas que se deve contemplar nos estudos fluviais é a análise das alterações morfológicas e a sua quantificação. Estudos clássicos, desde Leopold e Wollman (1957) e Leopold *et al.* (1964), tem usado levantamentos topográficos, geralmente com teodolitos e níveis para determinar características morfológicas. Porém, com os avanços tecnológicos as técnicas também mudam e se completam. Com o passar do tempo houve uma maior disponibilidade e viabilidade do uso de aerofotos em análises fluviais, sendo que o método clássico (topografia) ainda é o mais utilizado (LANE, 2000; MARCUS e FONSTADT, 2008). Contudo, a utilização de técnicas fotogramétricas de baixo custo nos estudos fluviais tem se tornado mais frequente. Duas práticas são mais comuns, a primeira, mais geral, a elaboração de MDT, ao passo que a segunda, mais específica, o monitoramento de feições expostas (barras, *riffles*) e processos erosivos (LANE *et al.*, 1994; LANE e RICHARDS, 1998).

Pyle *et al.* (1997) utilizaram fotografias de baixa altitude para elaboração de modelos digitais de terreno e, através destes, monitoraram a erosão da margem em diferentes épocas. Vericat *et al.* (2008) acoplaram uma câmera digital não métrica em um balão de gás hélio, cujas fotos e pontos de controle permitiram a elaboração de um MDT com 5cm de resolução que possibilitaram comparar as modificações na morfologia do canal em dois períodos (2005 e 2007). Hicks *et al.* (2002), utilizando a mesma técnica, analisaram a variação temporal da morfologia associada a dois eventos de inundação em rios anastomosados.

Além da análise morfológica, alguns estudos estendem a aplicabilidade das fotos de baixa altitude para a mensuração de sedimentos. Butler *et al.* (2001) enumeram alguns problemas na amostragem clássica de sedimentos: a) variação lateral, vertical e longitudinal na composição do material; b) tamanho do universo amostral; c) variação temporal; d) a coleta de sedimentos (mesmo que se devolvido ao local) para amostragem já movimenta os finos bem como altera o equilíbrio, aumentando a incerteza de futuras medições e comparações. Chandler *et al.* (2003) argumentam que em canais com sedimentos grosseiros há uma grande dificuldade de mensurar sedimentos com técnicas clássicas. Além disso, estes tipos de canais constituem um complexo arranjo de partículas dos mais diversos tamanhos, que são depositados, retrabalhados e orientados como resultado de um grande número de inundações, o que implica na dificuldade de reproduzir esta complexidade em métodos tradicionais. As principais vantagens deste método é que ele é minimamente invasivo, reduz o tempo de amostragem e

aumenta a capacidade de campo (PYLE *et al.*, 1997; WHITMAN *et al.*, 2003). Dessa maneira, o uso de fotos para estimar sedimentos, gerar modelos digitais de terreno em diferentes épocas bem como determinar morfologia e processos pode ser extremamente útil para validação espacial de modelos de evolução de paisagem (LANE, 2000; BUTLER *et al.*; 2001).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1.1 *Bacia do rio Cunha*

A bacia do rio Cunha possui 16,2 km², está inserida no município de Rio dos Cedros (Figura 4a) e é uma sub-bacia do rio Itajaí, onde a ocorrência de inundações é frequente (FRANK e PINHEIRO, 2003). Nesta bacia, bem como em todo Estado de Santa Catarina, ocorreram diversos deslizamentos em novembro de 2008 (GOERL *et al.*, 2009; KOBİYAMA *et al.*, 2010), o que motivou a sua escolha como área de estudo.

A amplitude altimétrica da bacia é de 739 m, sendo as altitudes máxima e mínima 840 m e 101 m, respectivamente. A declividade máxima é 49°. Um trecho do canal da sub-bacia do Alto rio Emilio, afluente do rio Cunha, foi selecionado para realizar as simulações em escala do canal (Figura 4b).

Na exutória da bacia (Ponto 3, Figura 4c) foi instalada uma estação hidrossedimentométrica, com medição automática de nível e turbidez. Dessa maneira, esta bacia pode ser considerada uma bacia experimental hidrogeomorfológica, pois ocorrem processos hidrogeomorfológicos e de evolução de paisagem plausíveis de serem estudados em escala atual de tempo, devido a sua recente ocorrência. Além da estação instalada, próximo a bacia do rio Cunha há outras duas estações fluviométricas e outras seis estações pluviométricas (Figura 4c).

Quanto à geologia da bacia, CPRM (2012) indica que a litologia predominante é o gnaiss (94% da área) e folhelho (6% da área). Segundo IBGE (2003), quase a totalidade da bacia está enquadrada dentro do Complexo Luiz Alves, formado por gnaisses granulíticos ortoderivados. Santa Catarina (1986) classifica o complexo Luiz Alves como uma assembleia petrotectônica de rochas metamórficas, principalmente da fácies granulito, composição básico-intermediária, formada no Arqueano e Proterozóico Inferior. As rochas metamórficas da fácies granulito expressam-se principalmente por gnaisses (noríticos, enderbíticos, cálcio-silicáticos e kinzigíticos).

Em relação à pedologia, adotando o mapeamento elaborado por IBGE (2003), os Cambissolos distróficos, eutróficos e álicos, de textura argilosa ocorrem em cerca de 75% da área total da bacia, associado principalmente ao relevo montanhoso, caracterizado por vales bem encaixados e a encostas com alta declividade. Os diferentes tipos de Argissolo vermelho-amarelo latossólico alumínico (denominados Podzólico vermelho-amarelo latossólico álico na

antiga classificação) compõem os outros 25% da bacia. Nesta bacia, este tipo de solo está associado principalmente a regiões mais planas e terraços fluviais. Também apresentam textura argilosa a muito argilosa.

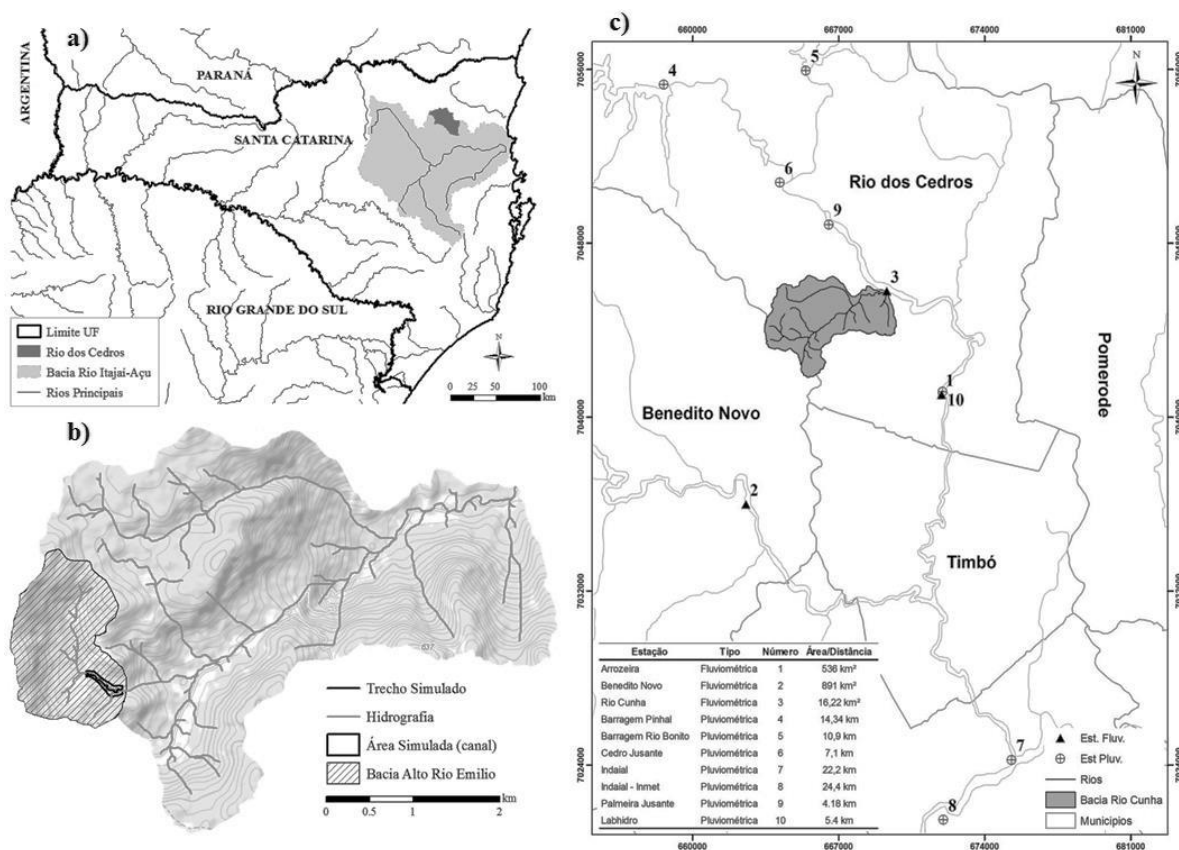


Figura 4 – Localização e aspectos gerais: a) município de Rio dos Cedros; b) bacia do Rio Cunha, do Alto Rio Emilio e canal simulado e c) estações hidrossedimentométricas e meteorológicas.

4.1.2 Canal Alto Rio Emilio

O trecho do canal escolhido para simulações hidrodinâmicas e geomorfológicas localiza-se próximo às cabeceiras do rio Cunha, na bacia do afluinte rio Emilio. Este trecho foi escolhido por apresentar variações nítidas na morfologia em uma pequena distância, podendo assim ser classificado em quatro trechos distintos. Além disso, pôde-se, por meio de fotos aéreas de 1978, delinear o seu antigo traçado e determiná-lo como condição inicial do CAESAR. O canal simulado denominado de Trecho do Alto Rio Emilio (TRE) possui 623 m de comprimento e apresenta um índice de sinuosidade de 1.4 (Figura 5).

Os pontos iniciais e finais do TRE foram escolhidos com base nos seguintes critérios. O início situa-se a jusante de uma área intensamente modificada pela atividade antrópica, onde modificações no canal ocorrem devido às modificações nas estradas rurais de sítios

particulares. A jusante deste trecho inicia-se com a morfologia *pool-riffle*, que é a morfologia do ponto final. Além disso, como comentado anteriormente, o TRE é caracterizado por quatro morfologias diferentes em uma distância inferior a 700 m, o que permite avaliar o comportamento destas ao longo do tempo. O ponto final do TRE foi determinado com base na falta de visibilidade por meio das fotos aéreas a jusante do mesmo. Observa-se que há uma diferença no traçado entre as duas datas, além disso, o traçado da estrada foi modificado. Dessa maneira, algumas modificações no canal podem ser resultados das obras de infraestrutura, bem como na diferença de escala entre as duas bases cartográficas.

Em 1978 o uso da terra que circundava o canal era principalmente pasto, com eventuais arbustos. Segundo moradores desta localidade, a densidade populacional da década de 70 era maior do que a atual, o que pode ser observado pela menor área com vegetação arbórea ou arbustiva. Atualmente, há eucaliptos principalmente nas encostas, enquanto o pasto é predominante no entorno do canal, embora com uma densidade maior de arbustos.

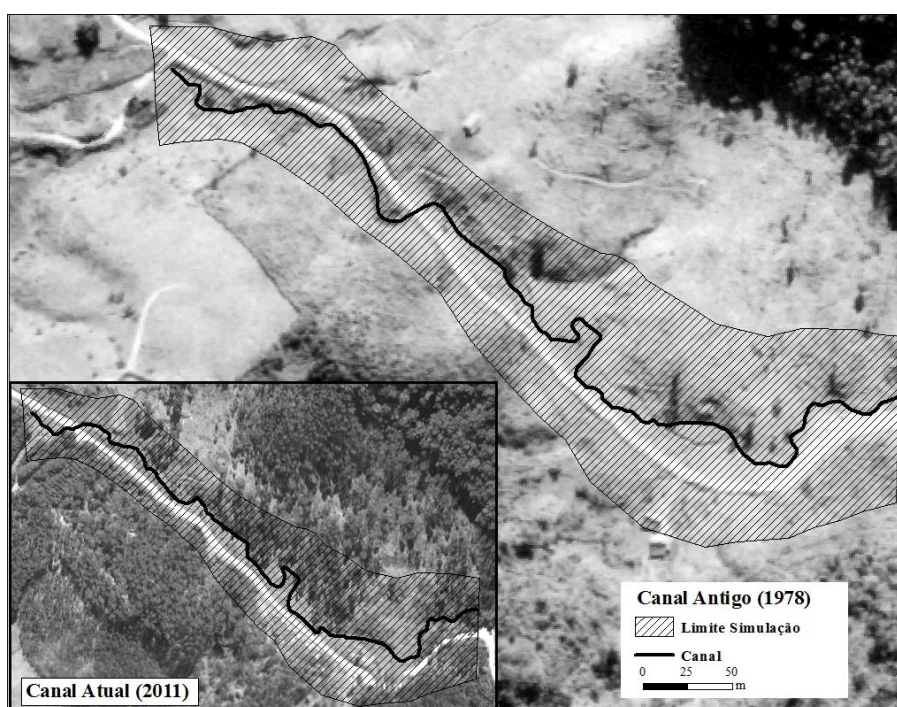


Figura 5 – Delineamento do TRE atual com base em ortofotos escala 1:10.000 e em 1978 com base em aérofotos na escala 1:25.000.

A área denominada Limite Simulação foi delimitada para reduzir o número de células utilizadas pelo modelo. Os modelos autômatos aplicam regras, nesse caso de evolução, para todas as células do MDT. Dessa maneira, quanto menor o número de células ou quanto maior o seu tamanho mais rápida é a simulação. Assim, foi delimitado este polígono abrangendo

tanto a planície de inundação como parte da encosta para reduzir o tempo de simulação, mantendo, por outro lado, uma resolução do MDT que representasse a largura média do canal.

4.2. DADOS TOPOGRÁFICOS

4.2.1 Bacia

Um dos dados mais importantes de entrada dos MCEP é a topografia, representada pelo o MDT, pois é sobre o mesmo que as regras de evolução de paisagem serão aplicadas. Para a sua elaboração foi utilizada a base cartográfica em escala 1:10.000 disponibilizada pela Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico e Sustentável de Santa Catarina (SDS) para o município de Rio dos Cedros.

As informações cartográficas utilizadas foram: MDT com resolução de 1 m, Ortofotos em cor natural e infravermelho de 0,39 m. A partir do MDT da SDS foram extraídas as curvas de nível com equidistância de 2 m. As mesmas foram consistidas, retirando curvas espúrias e, posteriormente, o MDT com resolução de 25 m foi elaborado.

Foi utilizado o interpolador *Topo to Raster* do ArcGis 10.1. Conforme ESRI (2013), este interpolador foi desenvolvido especificamente para criar modelos digitais hidrologicamente consistidos, e tem por base o software ANUDEN (HUTCHINSON, 2000). O método de interpolação assegura que a rede de drenagem estará conectada, ou seja, os *sinks* serão corrigidos, além da correta representação das cristas e dos vales (ESRI, 2013).

Na prática, nem todos os *sink* são corrigidos, o que levou o MDT final a ser reprocessado no *System for Automated Geoscientific Analyses – SAGA* (<http://www.saga-gis.org/>). Foi utilizado o algoritmo desenvolvido por Planchon e Darboux (2001), no qual determina-se uma declividade mínima ao se corrigir os *sinks*. No presente trabalho foi utilizada a declividade mínima de 0,1° para que nas células corrigidas a mudança no valor da altitude fosse mínima. Caso esse valor fosse 0°, a correção resultaria em áreas planas e consequentemente em locais com menor ou sem propagação de fluxo.

Após a correção dos *sink*, o MDT foi “escavado”, a partir da rede de drenagem, com o algoritmo *Burn Stream Network into DEM*. Foi utilizada a profundidade de 2,1 m em todos os canais. Este valor foi adotado com base nas observações de campo da profundidade média do canal e da sua diferença para com as margens. Dessa maneira, a rede de drenagem foi inserida no MDT. Após este processo, os *sinks* foram novamente corrigidos. A Figura 6 apresenta as principais etapas de elaboração do MDT da bacia do Rio Cunha utilizado nas simulações.

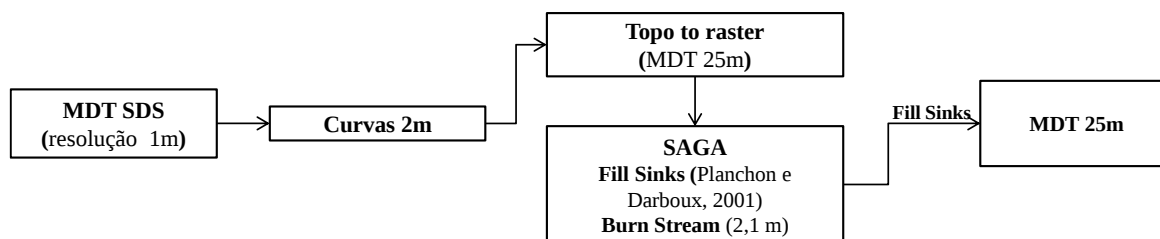


Figura 6 – Principais etapas para elaboração do MDT da bacia do rio Cunha.

4.2.2 Canal

Para a bacia do rio Cunha não há levantamentos topobatimétricos pretéritos que permitam reconstruir a morfologia do canal em 1978. A única base cartográfica antiga está na escala 1:50.000. Dessa maneira, adotou-se o MDT atual, mas com modificações. A partir das curvas de nível com equidistância de 2 m foi gerado um MDT com resolução de 2 m para a bacia do rio Emilio. Este MDT foi recortado, em que restou apenas a área denominada Limite Simulação (Figura 7). No MDT desta área o canal de 1978 foi escavado, utilizando o algoritmo *Burn Stream Network into DEM* do SAGA. Foi adotada uma profundidade de 1,8 m para todo o canal, pois esta é a máxima profundidade observada em campo nesse trecho. O algoritmo de correção de *sinks* de Planchon e Darboux (2001) foi, por fim, utilizado para atribuir ao canal uma pequena declividade (0,2°), garantindo a propagação de fluxo pelo mesmo.

As principais etapas são apresentadas na Figura 8. Em escala de canal, as simulações representam os processos erosivos tais como a erosão no canal e a erosão lateral, processos estes que não são representados em escala de bacia. Por este motivo, optou-se por dobrar a declividade mínima utilizada para corrigir os *sinks* do canal. Dessa maneira, mesmo com a deposição de sedimentos no canal, não haveria uma alteração nas condições iniciais logo no início da simulação, o que poderia dificultar a propagação do escoamento.

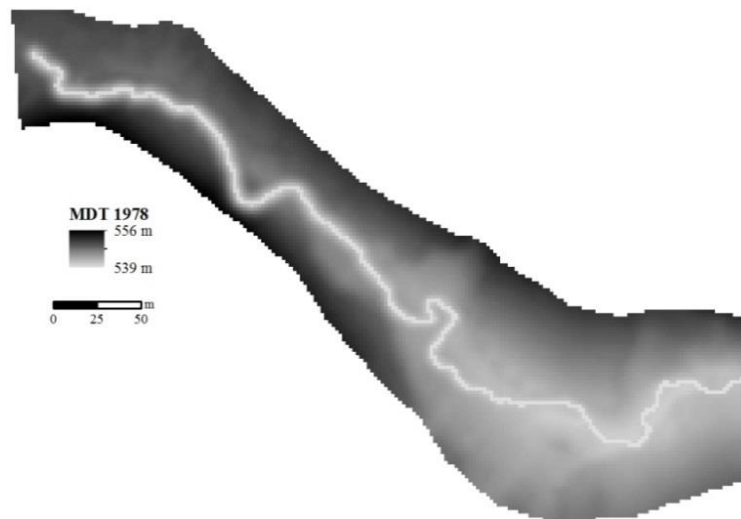


Figura 7 – Modelo Digital de Terreno utilizado para representar o canal de 1978.

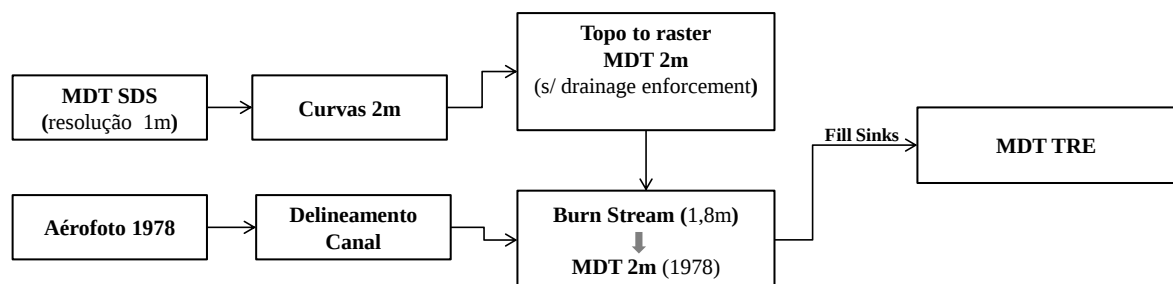


Figura 8 – Etapas de elaboração do MDT Canal 1978.

4.3 DADOS DO MONITORAMENTO

4.3.1 Dados de Chuva

Foi instalada pelo LabHidro/UFSC, no município de Rio dos Cedros em 2010, uma estação meteorológicas modelo DAVIS Vantage Pro2 Plus. Esta estação está localizada no centro urbano do município, e dista cerca de 5,4 km da exutória da bacia do rio Cunha. O intervalo de monitoramento da precipitação é de 5 min, com resolução de 2 mm e precisão de $\pm 4\%$ (0,08 mm).

As falhas desta estação foram corrigidas utilizando os dados disponibilizados pelo Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina, vinculado a Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina (CIRAM/EPAGRI) de outras 5 estações (Figura 4 - localização). Para isto, os dados da estação DAVIS foram acumulados para horários, pois este é o intervalo de monitoramento das estações do CIRAM. Para a correção das falhas foram adotados os seguintes critérios, por ordem hierárquica:

- Média das duas estações mais próximas (Cedro Jusante e Palmeira Jusante);

- Na falha de uma das estações anteriores, adoção da média com a estação conseguinte mais próxima (ex: Barragem Rio Bonito)
- Na falha das duas estações mais próximas, adoção do valor medido da estação subsequente por ordem de distância.

Estes critérios foram utilizados para corrigir as falhas da estação pluviométrica LabHidro entre 2010 e 2013. As demais estações possuem, com falhas, dados desde 2004. Utilizando os mesmos critérios de distância, uma série foi construída desde 2004 até o final de 2009. Estes dados foram utilizados para criar uma série de chuva utilizada na análise de sensibilidade da paisagem para escala de bacia.

Os dados diários de chuva da estação pluviométrica Arrozeira, de 1978 a 2012, foram utilizados para simular o comportamento da bacia do Alto Rio Emilio e gerar uma série de vazão e sedimentos utilizadas na hipótese de conectividade hidrogeomorfológica do TRE.

4.3.2 Dados Hidrológicos

Na exutória da bacia do rio Cunha foi instalada, em janeiro de 2012, uma estação hidrossedimentométrica (Figura 9), na qual são medidos nível e turbidez em intervalos de 10 min. O nível é mensurado por um sensor GE - Druck PTX 1030 acoplado a um *datalogger* Waterlog modelo H500XL. No mesmo local de monitoramento foi instalado um conjunto de régua linimétricas para aferir os dados do sensor.

A curva-chave da estação foi elaborada em três etapas. A etapa inicial foi a medição de vazão utilizando o *Flowtracker*, cujo método de medição assemelha-se ao utilizado com molinetes hidrométricos, ou seja, segue o Método Detalhado (Tabela 5) para o posicionamento do aparelho em uma determinada vertical de profundidade e estimativa da velocidade média em cada vertical.

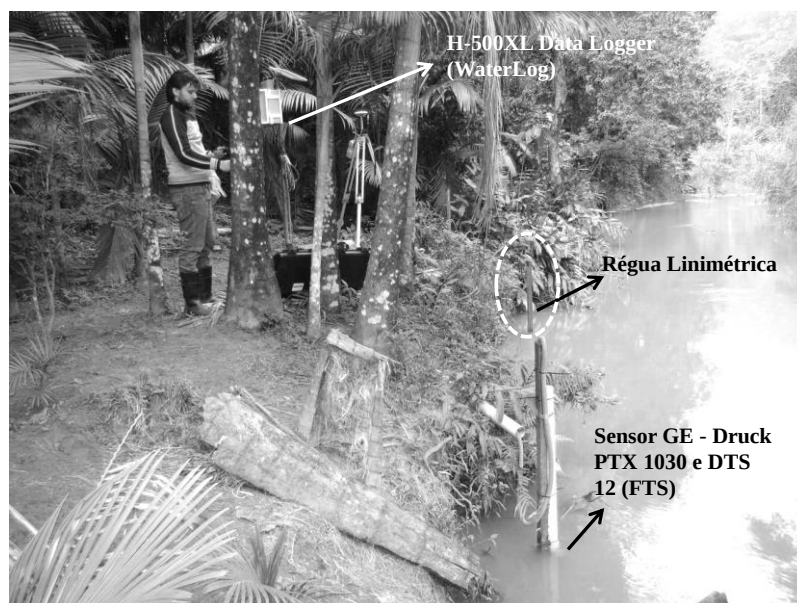


Figura 9 – Estação hidrossedimentológica Rio Cunha.

As medições foram realizadas a vau. Para uma média representativa, foram suficientes no máximo três medições bem sucedidas para cada nível d'água. Com base em Santos *et al.* (2001), o espaçamento entre as verticais de profundidade foi de 1 m, pois o canal apresenta cerca de 9 m de largura no ponto de monitoramento.

Tabela 5 – Tabela de cálculo das velocidades médias pelo método detalhado

Nº de Pontos	Posição na vertical em relação a profundidade (p)	Cálculo da velocidade média (v) na vertical	Profundidade (m)
1	$0,6p$	$v = v_{0,6}$	$0,15 - 0,6$
2	$0,2$ e $0,8p$	$v = (v_{0,2} + v_{0,8})/2$	$0,6 - 1,2$

Fonte: Modificada de DNAEE (1977) citado por Santos *et al.* (2001)

Com o *Flowtracker* foram medidos as vazões correspondentes a 8 níveis d'água, variando de 0,24 m a 0,45 m.

A segunda etapa consistiu no levantamento topobatimétrico da seção transversal da exutória. Com a Estação Total Leica TPS 407 foram coletadas as cotas (XYZ), com espaçamento irregular para representar de maneira satisfatória a topografia da seção (Figura 10).

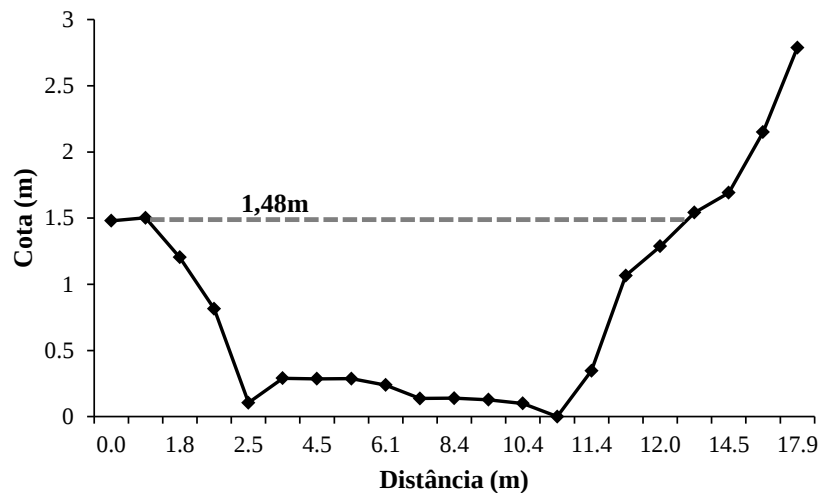


Figura 10 – Seção transversal da estação Rio Cunha.

Devido ao seu tamanho e declividade, a bacia do rio Cunha possui um pequeno valor de tempo de concentração. Dessa maneira, a medição de vazão em picos de cheia torna-se uma tarefa de difícil execução. Devido a este fato, a máxima cota medida com o *Flowtracker* foi 0,45 m, cerca de 1/4 do maior nível registrado. Mesmo com estas limitações, duas curvas-chave foram elaboradas, uma para até 0,44 m e outra para níveis d'água superiores a este valor.

4.3.3 Dados de Vazão Regionalizados

Para analisar o comportamento do canal desde 1978, os dados da estação fluviométrica Arrozeira foram regionalizados. Esta estação possui monitoramento diário desde 1931, embora com falhas. Como as fotos aéreas mais antigas, em que se pôde identificar o trecho do canal, são de 1978, a data de 21/01/1978 foi escolhida como início da simulação. De 1978 até 2013, a estação arrozeira possuía as seguintes falhas:

- 4 dias em 1983 (07/07 a 10/07);
- 62 dias em 1994 (Julho e Outubro);
- 31 dias em 1995 (Julho);
- 88 dias em 2000 (05/08 a 31/10).

Essas falhas foram corrigidas por meio de regionalização com a estação Benedito Novo. Adotou-se uma reação entre as vazões diárias das estações Arrozeira e Benedito Novo, e, através da equação de regressão linear, as falhas foram corrigidas. Para a elaboração da equação, toda a série comum às duas estações foi considerada, ou seja, de 1931 a 2007.

Após a correção das falhas, uma segunda relação linear entre as estações Arrozeira e Rio Cunha foi estabelecida. Para isto, os dados da estação Rio Cunha foram agrupados em diários, utilizando para isto a média de 00:00 h às 23:50 h. Utilizando uma série de tempo equivalente entre a estação Arrozeira e Rio Cunha, a relação linear entre estas duas estações foi estabelecida.

A partir da equação de regressão, os dados da estação Arrozeira foram convertidos para Rio Cunha. Dessa maneira, uma série de dados regionalizados para a estação Rio Cunha desde 1978 foi criada. Por fim, pela relação de área entre a Bacia do Rio Cunha e Alto Rio Emilio (Equação 2) criou-se a série de vazões diárias que foi entrada para o modelo CAESAR em escala de canal.

$$Q_{ARE} = Q_{RC} \cdot \frac{A_{ARE}}{A_{RC}} \quad (2)$$

onde Q_{ARE} é a vazão na bacia do Alto Rio Emilio; Q_{RC} é a vazão na bacia do Rio Cunha; A_{ARE} e A_{RC} são as áreas das bacias Alto Rio Emilio e Rio Cunha, respectivamente.

Os dados de vazão regionalizados foram utilizados para analisar a sensibilidade do canal à variação de resistência exercida pela vegetação e para testar um dos cenários de conectividade.

4.3.4 Dados Sedimentológicos

A estação hidrossedimentométrica Rio Cunha também foi equipada com sensor de turbidez da marca FTS modelo DTS-12. Este modelo possui a vantagem de ter baixa necessidade de manutenção, pois apresenta um limpador automático que passa duas vezes sobre o leitor ótico a cada vez que o aparelho é acionado. Este dispositivo ajuda a evitar problemas de incrustações e, segundo o fabricante, permite com que o aparelho realize leituras precisas, entre a faixa 0 - 1.600 NTU.

A cada 10 minutos, o sensor inicia o processo de medição e realiza 100 medições durante um intervalo de 5 s e processa a média, a variância, a mediana, o mínimo e o máximo valor medido, evitando assim a contabilização de possíveis detritos que passam durante a medição na frente do sensor.

Para estabelecer a relação entre turbidez (NTU) e sólidos em suspensão (SS) foram coletadas amostras em diferentes intervalos de NTU. As coletas foram realizadas com o amostrador de sedimentos DH-48 (Figura 11) e o método de amostragem em campo foi o de igual incremento de largura bem como amostragem por integração na vertical (CARVALHO,

1994), totalizando 3 verticais na seção de monitoramento. Durante o período de 28/06/2012 até 01/08/2012, foram coletadas 12 amostras em diferentes eventos, variando entre 15,7 a 472 NTU.



Figura 11 – Amostrados de sedimentos DH-48.

Para a conversão de NTU em SS, as amostras foram analisadas utilizando o método da filtração. Neste método não é necessária a correção para sais dissolvidos, pois os mesmos passam pelo filtro, ou seja, o resultado da análise é a própria concentração de SS (CARVALHO, 1994). Os filtros utilizados foram os de acetato de celulose com poros de 0,45 μm e o volume filtrado variou entre 200 mL e 250 mL. Após as análises, a relação entre SS e NTU foi estabelecida.

4.3.5 Análise de Sedimentos de Fundo

O modelo de evolução de paisagem adotado no presente trabalho necessita como dado de entrada a distribuição granulométrica do solo da bacia e/ou do sedimento do canal. Com base em observações de campo e na morfologia dominante, o canal de estudo do alto rio Cunha foi classificado em quatro diferentes trechos: *pool-riffle*, *plane bed*, *step* e *pool arenoso*.

Bunte e Abt (2001) enumeraram os três principais tipos de amostragem de sedimentos superficiais para rios com sedimentos grosseiros:

- **Contagem de seixos (*pebble count*):** consiste na seleção e coleta com a mão de um determinado número de amostras, geralmente mais que 100, de diferentes tamanhos, espaçados por um igual incremento de largura ao longo de um transecto. Abrange uma área de 100 m². Requer longos períodos de campo, mas pouco de laboratório.
- **Contagem de malha (*grid count*):** seleção de partículas em um número pré-definido de pontos em uma malha que abrange uma área relativamente pequena, que podem ser coletadas com a mão ou medidos através de fotografias. Em caso de fotografias,

requer pouco trabalho de campo, mas longo trabalho de laboratório. Caso a amostragem seja manual, requer longos trabalhos de campo e pouco de laboratório.

- **Amostra por área (*areal samples*):** inclui todas as partículas de uma pequena área de sedimento de fundo (entre 0,1 m² a 1 m²), geralmente usando adesivos para assegurar que todas as partículas sejam coletadas. Ambos os trabalhos, de campo e de laboratório, requerem longos períodos de análise.

As amostragens não destrutivas como a utilização de fotos e/ou estimativa visual podem, quando enquadradas como amostragem por área, ser tratadas de três maneiras: a) medição do eixo-*b* (Figura 12) de todas as partículas, b) medição e análise planimétrica e c) relação empírica entre o número de sedimentos da foto com o método tradicional de contagem de seixos (BUNTE e ABT, 2001).

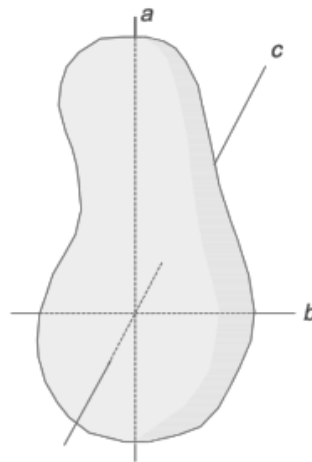


Figura 12 – Representação dos eixos *a*, *b* e *c*.

Para as morfologias de *pool-riffle* e *pool arenoso* utilizou-se o peneiramento simples. Foram coletados aproximadamente 20 kg de sedimento de fundo distribuídos em 6 diferentes pontos de *pools* e *riffles*. O material coletado foi armazenado em um único recipiente, propiciando a mistura do mesmo. Após secado, o material foi reamostrado e 10 kg foram utilizado para o peneiramento. O mesmo procedimento foi utilizado na morfologia *pool arenoso*, onde foram coletados 10 kg em três pontos, e reamostrados 5kg para o peneiramento.

Devido ao tamanho do sedimento, a granulometria das morfologias *step* e *plane bed* foram estimadas por meio de fotografias e por meio do peneiramento simples. Adotou-se uma armação de madeira de aproximadamente 1m na qual foi fixada uma régua linimétrica para serem utilizadas como escala. Em cada ponto amostral foram tiradas no mesmo dia e na mesma posição cinco fotografias a 1,5 m de altura.

Na Figura 13 observa-se o detalhamento do método. Dentro da fotografia foi desenhada uma área amostral, na qual foram delimitados os sedimentos observáveis macroscopicamente bem como determinados o seu diâmetro. Posteriormente, a diferença da soma das áreas ocupadas pelos sedimentos grosseiros com a área amostral foi determinada como área analisada por peneiramento, sendo adotada a distribuição granulométrica do peneiramento.

Dentre as cinco fotos, a de melhor qualidade, nitidez e abrangência espacial foi selecionada para determinar o diâmetro dos sedimentos de maior calibre. No software AutoCAD, um polígono circunscrito com área maior que 1m² foi desenhado e a área que o sedimento de determinado diâmetro ocupava foi estabelecida. Para isto, mediu-se o eixo-*b* dos sedimentos visíveis, mesmo estando submersos.

Nas fotos em que os diâmetros dos sedimentos não eram visíveis e eram menores que o maior diâmetro encontrado por peneiramento, foi considerado que aquela área remanescente possuía uma distribuição igual ao do peneiramento. Contudo, com base na relação de área, os dois métodos foram acoplados. Este tipo de acoplamento é sugerido por Bunte e Abt (2001) para a junção de diferentes métodos de amostragem.

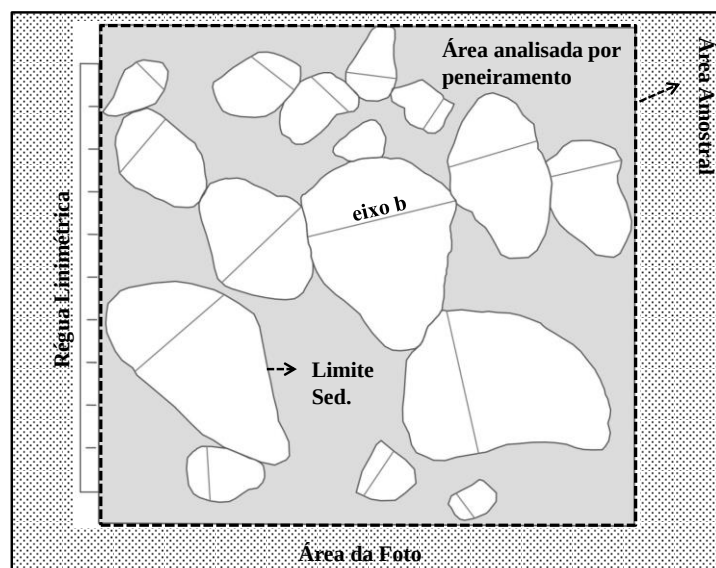


Figura 13 – Representação simplificada da junção dos métodos de peneiramento e análise areal.

Como dado de entrada, o CAESAR aceita até 9 diferentes classes granulométricas. Com base em Wentworth (1922) e em Carvalho (1994), os sedimentos amostrados foram agrupados em:

- Pedregulho: 256 - 411 mm
- Bloco: 64 - 256 mm
- Seixo: 32 - 64 mm

- Cascalho: 2 - 32 mm
- Areia Grossa: 0,71 - 2 mm
- Areia Média/Fina: 0,05 – 0,71 mm
- Silte: 0,002 – 0,05 mm
- Argila: <0,002 mm

O limite superior da classe Pedregulho refere-se ao maior diâmetro medido, abstendo-se assim de usar o próximo valor da escala, que seria 512 mm ou 1024 mm, dependendo da classificação adotada. Em cada morfologia, foram utilizadas as mesmas classes granulométricas, mas com diferentes proporções. Para as simulações em escala de bacia foi adotado o intervalo médio de cada classe e para argila foi adotado 0,0019 mm.

4.4 FOTOGRAMETRIA TERRESTRE

Para demonstrar as alterações recentes ocorridas no canal, foram utilizadas fotos não métricas de baixa altitude. Foi utilizada a câmera digital Sony DSC-H7 com 8 MP de resolução. Esta câmera foi acoplada a uma armação feita de cano, em formato L (Figura 14). As fotos foram obtidas de duas alturas: 3,5m e 4,5m. Foram escolhidos determinados pontos do canal que apresentavam modificações recentes que pudessem auxiliar na demonstração da hipótese de conectividade hidrogeomorfológica. O mosaico das fotos foi elaborado no software Autopano Giga de forma automática. A taxa de sobreposição das fotos foi de 90%.

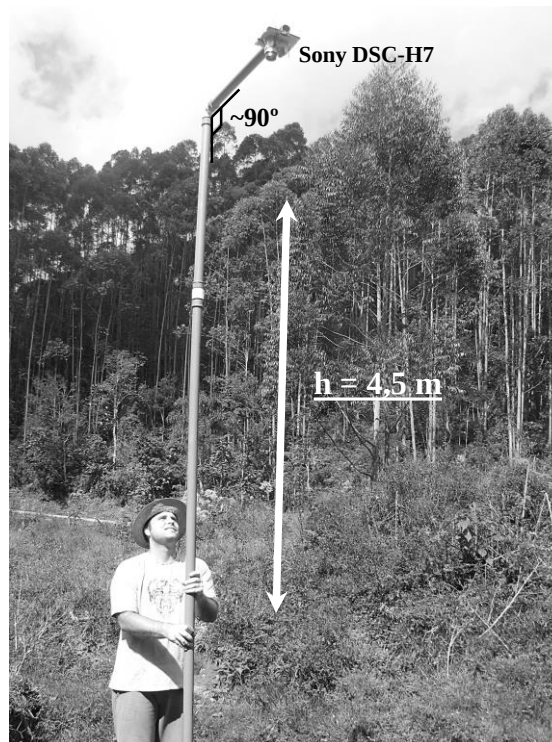


Figura 14 - Método utilizado para obtenção de fotos de baixa altitude.

4.5 APLICAÇÃO DO MODELO CAESAR

O Modelo Autômato Celular de Evolução de Rio e Encosta (*Cellular Automaton Evolutionary Slope and River* - CAESAR) é um modelo de fluxo bidimensional e de transporte de sedimentos, sendo capaz de simular mudanças geomorfológicas em escala de bacia e/ou de canal. O modelo foi inicialmente desenvolvido para simular respostas geomorfológicas de bacias inglesas a mudanças climáticas e de uso do solo (COULTHARD *et al.*, 1997; 1998; 2002).

Modelos autômatos celulares possuem grande aplicação na representação da variação espacial de fenômenos não lineares, como o comportamento do sistema fluvial, pois espacializam e representam os aspectos essenciais dos processos locais através de regras universais. Devido à universalidade das regras, que podem ser determinísticas ou estocásticas, as mesmas são aplicadas igualmente para todas as células. Eles assumem um caráter espacial local a partir do momento que cada célula interage com suas células imediatamente vizinhas (NICHOLAS, 2005; COULTHARD e VAN DE WIEL, 2007).

CAESAR usa uma malha regular (MDT) para representar a topografia da bacia e/ou do canal. Cada célula da malha adquire, através dos dados de entrada, características referentes à elevação, vazão (canal), cobertura vegetal, profundidade do solo e tamanho dos sedimentos (COULTHARD e VAN DE WIEL, 2007; COULTHARD *et al.*, 2002). CAESAR segue o princípio de que a topografia é o principal condicionante dos processos fluviais e de encosta, que, por sua vez, controlam a distribuição espacial da erosão e deposição de sedimentos para cada intervalo da simulação. Após a simulação de cada intervalo de tempo, a topografia alterada passa a ser a condição inicial para o próximo intervalo da simulação e assim sucessivamente (Figura 15).

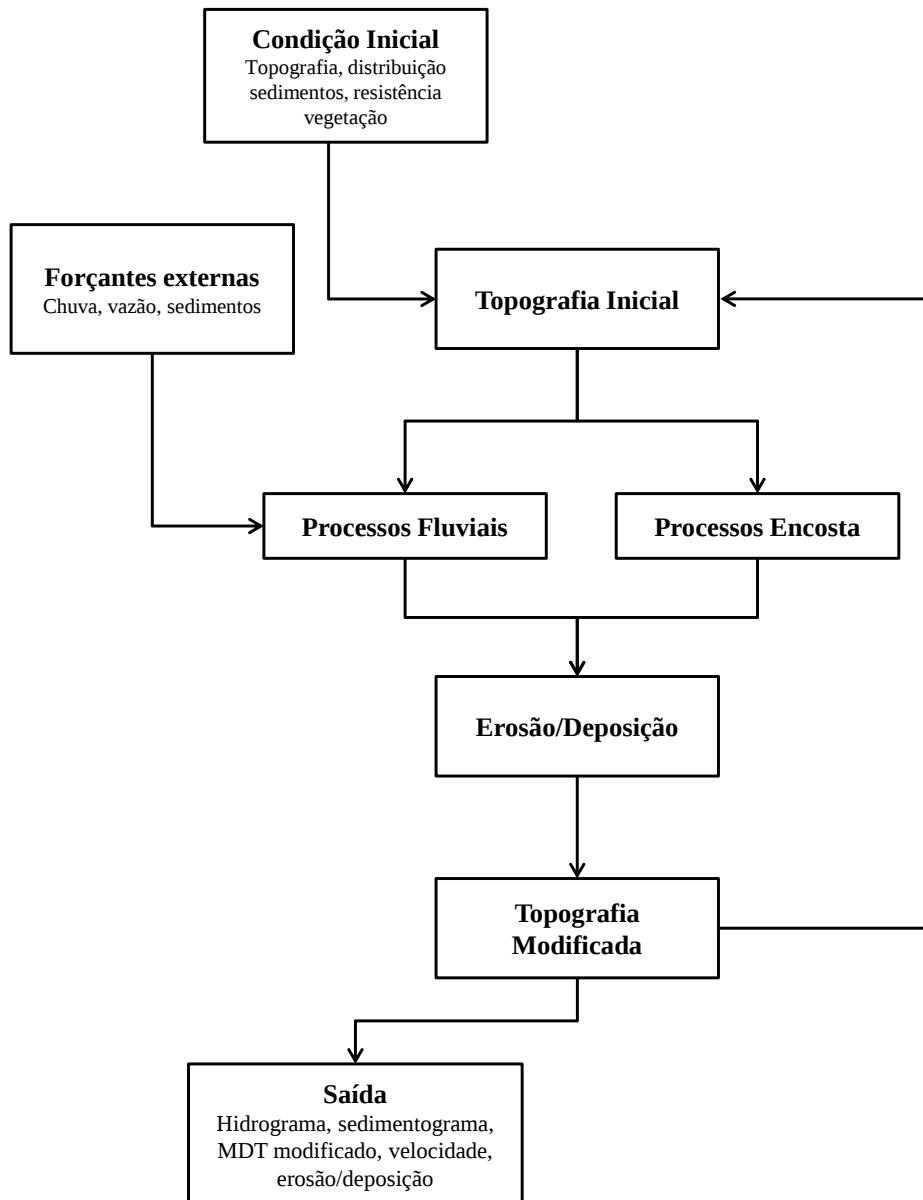


Figura 15 – Fluxograma conceitual do CAESAR.

Para simular a evolução da paisagem, CAESAR faz uso de quatro grupos de processo: hidrológico (chuva-vazão), hidrodinâmico, erosão e deposição fluvial, e processos de encosta, descritos com base em Coulthard *et al.* (2002), Van de Wiel *et al.* (2007) e Coulthard *et al.* (2013).

4.5.1 Processos hidrológicos

No modelo CAESAR, uma modificação do TOPMODEL proposta por BEVEN e KIRIBY (1979) é utilizada para gerar o escoamento superficial e subsuperficial (Q_{tot}), calculado de acordo com a equação (3):

$$Q_{tot} = \frac{m}{T} \log \left(\frac{(r-j_t) + j_t \exp\left(\frac{rT}{m}\right)}{r} \right) \quad (3)$$

onde T é o intervalo de tempo; r é a taxa de precipitação (mm/h); m é um parâmetro derivado da recessão da curva do hidrograma (BEVEN, 1997) e controla o aumento ou diminuição da umidade do solo de uma determinada interação (j_t), calculado a partir da interação anterior (j_{t-1}), sendo:

$$j_t = \frac{r}{\left(\frac{r-j_{t-1}}{j_{t-1}} \exp\left(\left(\frac{(0-r)T}{m}\right) + 1\right) \right)} \quad (4)$$

Caso não haja precipitação ($r = 0$), as equações (3) e (4) são modificadas, respectivamente, para:

$$Q_{tot} = \frac{m}{T} \log \left(\frac{j_t T}{m} \right) \quad (5)$$

$$j_t = \frac{j_{t-1}}{1 + \left(\frac{j_{t-1} T}{m} \right)} \quad (6)$$

O modelo hidrológico acoplado ao CAESAR é dependente principalmente do parâmetro m . Quanto maior o seu valor, menor o pico e mais suave será a recessão do hidrograma, indicando também a redução na transmissividade. Além disso, a variação deste parâmetro tem sido utilizada para representar diferentes estágios de cobertura florestal ao longo do tempo, desde uma bacia com vegetação esparsa ou densamente vegetada (WELSH *et al.*, 2009).

4.5.2 Processos hidrodinâmicos

Em 2011, foi implementado no CAESAR o modelo hidrodinâmico Lisflood-FP (BATES *et al.*, 2010), passando a ser denominado CAESAR-Lisflood (CL) (COULTHARD *et al.*, 2013), o qual adota a seguinte formulação para a propagação da vazão (Q):

$$Q = \frac{q - gh_{flow} \Delta t \frac{\Delta(h+z)}{\Delta z}}{(1 + gh_{flow} \Delta t n^2 |q| / h_{flow}^{10/3})} \Delta x \quad (7)$$

onde q é o escoamento entre duas células calculada na interação anterior ($m^2 s^{-1}$); g é a aceleração da gravidade (ms^{-1}), h é a altura da água (m); z é elevação (m); h_{flow} é altura da coluna de água entre duas células; x é a largura da célula (m); e t é o tempo (segundos). Após a vazão ser estabelecida em quatro células vizinhas a uma célula central, a altura da coluna de água nesta célula central é atualizada:

$$\frac{\Delta h^{i,j}}{\Delta t} = \frac{Q_x^{i-1,j} - Q_x^{i,j} + Q_y^{i,j-1} - Q_y^{i,j}}{\Delta x^2} \quad (8)$$

onde i e j são as coordenadas da célula.

Por fim, o passo de tempo é controlado pela condição de Courant-Freidrichs-Lewy (CFL):

$$\Delta t_{max} = \alpha \frac{\Delta x}{\sqrt{gh}} \quad (9)$$

onde α é um coeficiente que varia entre 0,2 e 0,7.

A condição de CFL associada ao parâmetro α controla a estabilidade numérica do modelo (BATES *et al.*, 2010). Esta condição permite que um modelo hidrodinâmico 2D e de fluxo não permanente, que geralmente opera em pequenos intervalos de tempo (s) para evitar instabilidade numérica, seja utilizado em modelos de evolução de paisagem, que operam em escalas temporais maiores (COULTHARD *et al.*, 2013). O valor de CFL está diretamente relacionado à resolução do MDT. Resoluções mais finas requerem valores menores, enquanto que resoluções mais grosseiras valores maiores.

4.5.3 Processos fluviais

Como descrito em Coulthard *et al.* (2002), CAESAR utilizava a equação de Einstein–Brown (EINSTEIN, 1950) para simular a quantidade de sedimento transportada de uma célula a outra, rearranjada conforme a equação (10):

$$\psi = \frac{(\rho_s - \rho) D^3}{\rho h S} \quad (10)$$

onde, ψ é o balanço entre as forças que movimentam e retêm as partículas, $\rho_s - \rho$ é a densidade relativa do sedimento submerso; D é o diâmetro do sedimento (m); e h é altura da água

O cálculo adimensional do sedimento de fundo ϕ é dado por:

$$\phi = Q_s \sqrt{\frac{\rho}{(\rho_s - \rho) g D^3}} \quad (11)$$

A relação entre ψ e ϕ é determinada com base em Einstein (1950):

$$\phi = 40(1/\psi)^3 \quad (12)$$

Por meio das equações (11) e (12) o volume de sedimento Q_s (m³/tempo) é estimado. O volume de sedimento transportado ou depositado é calculado para cada célula para cada intervalo de tempo. Dessa maneira, CAESAR atualiza dinamicamente o MDT, simulando

assim a evolução da paisagem (bacia ou canal) dirigida pelos processos erosivos e deposicionais.

Van de Wiel *et al.* (2007) incorporaram a equação de Wilcock e Crowe (2003) para simular o transporte de sedimentos. Diferente de Einstein–Brown, esta equação foi desenvolvida para tratar sedimentos grosseiros, como areia e seixos/cascalho, mas permite um grau de extrapolação para sedimentos finos:

$$Q_{iw} = \frac{F_i U_*^3 W_i^*}{(s-1)g} \quad (13)$$

onde Q_{iw} é a taxa de transporte de sedimento, F_i é o volume parcial de determinada fração de sedimento na camada ativa; U^* é a velocidade de cisalhamento; s é a razão entre a densidade da água e a densidade do sedimento, e W_i^* é uma função complexa que relaciona as taxas parciais com as taxas totais de transporte.

As taxas de transporte são convertidas em volume (V_i) multiplicando-as pelo passo de tempo da interação:

$$V_i = Q_{iw} dt \quad (14)$$

Dependendo da granulometria, os sedimentos são transportados em suspensão ou como sedimentos de fundo. O transporte do sedimento em suspensão se dá em função da velocidade do fluxo:

$$V_{i,k} = \frac{U_k}{\sum U} V_i \quad (15)$$

onde U é a velocidade do fluxo, i e k representam a fração de sedimento transportada e a direção da célula vizinha, respectivamente.

O transporte do sedimento de fundo se dá em função da declividade do leito:

$$V_{i,k} = \frac{S_k}{\sum S} V_i \quad (16)$$

Em relação aos dois tipos de transporte, de fundo ou suspensão, a principal diferença está para qual célula o sedimento será direcionado. No transporte de fundo, apenas as células de menor cota recebem sedimento, mesmo que a soma da altura da coluna de água seja maior do que a cota das células vizinhas (Figura 16a). Já em relação ao transporte em suspensão, quando a coluna de água é superior à cota das células vizinhas, mesmo sendo a cota de fundo inferior, ocorre o transporte de sedimentos (Figura 16b). Este mecanismo permite que o material em suspensão seja transportado tanto para células adjacentes ao canal como para a planície de inundação.

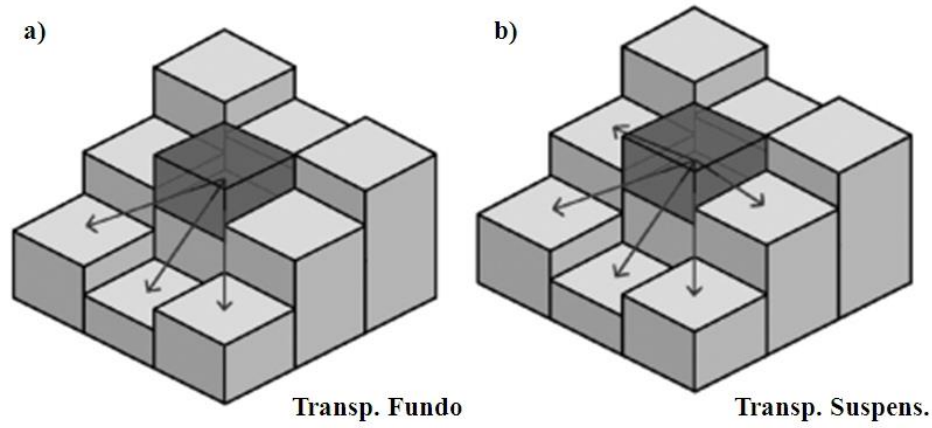


Figura 16 – Diferença entre as direções de fluxo de sedimento: a) transporte de fundo e b) transporte em suspensão. Fonte: Van de Wiel *et al.*, (2007)

O transporte de sedimentos em suspensão também foi modificado na versão CAESAR-Lisflood, sendo movimentado apenas em função da vazão nas direções i e j , conforme a equação (17) de propagação de fluxo:

$$Q_{st} = Q \left(S_{tot}/h \right) \quad (17)$$

onde Q_{st} é o sedimento em suspensão transportado entre as células (m^3s^{-1}). A concentração de sedimentos é representada pela relação entre S_{tot} e h , que são a altura do sedimento em suspensão em uma célula e a altura da água, respectivamente.

Assim como o modelo de fluxo, a variação do fluxo de sedimento em uma célula se dá em função do fluxo de sedimentos das células vizinhas:

$$\frac{\Delta S_{tot}^{i,j}}{\Delta t} = \frac{Q S_x^{i-1,j} - Q S_x^{i,j} + Q S_y^{i,j-1} - Q S_y^{i,j}}{\Delta x^2} \quad (18)$$

4.5.4 Processos de erosão do canal

Um dos principais avanços em termos de modelagem de evolução de paisagem é a capacidade de simular a erosão lateral em modelos autômatos celulares, o que permite modelar a evolução de canais meandantes e entrelaçados (COULTHARD e VAN DE WIEL, 2006).

O algoritmo que simula a erosão lateral é composto de três principais etapas: determinação do raio de curvatura do canal; cálculo da erosão lateral e redistribuição do sedimento erodido através do canal.

A determinação do raio de curvatura (R_{ca}) é feita com base na identificação das células das bordas do canal. Estas células, por sua vez, são definidas como secas ($h=0$) tendo pelo menos

uma célula vizinha úmida ($h>0$) em uma das quatro direções cardeais (Figura 17a). Em sequência, um filtro de nove células percorre o MDT, identificando as células dentro e fora do canal, limitadas pela borda (Figura 17b). Onde há uma célula de borda no centro do filtro, o número de células úmidas é somado, bem como o de células secas, desconsiderando as células de borda. O número de células úmidas é então subtraído das secas e este valor é atribuído à célula da borda no centro do filtro (Figura 17c).

Este valor representa a expressão local do raio de curvatura, R_{ca} , além de indicar a margem interna (negativa) e externa (positiva) do canal. Para reduzir a irregularidade produzida pelo cálculo da curvatura, um filtro suavizador é aplicado repetidamente nas células limites, aproximando os valores de curvatura da média ao longo das células limites (Figura 17d).

O raio de curvatura obtido por este método é adimensional e apresenta forte correlação ($r^2=0,9998$) com o raio de curvatura medido R , demonstrado por meio de experimentos numéricos (COULTHARD e VAN DE WIEL, 2006):

$$R = 2,13|R_{ca}|^{-1,08}c_w \quad (19)$$

onde c_w é a largura da célula.

Após o raio de curvatura ser determinado, a taxa de erosão lateral é calculada:

$$\zeta = E_{ca}R_{ca}U_{nb}h_{nb} \quad (20)$$

onde E_{ca} é o coeficiente de erosão das margens; U_{nb} é a velocidade do escoamento próxima a margem; e h_{nb} é a altura da água nas células úmidas vizinhas as células da margem.

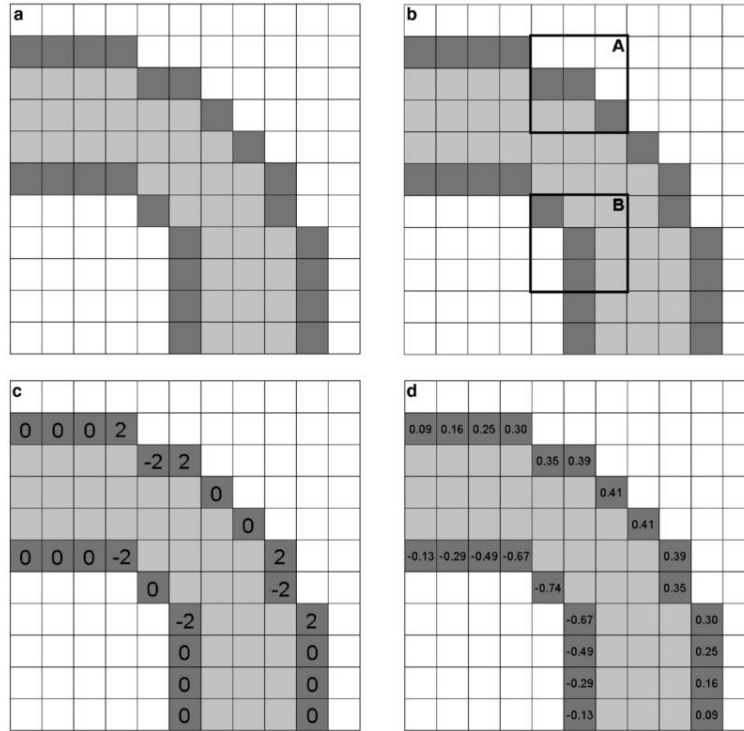


Figura 17– Exemplo do cálculo do raio de curvatura: a) determinação das células da borda (escuras) vizinhas das células do canal (claras), b) Filtro de 9 células que conta as células úmidas e secas, c) diferença entre as células úmidas e secas e d) suavização da curvatura. Fonte: Van de Wiel *et al.* (2007)

De maneira geral, a simulação do desenvolvimento de meandros dentro de modelos autômatos celulares não leva em conta fluxos secundários de sedimento. A simples migração lateral, sem alteração na geometria indica que a quantidade de sedimento depositada ao longo de uma margem do meandro é igual à quantidade de sedimento erodida na outra margem. Para evitar esta simplificação, CAESAR adota uma relação empírica denominada gradiente transversal do canal, que é utilizada para calcular o fluxo lateral de sedimentos:

$$\psi_n = a(R_{ca,n} - R_{ca,n-1})h_n \quad (21)$$

onde n e $n-1$ são as células doadoras e receptoras de sedimentos, respectivamente, a é coeficiente e h é a altura do fluxo.

Conforme Van de Wiel *et al.* (2007), a relação estabelecida pela equação (21) não possui base física. Contudo, devido à ausência da representação de fluxos secundários nos modelos autômatos celulares, esta é uma técnica útil que força a redistribuição lateral de sedimento, atendo-se mais as consequências do que as causas da erosão lateral e meandramentos.

Além da erosão lateral, o CAESAR também permite simular a erosão que ocorre dentro no canal, que determina o quão largo ou encaixado será o canal. Indiretamente, este algoritmo

representa o quão coesivos são os sedimentos. Sedimentos menos coesivos são facilmente erodidos, o que resulta em canais largos e rasos. Por outro lado, sedimentos mais coesivos resultam em canais mais estreitos e profundos. Numericamente, este parâmetro representa a movimentação lateral de sedimentos de uma célula a (que está abaixo da água) para uma célula b com base na quantidade erodida E multiplicada, por sua vez, pelo parâmetro lateral L e pela declividade entre as células doadoras e receptoras de sedimento (COULTHARD *et al.*, 2013):

$$dZb = E_b L (Z_a - Z_b) / dx \quad (22)$$

onde dZb é a variação da cota na célula receptora e dx é a largura da célula. O parâmetro L representa a estabilidade/coesão. Reduzindo o seu valor provoca estreitamento e aprofundamento do canal. O aumento do valor provoca o alargamento e diminuição da profundidade do canal. Ressalta-se que o algoritmo de erosão lateral não foi modificado dentro da versão CL.

4.5.5 Camadas Ativas

Para a simulação da erosão, deposição de sedimentos e, conseqüentemente, da alteração na altimetria, CAESAR utiliza um sistema de camadas ativas. O modelo utiliza uma camada ativa (junto à superfície), múltiplas camadas sobrepostas (estratos intermediários), uma camada base e uma camada representando a rocha sã, abaixo da qual não ocorre erosão (Figura 18).

A camada base compreende a parte mais baixa do regolito sotoposto e sua espessura é variada, dependendo no número de estratos que o sobrepõem. Os estratos sobrepõem-se ao regolito, possuem uma espessura fixa L_h , cujo valor padrão é 20 cm, e sua posição é fixa em relação à camada que representa a rocha sã. Mais de 20 estratos podem ser armazenados em qualquer célula do MDT.

A camada ativa representa a porção exposta do regolito e possui uma espessura que varia entre 25% e 150% da espessura do estrato. A erosão remove o sedimento e conseqüentemente a espessura da camada ativa é reduzida. Caso a espessura chegue a menos que $0,25L_h$, o estrato mais próximo da camada ativa é incorporado à mesma. De maneira semelhante, quando ocorre deposição na camada ativa, a mesma aumenta de espessura. Caso a espessura alcance $1,5L_h$, um novo estrato é criado, deixando uma camada ativa fina.



Figura 18 – Representação das camadas relacionadas ao armazenamento computacional de sedimentos.

Coulthard *et al.* (2002) sugeriram a espessura da camada como sendo $2D_{90}$. Contudo, como explanado anteriormente, a espessura da camada ativa varia entre 0,25 e 1,5 vezes, devido à erosão e sedimentação ocorrida em cada célula. Na versão atual do CAESAR, a espessura da camada ativa é um parâmetro do modelo, que pode ser modificada pelo usuário.

4.5.6 Processos de Vertente

Os dois processos de transporte de material das vertentes considerados dentro do CAESAR são os deslizamentos e o rastejo.

Os deslizamentos são incorporados no modelo através de um ângulo limite (ex: 45° graus). Nas células acima destes ângulos, o material é removido instantaneamente para as células à jusante, onde é depositado nos locais em que a declividade é menor que o ângulo limite. O processo de rastejo é calculado para cada célula mensalmente e leva em conta apenas a declividade e a largura da célula. Dentro do CAESAR este processo favorece a erosão em vertentes íngremes, além da suavização das feições mais evidentes do relevo.

$$Rastejo (a^{-1}) = \frac{0,01S}{Dx} \quad (23)$$

Em ambos os processos, os sedimentos transferidos são incorporados na camada ativa da célula a jusante, elevando assim a altimetria da célula receptora.

4.5.7 Cobertura Vegetal

A vegetação simulada não representa um tipo específico de espécie, mas sim uma camada que protege o solo contra erosão, cuja resistência/tensão crítica é dada em Pascal (ARCOS, 2011). Considera-se que a vegetação em seu estado pleno de maturidade representa a mesma resistência à erosão de um bloco de 0,26 m de diâmetro. Além disso, o modelo de crescimento também permite que a camada de vegetação cresça sobre morfologias que são criadas ao longo do tempo, como barras e ilhas (COULTHARD *et al.*, 2002, VAN DE WIEL *et al.*, 2007). Quando a vazão é capaz de remover esta camada de vegetação, a mesma é totalmente removida do sistema, não sendo depositada. Além disso, em locais onde o escoamento é permanente, não há crescimento e a vegetação é ausente.

A vegetação pode ser analisada de duas maneiras dentro do modelo. Na primeira maneira pode-se alterar o valor de m no modelo hidrológico, modificando a duração e o pico do hidrograma de cheia, representando o crescimento ou a retirada da vegetação (COULTHARD *et al.*, 2000). A segunda, um modelo linear de crescimento da vegetação simula a cobertura vegetal, aumentando assim com o tempo à resistência a erosão. Três parâmetros podem assim ser configurados: a resistência que a vegetação exerce; a taxa de crescimento da vegetação, ou seja, em quanto tempo a resistência é máxima, e o quanto de erosão ocorre mesmo quando a resistência é máxima.

4.5.8 Dados de Entrada

CAESAR simula os processos de evolução de paisagem em duas escalas: bacia hidrográfica e canal. Para ambas as escalas, o modelo requer como dado de entrada um MDT em formato *raster* bem como a distribuição granulométrica de até nove classes de sedimentos. Além destes, o modelo requer uma série de precipitação para escala de bacia e uma série de vazão e/ou sedimentos para escala de canal. Esta série de sedimentos pode, além de conter a carga total, ser discretizada proporcionalmente em relação às nove classes granulométricas. Os demais parâmetros (Anexo 1) são ajustados diretamente no modelo, organizados em diferentes abas.

Como pode ser observado na Figura 19, a primeira opção é escolher a escala de simulação. Todos os dados espaciais devem ser em formato *raster*, como o MDT que representa a topografia inicial, um modelo digital representando a camada rochosa, abaixo do qual não haverá erosão nem a mesma é erodida. É possível entrar com os dados distribuídos de granulometria (*Grain data file*) através de um modelo numérico elaborado por um software

auxiliar. Nesta primeira aba a série de precipitação bem como o seu intervalo temporal é informado. Além destes dados de entrada, é possível escolher qual o intervalo temporal da série de saída de vazão e sedimentos (diário, horário, sub-horário).

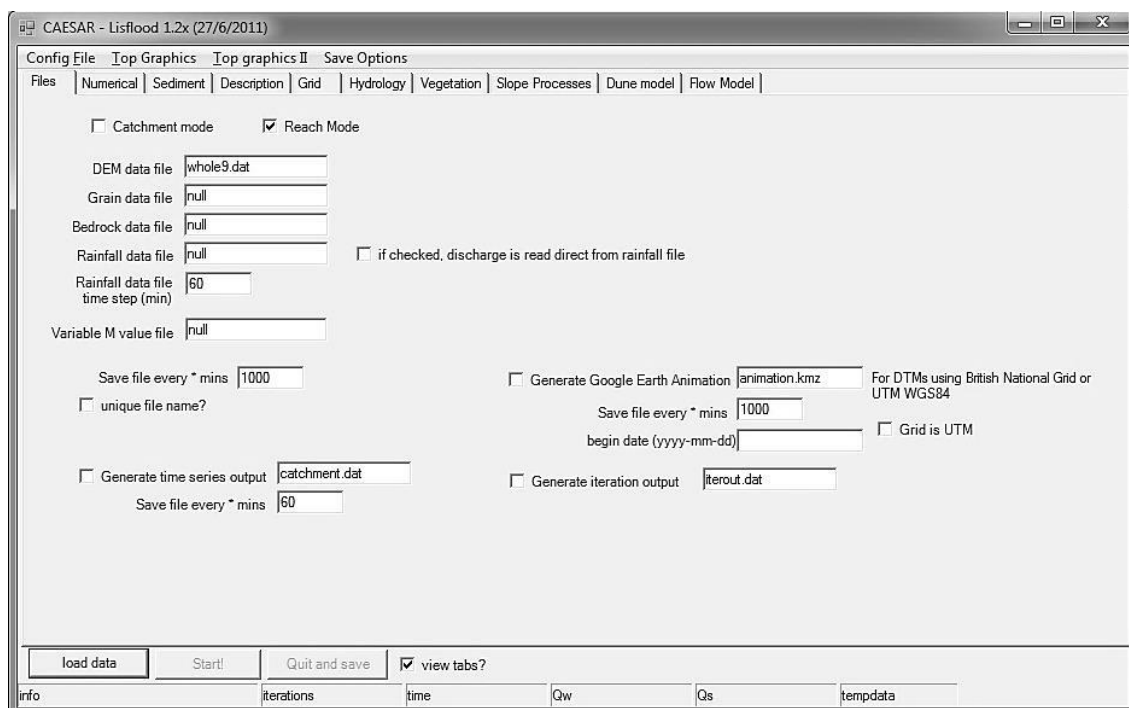


Figura 19 – Interface do CAESAR.

4.5.9 Grain File Maker

O CAESAR normalmente assume uma única distribuição granulométrica para toda a bacia ou canal, com base na proporção da aba *Sediment*. Contudo, por meio da ferramenta *Grain File Maker* essa distribuição pode variar em até cinco diferentes proporções, ou seja, cinco diferentes locais da bacia/canal podem assumir diferentes distribuições granulométricas.

Esta ferramenta requer o mesmo MDT utilizado nas simulações, além de um arquivo em formato *ascii* com a classificação da bacia nas cinco diferentes áreas, numeradas de 1 a 5, para as quais serão atribuídas as diferentes distribuições. Estas cinco classes podem ser interpretadas como cinco diferentes tipos de solo na bacia, ou três diferentes tipos de solo e duas classes de canal (ex: sedimentos mais grosseiros e mais finos).

São criados dez estratos da mesma espessura indicada da camada ativa. Caso a camada ativa tenha 0,2 m, a soma dos dez estratos será de 2 m. Caso todos os estratos sejam removidos, o modelo adota a distribuição granulométrica indicada na aba *Sediments*.

No presente trabalho, a ferramenta *Grain File Maker* foi utilizada para atribuir diferentes distribuições granulométricas aos diferentes trechos classificados com base na morfologia.

4.5.10 Dados de Saída

CAESAR apresenta uma série de dados de saída, organizados da seguinte maneira: Tempo (passo da simulação), Q entrada, Q simulada, volume total de sedimentos em cada intervalo de saída, em m³, e o volume para cada granulometria informada na aba sedimentos.

Além destes dados é possível extrair diversos modelos digitais individualizados no final da simulação ou no passo de tempo requerido pelo usuário, em formato *raster*, com as seguintes informações: MDT final modificado pelos processos evolutivos, diferenças de elevação após a simulação, indicando onde houve erosão e deposição, a altura e velocidade da água em cada célula e o diâmetro médio do sedimento em cada célula.

4.5.11 Calibração

Para calibração do modelo hidrológico acoplado ao CAESAR foi utilizada a série de dados de vazão da estação Rio Cunha, de 18/01/2012 a 09/07/2013. Utilizando os dados de chuva horário e o MDT como entrada, foi simulado o mesmo período de dados observados (jan/2012 a jun/2013), alterando os parâmetros da aba *Hydrology e Flow Model*.

O período inicial entre 18/01 a 20/04 foi descartado, sendo utilizado para criar uma condição inicial. A calibração do hidrograma e do sedimentograma deu-se pela comparação visual entre as séries simuladas e observadas. Além disso, adotou-se como critério que as vazões máximas simuladas não fossem superiores as máximas observadas.

Como o CAESAR não leva em consideração o uso e ocupação da terra da bacia, optou-se por adotar uma distribuição granulométrica grosseira, buscando representar a resistência exercida pelos diferentes usos da terra. Dessa maneira, há uma analogia a resistência à erosão ocasionada pela cobertura florestal na bacia com a distribuição granulométrica mais grosseira. Foram comparadas assim todas as quatro distribuições granulométricas referente as quatro morfologias e comparados com o sedimentograma medido.

4.6 SIMULAÇÕES

4.6.1 Análise de sensibilidade da paisagem em escala de bacia

Para a análise de sensibilidade de evolução da paisagem (Figura 20) foi realizada a replicação da série de precipitação horária de 2004 a 2012, criando-se assim uma série sintética de 100 anos. Foram analisadas as alterações na bacia relacionada a dois processos:

- Processos hidrológicos: foi investigado como a redução ou o aumento da precipitação modifica a paisagem, variando para isto o cenário central entre 0,25 vezes até 1,75 vezes, em intervalos de 0,25 vezes. Como métrica para avaliar o comportamento da bacia à variação de precipitação, o comportamento hidrossedimentológico e a produção total de sedimentos foram analisados. Além disso, foram utilizados como indicadores a variação ao longo do tempo do fator LS (MOORE *et al.*, 1991) e do Índice Topográfico (BEVEN e KIRKBY, 1979). Estes dois parâmetros estão associados à condição de umidade e à produção de sedimentos e a consequente denudação da bacia.
- Processos de vertente: o ângulo limite para desencadear deslizamentos foi reduzido a partir do valor inicial de 36° para 33°, 30°, 27° e 25°, aumentando assim as áreas instáveis na bacia. Para esta análise, a precipitação adotada foi o cenário central e foi utilizada como métrica a descarga sólida acumulada e a diferença entre a descarga sólida com e sem a ocorrência de deslizamentos.

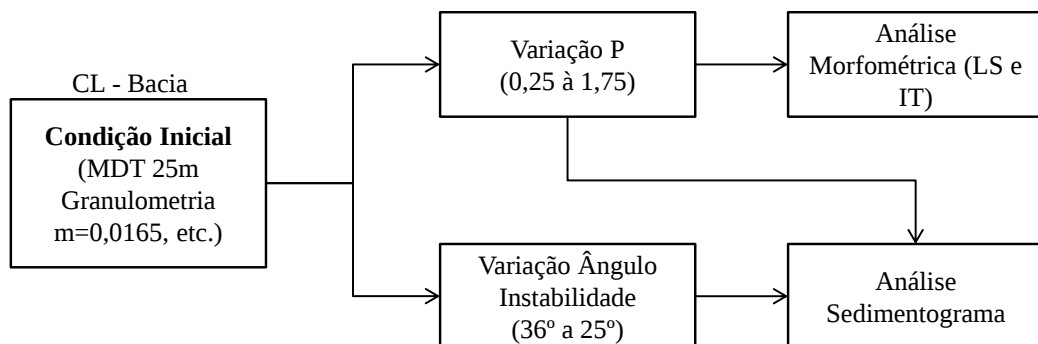


Figura 20 – Principais etapas de análise de sensibilidade da evolução da paisagem.

4.6.2 Análise de sensibilidade do canal

A sensibilidade em escala de canal foi analisada com base na resistência exercida pela vegetação e o aumento da erosão lateral. A tensão crítica exercida pela vegetação foi variada de 25 Pa até 150 Pa, com passos de 25 Pa. Por outro lado, devido ao processo de erosão lateral, o efeito desta tensão exercida pela vegetação pode ser reduzido. Estes dois processos foram analisados utilizando o MDT de 1978, bem como os dados de vazão regionalizados, mas sem a presença de sedimentos vindo de montante, ou seja, os sedimentos transportados e depositados foram provenientes das margens ou do próprio canal. A Figura 21 apresenta as principais etapas relacionadas à análise da evolução do TER.

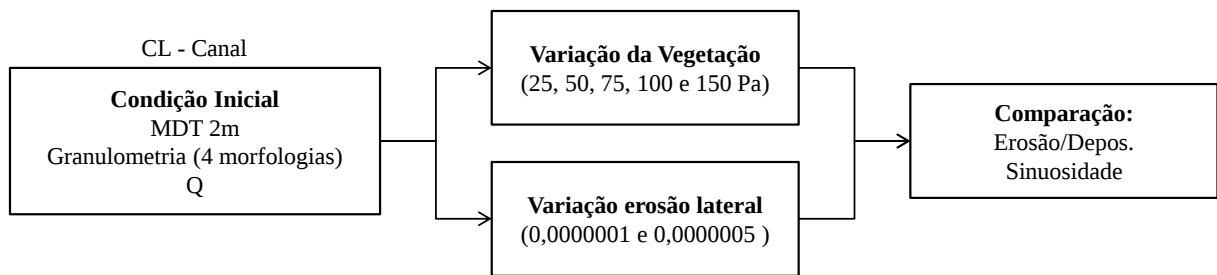


Figura 21- Análise do papel da vegetação na evolução do canal.

4.6.3. Conectividade em escala de Canal

Conforme Okunishi (1994), o escoamento de água em rio provoca a movimentação de sedimentos e a alteração da topografia do leito, que, por sua vez, altera as características do escoamento. Dessa maneira, ao longo do tempo, o escoamento vai provocando erosão nas margens e o consequente colapso da mesma, ocasionando a entrada de sedimentos e a alteração da topografia do canal. Dessa maneira, o processo altera a morfologia que posteriormente altera o processo.

Para este cenário, foi adotado que todo o canal simulado apresentasse a distribuição granulométrica do *pool-riffle*. Foi assumido também que a distribuição granulométrica das margens era a mesma da atual morfologia fluvial de cada trecho. Foram então simuladas duas hipóteses:

1. A erosão no canal é capaz de desencadear uma alteração na morfologia.
2. A alteração na morfologia é desencadeada pela erosão no canal em conjunto com a erosão lateral.

A série de vazão e sedimentos foi obtida por meio do CAESAR-Lisflood, utilizando como dados de chuva a série histórica da estação pluviométrica Arrozeira, simulados para a bacia do Alto Rio Emilio. Uma síntese de todas as etapas é apresentada na Figura 22.

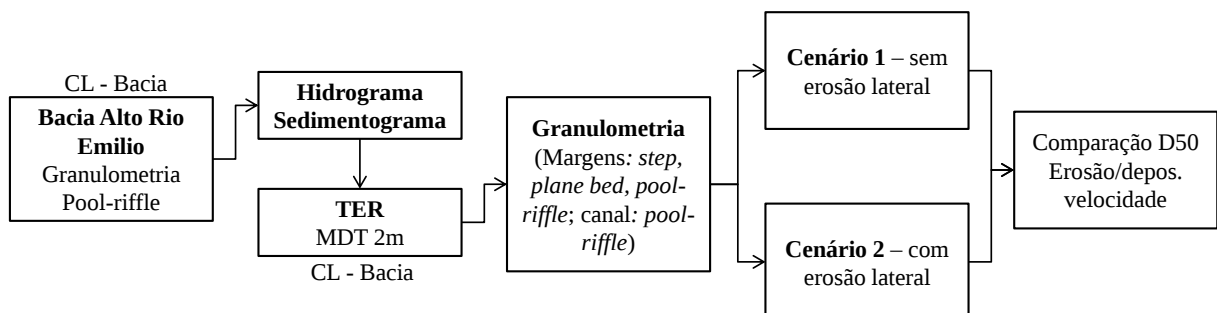


Figura 22 – Etapas do cenário de conectividade em escala de canal.

4.6.4. Conectividade em escala de Bacia

Devido aos fluxos de detritos ocorridos em 2008, uma barragem foi formada na bacia do Alto rio Cunha. Esta barragem foi aberta pela prefeitura de Rio dos Cedros três dias após a ocorrência do evento em virtude da possibilidade de ruptura e consequente propagação de uma onda de cheia à jusante. Este barramento do rio foi causado por um processo hidrogeomorfológico que apresentou conectividade entre o seu ponto de ruptura (encosta) e o canal. Assim, tem-se associado ao mesmo evento uma conectividade lateral e uma desconectividade longitudinal.

Para analisar esta nova condição de (des)conectividade na bacia, a barragem foi introduzida manualmente no MDT da bacia do Rio Cunha, causando assim uma ruptura na propagação do escoamento. Este MDT foi utilizado no CAESAR como dado de entrada, bem como uma série de precipitação horária de 01/12/2008 a 09/07/2013 que, por sua vez, foi replicada, representando 80718 horas simuladas. A série de vazão e sedimentos do cenário de (des)conectividade foi comparada com a simulação com o MDT original, mantendo os demais parâmetros sem modificações, como é apresentado na Figura 23.

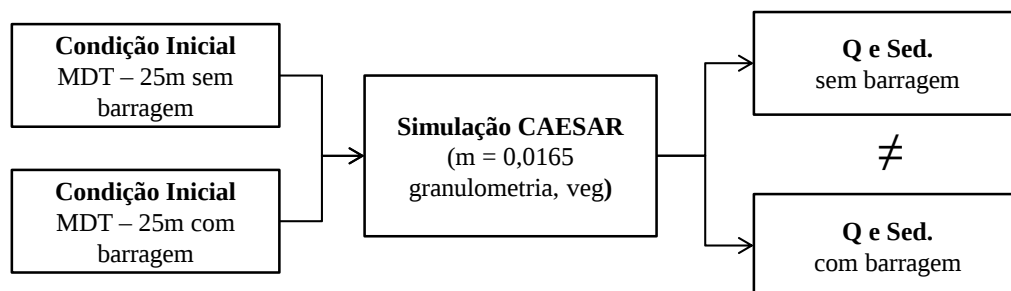


Figura 23 – Etapas das simulações do cenário de conectividade em escala de bacia.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 DADOS DE CAMPO

5.1.1 Dados Hidrológicos

O monitoramento na bacia do Rio Cunha iniciou-se em 17 de Janeiro de 2012 com a instalação do sensor de nível, que consistia em três réguas, a primeira de 2 m, e as outras duas de 1 m cada. Por meio de sete medições, a relação entre o nível medido na régua e no sensor foi estabelecida e por meio da equação de regressão linear (Figura 24) os dados do sensor foram transformados em níveis equivalentes à régua.

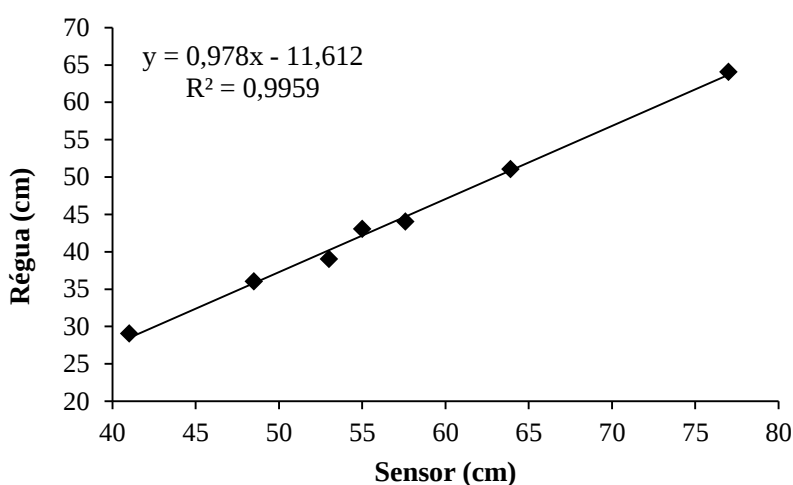


Figura 24 – Relação entre nível medido no sensor e nível observado na régua.

Posteriormente, a partir das medições de vazão e da seção transversal, as vazões foram calculadas. A Figura 25 e a Tabela 6 apresentam a curva-chave, as duas equações adotadas bem como as suas respectivas validades.

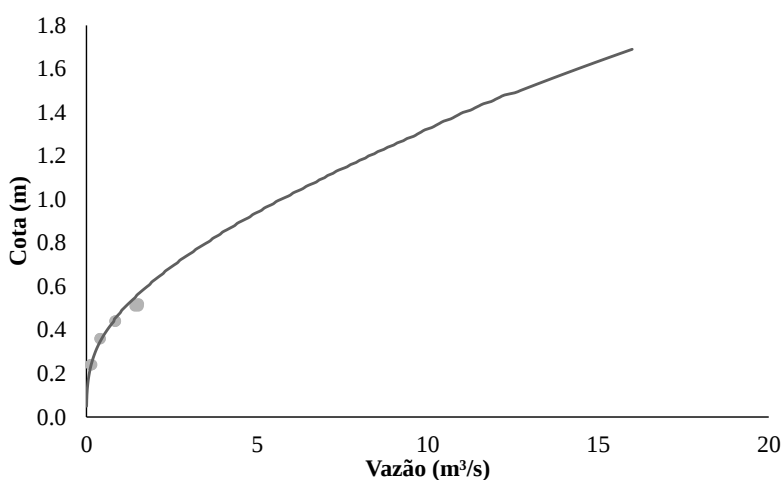


Figura 25 – Curva-chave da bacia do rio Cunha.

Tabela 6 – Equações adotadas e suas respectivas validades.

Equação	Coefficientes	Validade (m)
$Q = k \cdot (h - h_0)b$	$h_0: 0,00; k: 8,9420; b: 2,9391$	$\leq 0,44$
	$h_0: 0,17; k: 7,7862; b: 1,7390$	$\geq 0,44$

No presente trabalho foi adotada a data inicial de 18 de Janeiro de 2012, pois é o primeiro dia inteiro após o início das medições (17 de janeiro às 14 horas). Este procedimento deu-se devido o intervalo de dados utilizados para a regionalização ser diário.

A Figura 26 apresenta a série de vazão e de precipitação. Observa-se um período inicial até final do mês de abril com uma condição de maior umidade na bacia. Nota-se ainda um degrau entre 11/04/2012 e 23/04/2012, aproximadamente, que pode estar relacionado a uma interferência na leitura do sensor. Devido a esta aparente inconsistência, até aquela data os dados foram descartados das análises aqui apresentadas.

O comportamento do hidrograma apresenta rápidas ascensões e recessões, tanto em eventos de pequena como de grande magnitude, indicando o pequeno tempo de concentração da bacia. O município de Rio dos Cedros encontra-se em uma área com grande variação de relevo e está sujeito a chuvas convectivas no verão. O mesmo ocorre na bacia do rio Cunha, cuja amplitude altimétrica é 735 m. Estes fatores, associados à distância do pluviômetro da bacia, explicam eventuais dessincronias entre a chuva e a vazão em alguns eventos.

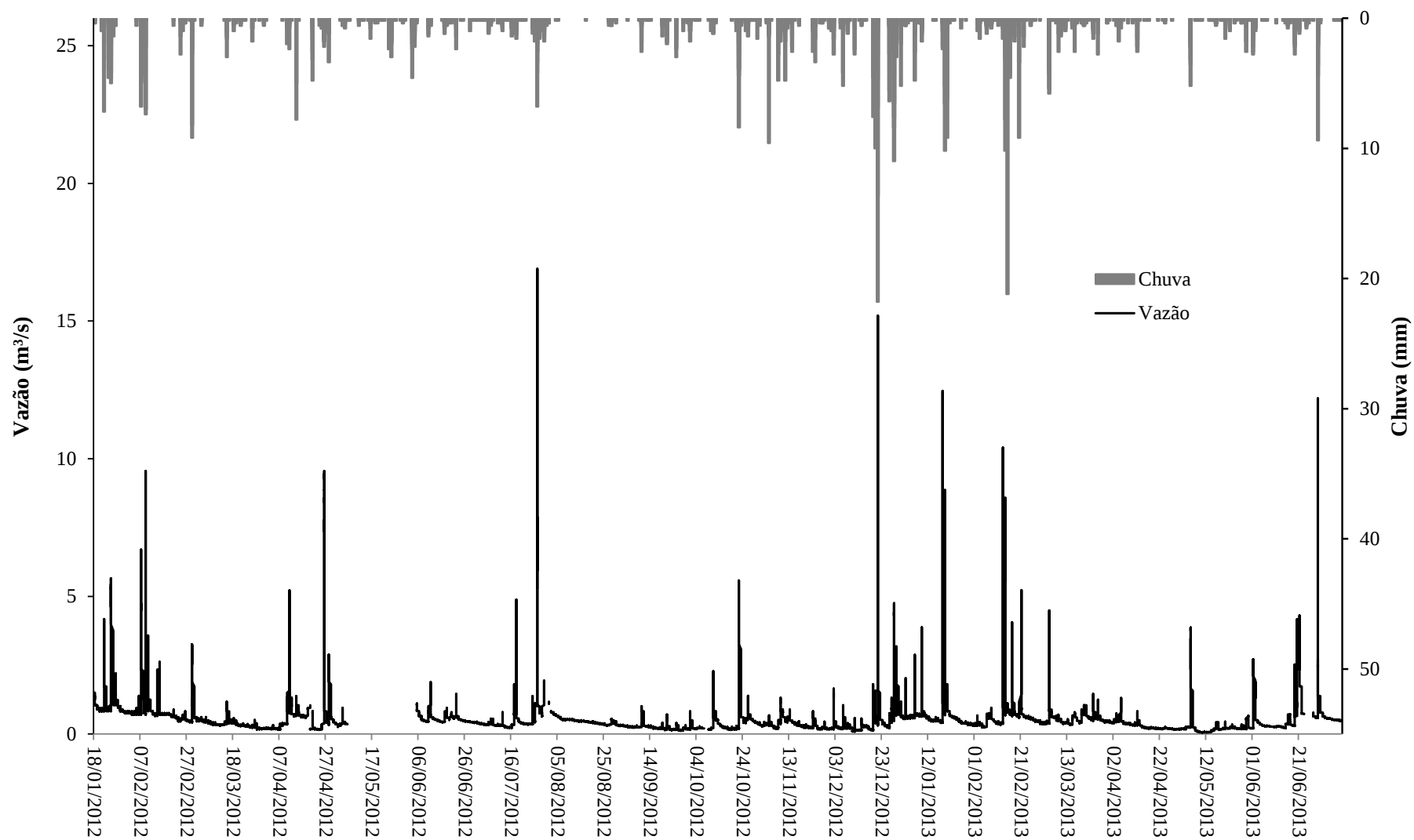


Figura 26 – Dados de vazão e precipitação monitorados.

5.1.2. Dados hidrossedimentológicos

Utilizando os dados de sedimentos amostrados em campo e analisados em laboratório, uma regressão linear (Figura 27) foi elaborada para converter a série de turbidez (NTU) em sólidos em suspensão (SS). Esta regressão linear apresentou um forte ajuste ($R^2=0,989$). Contudo, o NTU máximo amostrado foi de aproximadamente 500 NTU, aproximadamente 1/3 do maior valor registrado (1600 NTU), ou seja, houve a necessidade de extrapolação da regressão para contemplar os máximos valores de turbidez registrados.

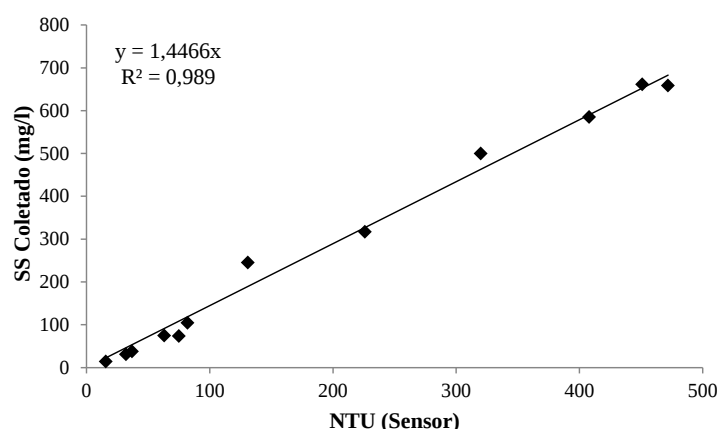


Figura 27 – Relação entre SS coletado e NTU medido pelo sensor.

A Figura 28 apresenta o evento no qual foram coletados os maiores valores correspondentes entre NTU e SS. Nota-se que a vazão máxima do evento foi ligeiramente acima de 2 m³/s, cerca de sete vezes menor do que a vazão máxima registrada. Mesmo sendo um evento de pequena magnitude, o NTU registrado ficou próximo de 500. Dessa maneira, os eventos de 1600 NTU que estão em sua maioria associados às máximas vazões registradas podem ser considerados coerentes dentro do comportamento hidrossedimentológico do rio Cunha (Figura 29).

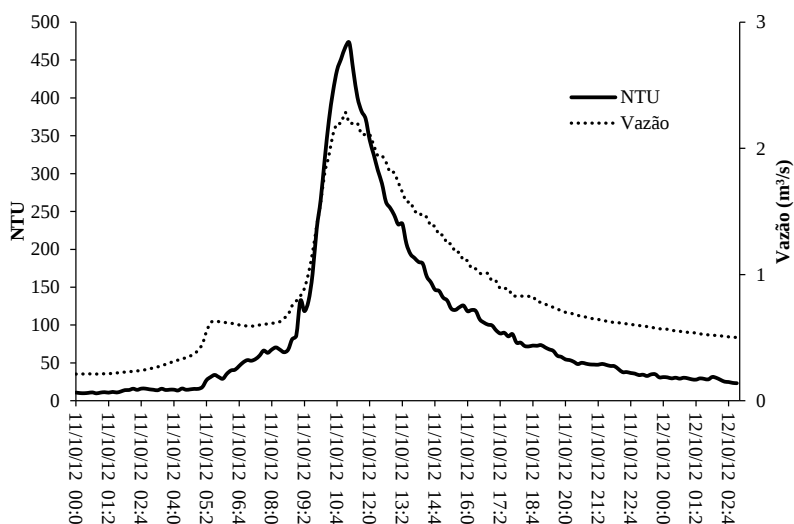


Figura 28 – Evento de maior coleta de SS.

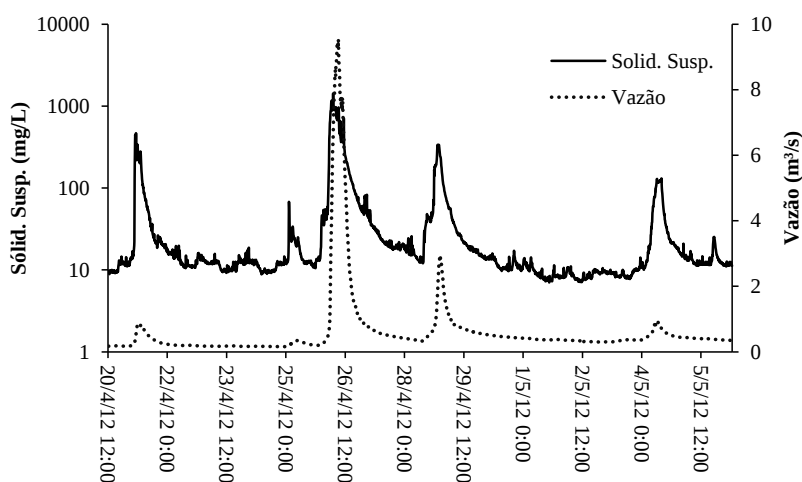


Figura 29 – Exemplo do comportamento hidrossedimentológico da bacia do Rio Cunha.

A unidade do sedimentograma de saída do CAESAR-Lisflood é m^3/tempo . Para realizar a comparação com os dados observados foi realizado a conversão de mg/L para m^3 utilizando a densidade relativa do quartzo: $2,6 \text{ g/cm}^3$.

Conforme Carvalho (1994), o sedimento de fundo pode representar de 5% a 10% da descarga sólida total, podendo ser ainda maior em rios largos e rasos. Em rios cujo leito é predominante de areia e cascalho, a carga de leito pode alcançar valores superiores a 50% (SANTOS *et al.*, 2001). No presente trabalho não foi medido sedimento de fundo. Dessa maneira, foi adotada que o sedimento de fundo representa mais 15% da descarga sólida total. A principal aplicação do monitoramento hidrossedimentológico foi a comparação

com os dados simulados pelo CAESAR para determinar se as taxas de erosão e consequentemente de denudação da bacia estavam sendo representadas pelo modelo.

5.1.3 Classificação do canal e caracterização do sedimento de fundo

Conforme descrito na metodologia, o Trecho do Alto Rio Emilio (TRE) foi classificado com base na morfologia em *pool-riffle*, *pool* arenoso, *step* e *plane bed* (Figura 30). O trecho *step* trata de uma sequência de *step-pool*, mas foi aqui denominado apenas *step*. A escolha do trecho simulado levou em conta a pouca alteração antrópica que atualmente é observada no canal. A montante do ponto inicial da simulação há diversas alterações nas margens e no canal devido a instalação de tubos de drenagem e abertura de estradas particulares.

Tomando então como início o ponto inicial da simulação em direção a jusante, o trecho inicial, com 77 m e 1,73% de declividade foi classificado como *pool-riffle*. O próximo trecho com 38 m apresenta morfologia denominada *pool* arenoso intercalado por *steps* e possui 2,58% de declividade. Essa denominação *pool* arenoso foi adotada com base nas características do escoamento observadas em campo. Esta morfologia apresenta escoamento menos turbulento, semelhante aos que ocorrem no *pool-riffle*. A denominação “arenoso” foi adotada devido a presença de uma camada de areia que se sobrepõe aos sedimentos mais grosseiro situados na camada abaixo dos mesmos. A jusante deste segundo trecho há um trecho *plane bed*, de aproximadamente 18 m de extensão e 5,75 % de declividade. Após este, há um trecho denominado *step* com 23 m de extensão e 8,52% de declividade, que apresenta uma sequência de *step-pool*, sendo que no início do trecho há um *pool* mais proeminente. Em sequência, há um segundo trecho *plane bed*, de aproximadamente 33 m de comprimento e 2,1 % de declividade. No último trecho prenomina a morfologia *pool-riffle*, com 342 m de extensão e um gradiente de 1,5%. Com base nas observações de campo, as margens de cada trecho foram classificadas de maneira semelhante ao canal, com exceção do trecho *pool* arenoso, cuja margem apresenta granulometria semelhante ao *step*.

Nota-se que todas as declividades enquadraram-se dentro ou próximas da classificação proposta por Montgomery e Buffington (1993; 1997). Contudo, estes dois autores apresentaram um perfil típico de uma classificação iniciada na cabeceira até o baixo curso. Por outro lado, o TRE inicia e termina com a morfologia *pool-riffle*, intercalado por outras morfologias. Mesmo estando situado em um vale aluvial, essas diferenças morfológicas

podem apontar diferentes processos de formação do canal, como a contribuição de colapsos na margem que proporcionam a entrada de sedimentos mais grosseiros no trecho *pool* arenoso, formando os *steps* desse trecho. Já no trecho *step* e *plane bed*, o TRE pode estar escoando sob antigos depósitos coluvais ou adjacente a estes depósitos.



Figura 30 – Classificação morfológica do trecho simulado

Duas fotos foram selecionadas para estimar os diâmetros dos sedimentos mais grosseiros das morfologias *step* e *plane bed* (Figura 31 e Figura 32). Na primeira morfologia foi utilizado um quadrado amostral, no qual em duas arestas foram fixadas réguas linimétricas que foram utilizadas como escala. Foi delimitado uma área amostral de 1,03 m², da qual 56,6% é ocupada por pedregulhos, blocos e seixo, com diâmetro variando entre 411 mm e 43,4 mm. Na morfologia *plane bed*, 60,8% da área amostral de 1,12 m² é ocupada por pedregulhos e blocos, cujo diâmetro varia entre 356,9 mm a 86,6 mm.

A área remanescente de ambas as morfologias foi reamostrada com base no resultado do peneiramento. Para a escolha da área amostral, dois critérios foram contemplados. O primeiro, uma área maior que 1 m² (BUNTE e ABT, 2001), que é aproximadamente cinco vezes a área ocupada pelo maior sedimento (0,21 m²). O segundo, que a área remanescente não apresentasse diâmetros maiores dos amostrados por peneiramento.

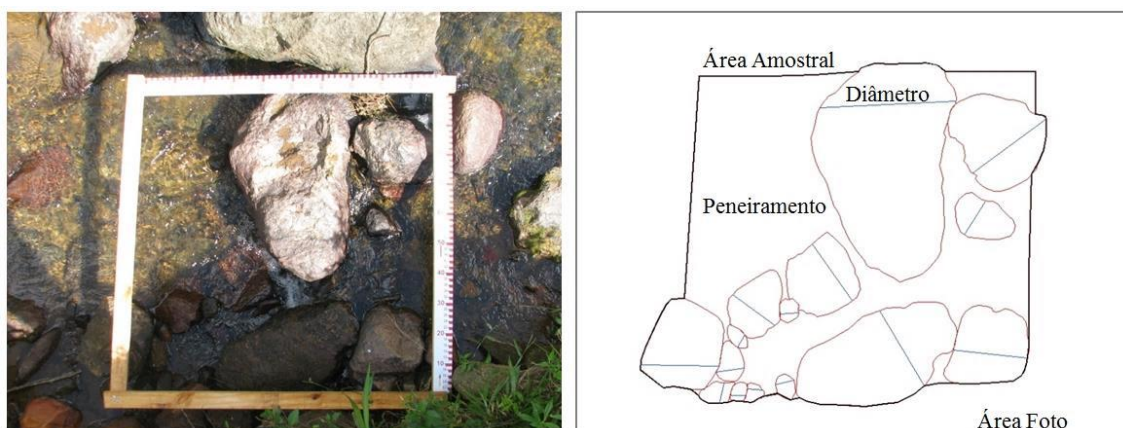


Figura 31– Amostragem areal da morfologia *step*.

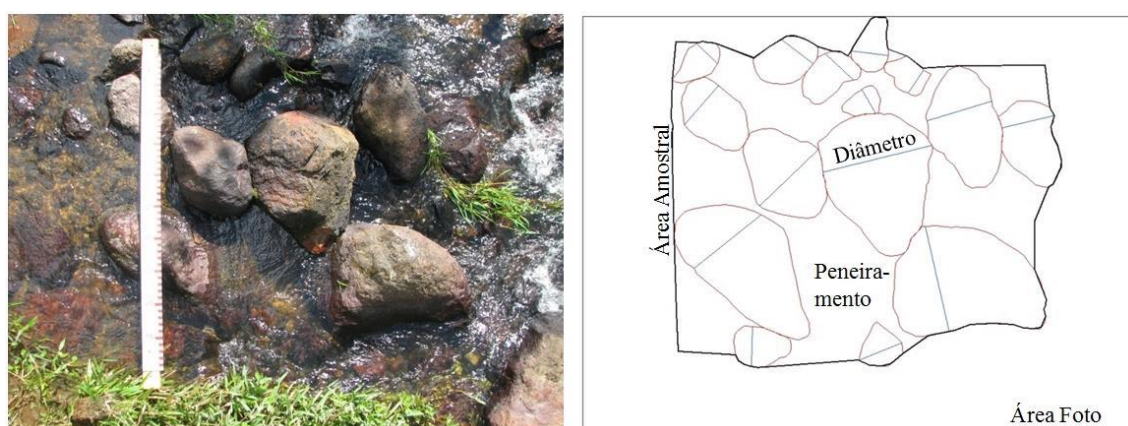


Figura 32– Amostragem areal da morfologia *plane bed*.

Em relação à distribuição granulométrica (Figura 33), todas as morfologias apresentaram baixa proporção de finos, *pool* arenoso apresentou uma distribuição semelhante ao *pool-riffle*, com uma proporção maior de seixos no primeiro e cascalho no segundo. Dentre estas quatro morfologias, a distribuição granulométrica de *pool-riffle*, *plane bed* e *step* foram utilizadas nas simulações do CAESAR. Como não foi possível determinar com precisão a morfologia do canal em 1978, o trecho *pool* arenoso foi agrupado com o *pool-riffle*. Dessa maneira, buscou-se avaliar se os processos erosivos atuantes no canal seriam capazes de alterar a morfologia e a classificação do canal, representando assim a entrada de sedimentos grosseiros provenientes do colapso das margens.

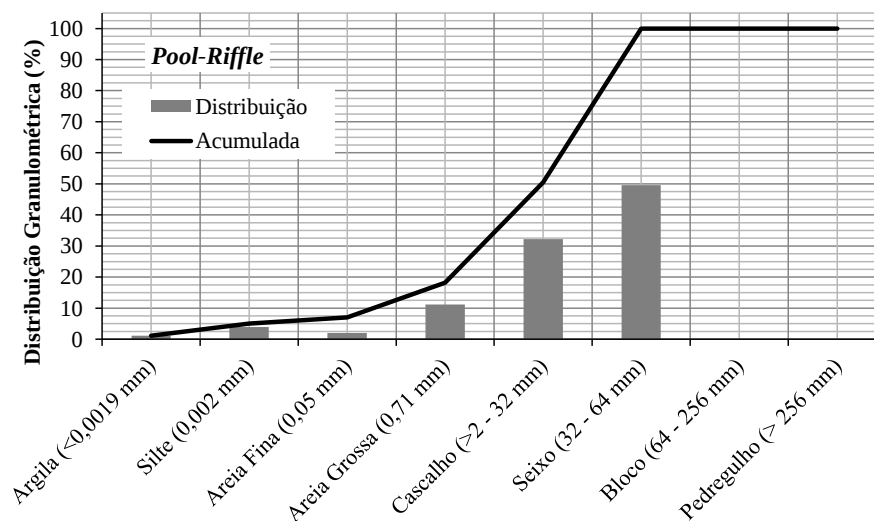
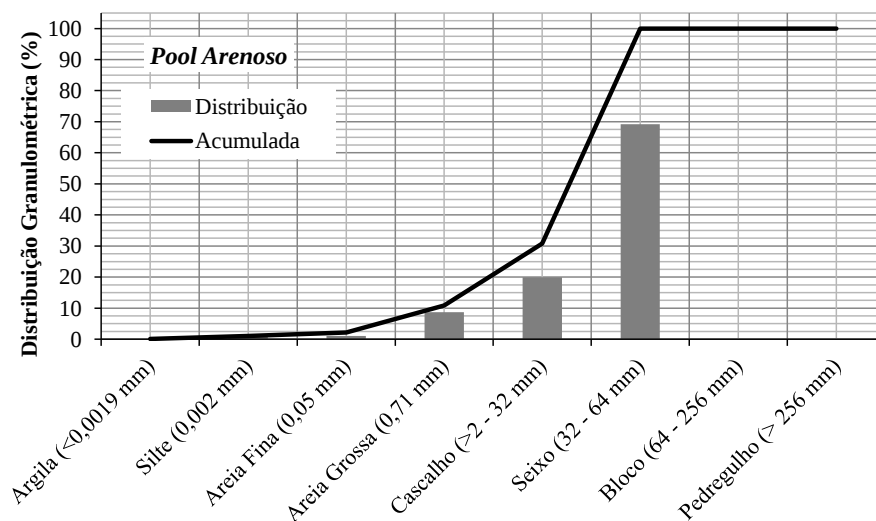
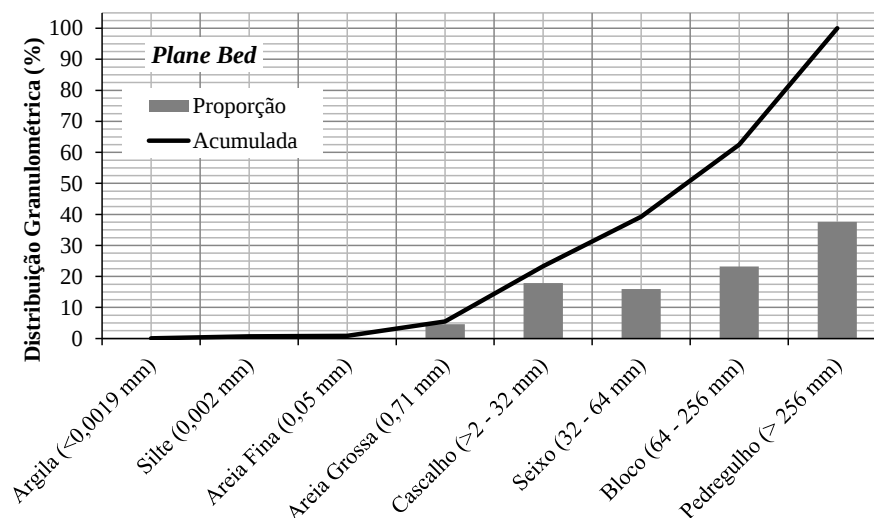
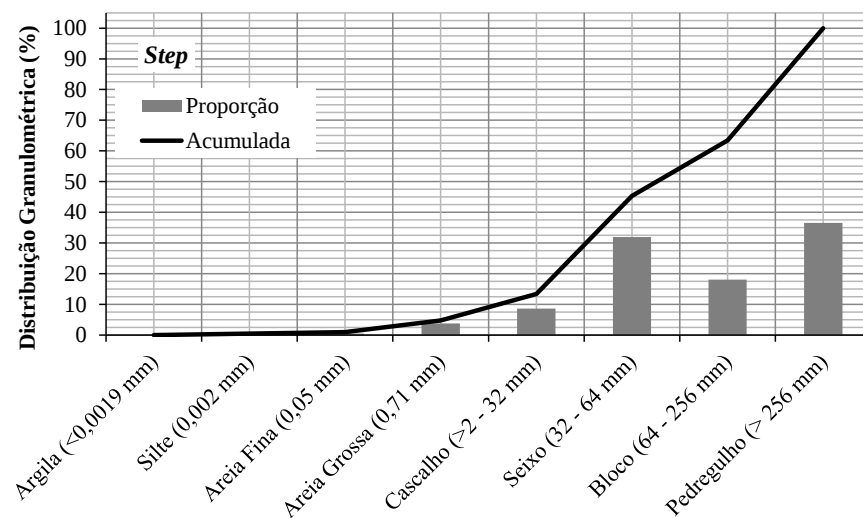


Figura 33 – Distribuição granulométrica das quatro morfologias.

5.2 DADOS HIDROLÓGICOS REGIONALIZADOS

A correção de falhas da estação fluviométrica Arrozeira foi feita com base na sua correlação com a estação Benedito Novo (Figura 34). A Figura 35 mostra o exemplo da correção do período de 07 a 10 de julho de 1983. O período sem falhas apresenta um comportamento semelhante entre as duas estações. Dessa maneira, mesmo com uma correlação moderada ($R^2 = 0,61$), a correção resultou em um hidrograma cujas vazões acompanham o comportamento hidrológico da bacia.

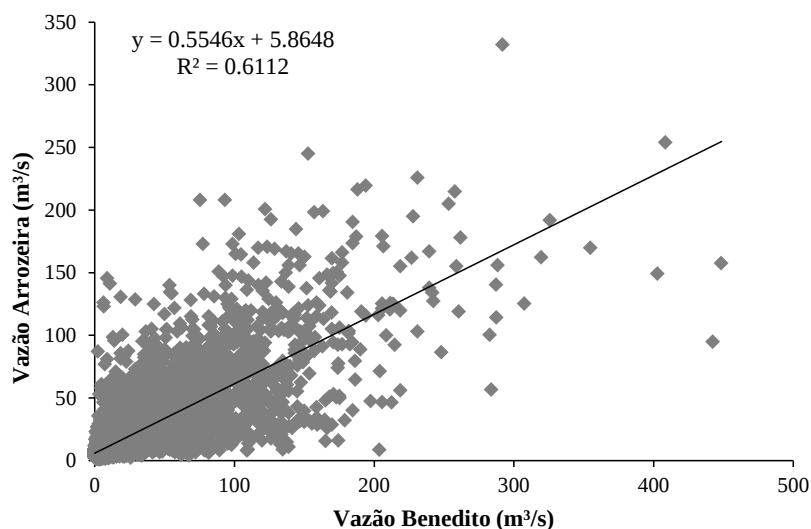


Figura 34 – Correlação entre as vazões das estações Arrozeira e Benedito Novo.

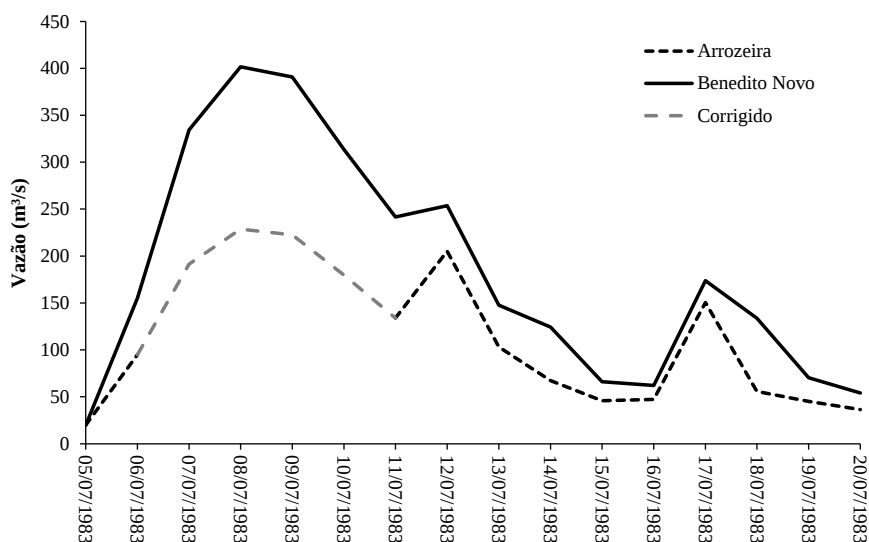


Figura 35 – Correção de quatro dias de falhas em Julho de 1983.

Após corrigidas, uma segunda regressão linear foi determinada entre as estações Arrozeira e Rio Cunha (Figura 36). A obtenção da equação de regressão foi feita pela relação entre os dados em comum das duas estações, ou seja, entre 18/01/2012 a 30/04/2013 (Figura 37). As duas estações, por se tratarem de bacias embutidas, possuem um comportamento análogo, pois houve semelhança em diversos picos, mesmo nas vazões mais baixas. Além disso, a recessão também apresentou uma tendência similar.

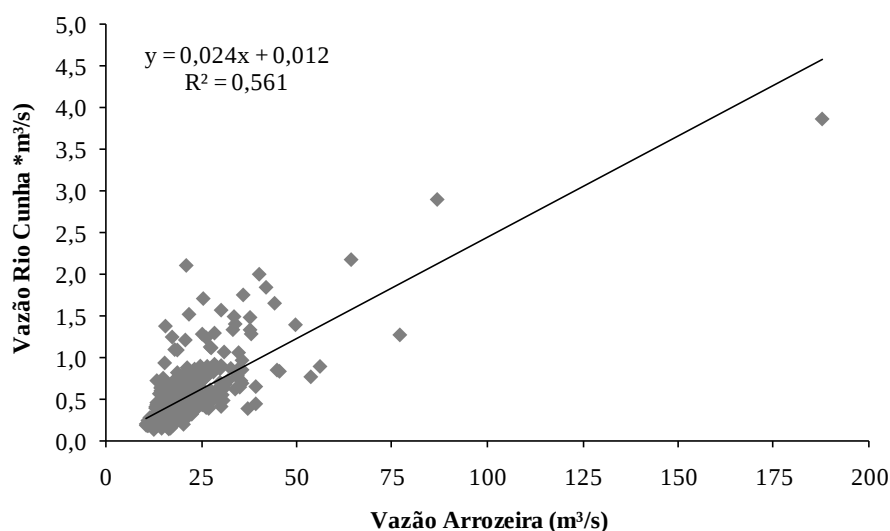


Figura 36 – Correlação entre as estações Rio Cunha e Arrozeira.

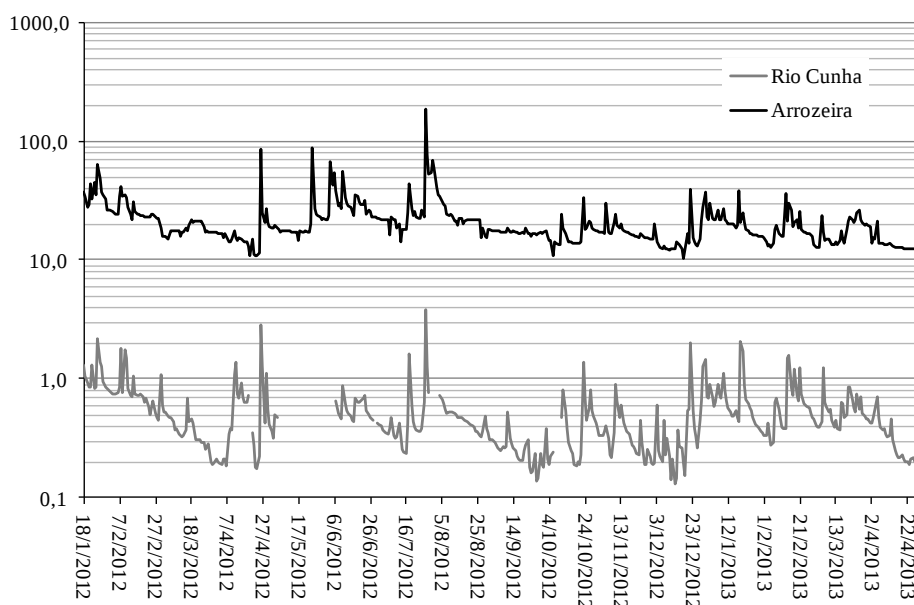


Figura 37 – Vazões diárias das estações Arrozeira e Rio Cunha anteriores à correção utilizados para elaborar a correlação linear.

Por último, a série histórica da bacia do Alto Rio Emilio foi estabelecida pela relação da sua área de drenagem com a área da bacia do Rio Cunha. Esta série histórica, de 1978 até

2012, foi utilizada nas simulações em escala de canal para avaliar o comportamento do canal frente às variações das taxas de erosão lateral e a tensão exercida pela vegetação.

5.3 CALIBRAÇÃO

O modelo hidrológico acoplado ao CAESAR-Lisflood é condicionado principalmente pelo parâmetro m , que controla a ascensão e recessão do hidrograma. Valores baixos de m , como 0,005, ocasionam picos de vazão mais altos. Valores altos de m , como 0,02, reduzem os picos, porém eventos de pequena magnitude não são representados (Figura 38).

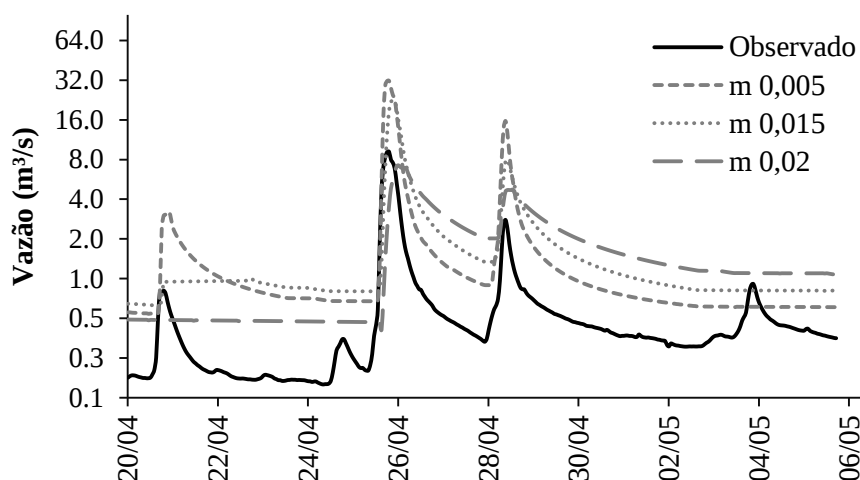


Figura 38 – Exemplo da variação do comportamento do hidrograma em função de m

Foram testados valores de m variando de 0,01 a 0,02, sendo adotado o valor de 0,0165. Embora as vazões máximas simuladas e observadas sejam próximas e os picos máximos exibam um comportamento semelhante (Figura 39), os eventos de menor magnitude não foram representados pelo modelo. Além disso, as recessões e as vazões mínimas ficaram acima dos valores medidos (Tabela 7).

As características físicas da bacia e a distância da estação meteorológica utilizada no presente trabalho associadas à simplicidade do modelo hidrológico podem explicar a baixa eficiência do CAESAR-Lisflood ao simular o hidrograma.

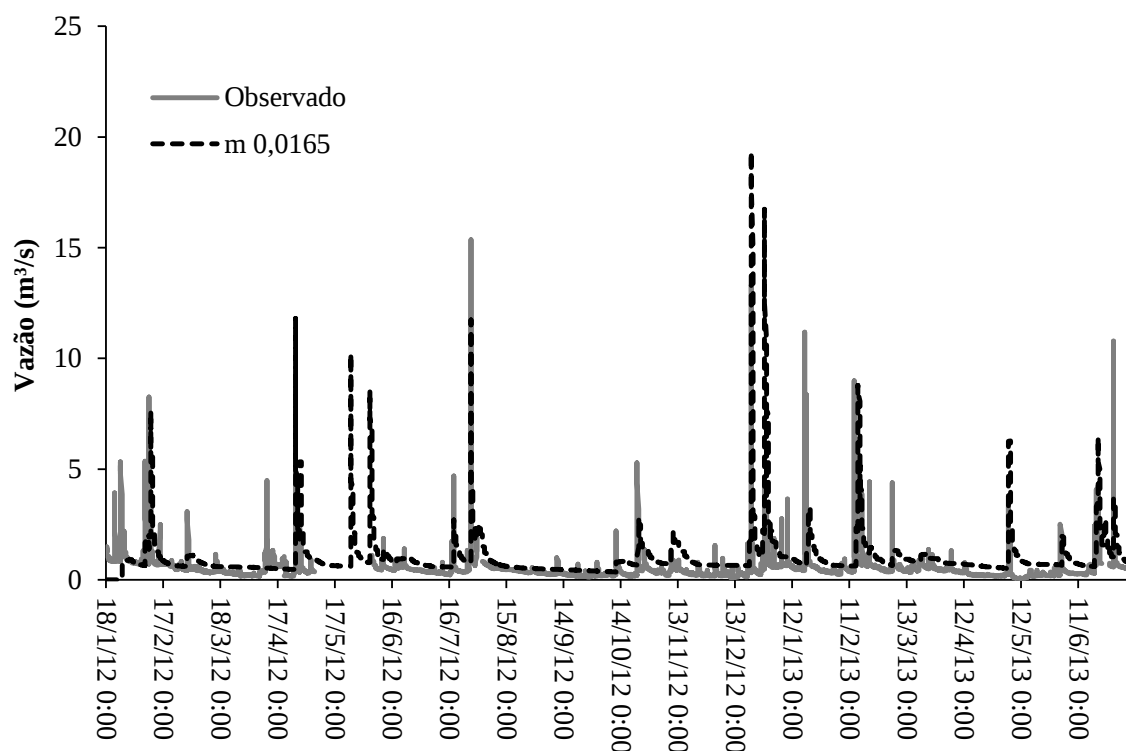


Figura 39 – Comparação entre as vazões horárias observadas e simuladas com $m = 0,0165$.

Tabela 7– Comparação entre a vazão máxima, média e mínima observada e simulada.

	Observado (m³/s)	Simulado (m³/s)
Q Máxima	15,35	19,36
Q Média	0,514	0,983
Q Mínima	0,06	0,32

CAESAR-Lisflood é um modelo que enfatiza o transporte fluvial de sedimentos na evolução da paisagem. Dessa maneira, foram testadas para toda a bacia as quatro distribuições granulométricas amostradas no presente trabalho (Figura 40). A distribuição associada à morfologia *step* foi a que apresentou a maior semelhança entre os dados observados na exutória. Os rios da bacia do Rio Cunha possuem diversos depósitos de grandes blocos podendo ser considerados, na classificação de Montgomery e Buffington (1997), trechos coluviais, situados até mesmo no baixo curso, próximo ao exutório. Kobiyama *et al.* (2010) já argumentaram que a bacia do Rio Cunha apresenta no sopé das encostas matacões associados a depósitos coluviais, ou seja, esta bacia é propensa a ocorrência de deslizamentos e fluxos de detritos.

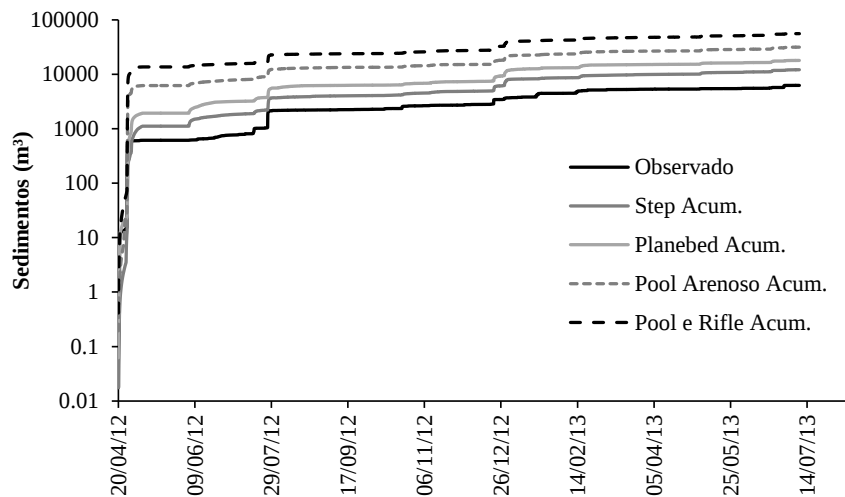


Figura 40 – Sedimentos acumulados para diferentes distribuições granulométricas.

Todas as morfologias simuladas apresentaram um comportamento semelhante ao sedimentograma acumulado, mas variando em relação ao volume de sedimentos. Contudo, a distribuição granulométrica relativa ao *step*, ou seja, a mais grosseira, aproximou-se mais dos dados observados. Portanto, esta distribuição granulométrica foi adotada nas simulações de análise de sensibilidade da evolução, na análise da contribuição dos deslizamentos para com a evolução bem como na análise na conectividade em escala de bacia.

Outro processo analisado foi a conectividade em escala de canal. Para isto, foi gerada no CAESAR-Lisflood uma série diária de vazão e sedimentos referente à bacia do Alto Rio Emílio, que posteriormente foi dado de entrada para as simulações em escala de canal. Para gerar esta série diária de vazão e sedimentos foi adotada a distribuição *pool-riffle*, ou seja, com ausência da classe pedregulhos na simulação.

5.4 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

5.4.1 Variação da Precipitação

Para analisar a sensibilidade da evolução da paisagem, uma série sintética de 100 anos de dados horários foi criada a partir dos dados de precipitação de Jan/2004 a Jun/2013. Estes 9,5 anos de dados foram replicados até formarem a série de 100 anos, que aqui foi denominada de cenário central. Multiplicou-se então os dados de precipitação do cenário central por 0,25; 0,5; 0,75; 1 (o próprio valor central); 1,25; 1,5 e 1,75. Assim, sete séries sintéticas de 100 anos de precipitação de diferentes magnitudes foram criadas.

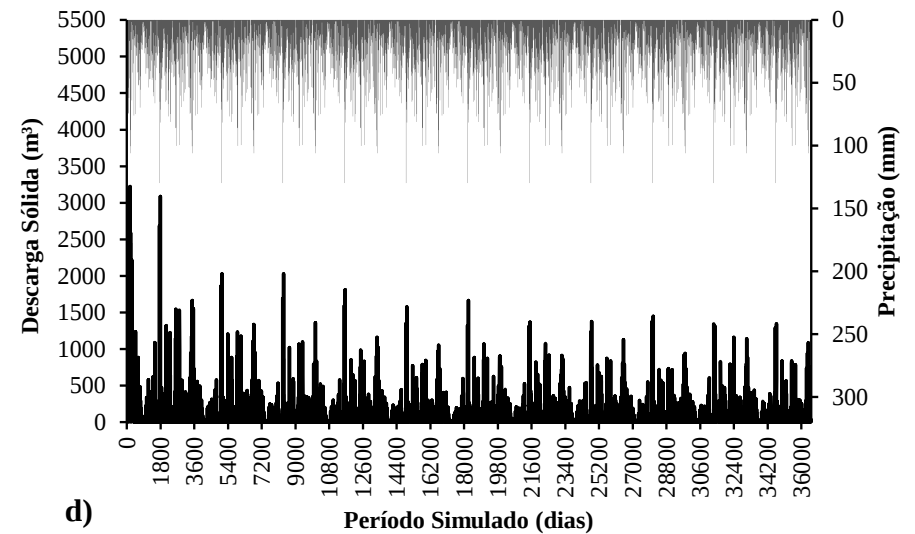
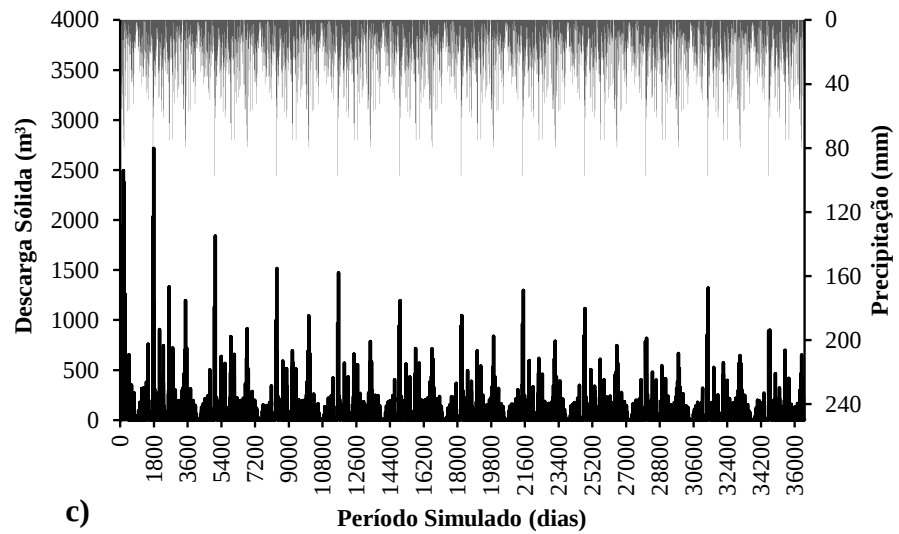
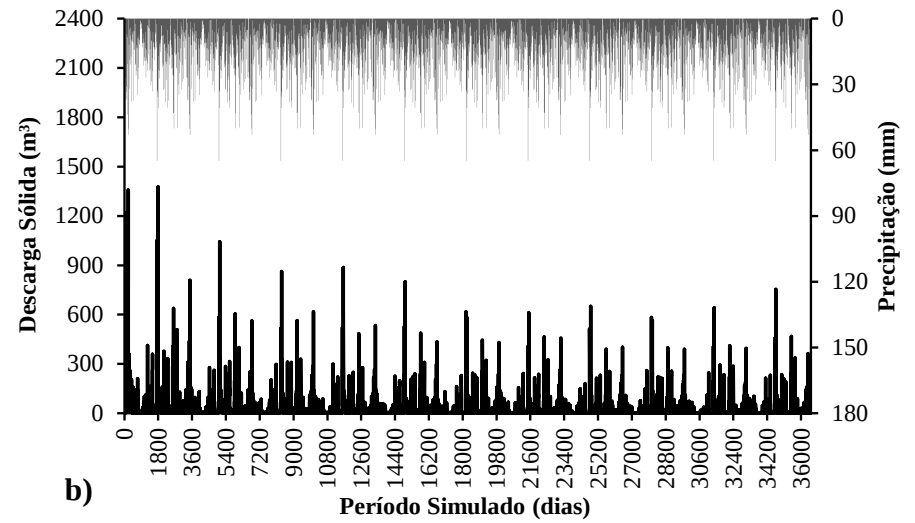
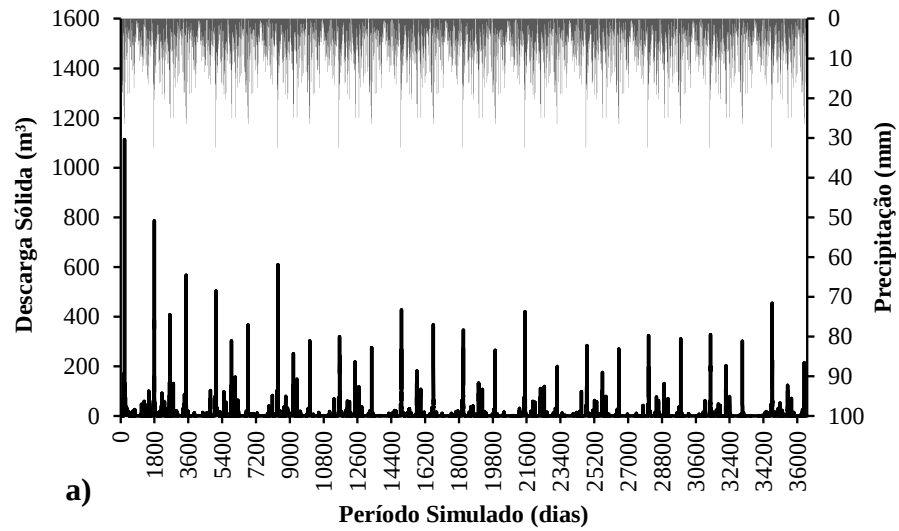
Os picos de sedimentos que ocorrem até aproximadamente 3600 dias não seguem uma proporcionalidade ao longo do tempo, principalmente tratando-se dos cenários de menor precipitação Figura 41a, Figura 41b e Figura 41c). O primeiro pico em $t=0$ é maior do que o pico em $t=1800$ na Figura 41a e ligeiramente maior na Figura 41d. Já na Figura 41b e Figura 41c, o segundo pico apresentou maior magnitude. Assim, o ajuste inicial da bacia não se mostrou proporcional ao aumento da precipitação. Nos cenários de aumento da precipitação (Figura 41e, Figura 41f e Figura 41g) a diferença entre o ajuste inicial (primeiros picos) e os demais picos da série é menor.

Um ponto em comum que se observa em todos os cenários é que a produção inicial é máxima em todos os casos, havendo posterior declínio, ou seja, a magnitude dos eventos reduz ao longo do tempo até variar dentro de certos limites.

Quando comparados os sete cenários (Figura 41h), a evolução possui um ajuste final semelhante. Após 1800 dias, há uma mudança no padrão evolutivo que representa uma redução da variação entre os máximos de cada decênio. Isto pode indicar que a evolução está condicionada dentro de certos limiares ou dentro de um equilíbrio dinâmico.

A Tabela 8 apresenta a produção máxima diária de toda a série bem como a produção total para cada cenário nos 100 anos simulados. Como a precipitação foi o único parâmetro alterado, a maior máxima (7.657,66 m³/dia) e a maior produção total (2.519.623,39 m³) coincidiram com o fator de maior multiplicação (1,75). Por outro mesmo o intervalo do fator de multiplicação sendo constante (0,25), a diferença entre as máximas e a produção total não apresentam proporcionalidade, o que pode indicar a não linearidade dos processos denudacionais da bacia.

Conforme Philips (2003), um sistema é não linear quando a saída não é proporcional à entrada para todos os intervalos de entrada. A não linearidade do sistema geomorfológico e no comportamento evolutivo de uma bacia já foi discutida e demonstrada por diversos autores (COULTHARD *et al.*, 2005; VAN DE WIEL e COULTHARD, 2010). Contudo, este comportamento não linear é geralmente discutido em bacias ou canais hipotéticos, ou seja, poucos estudos tem demonstrado a não-linearidade de sistemas geomorfológicos em bacias reais.



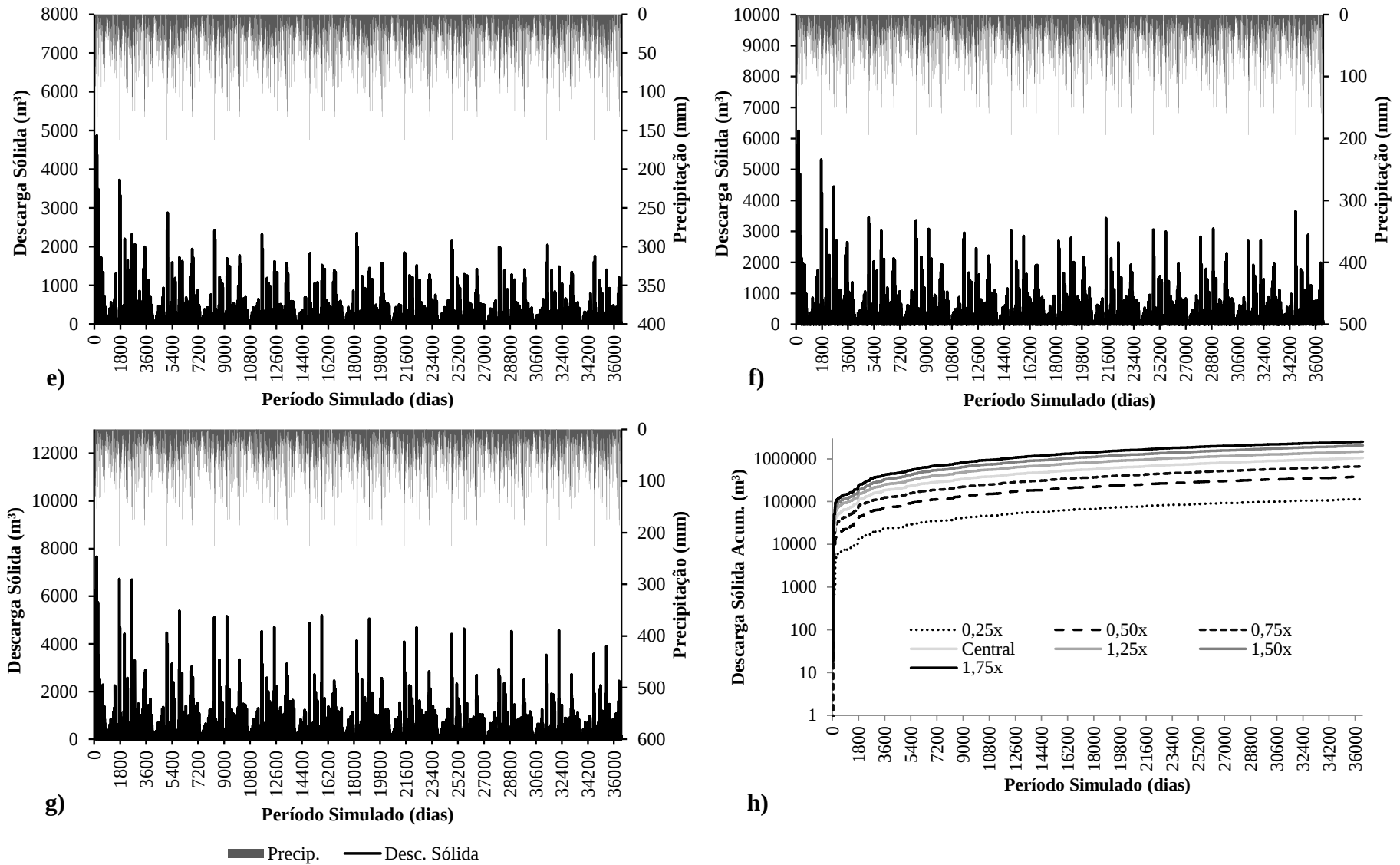


Figura 41 – Comportamento hidrossedimentológico em função da variação da precipitação: a) 0,25; b) 0,50; c) 0,75; d) 1 (cenário central); e) 1,25; f) 1,50; g) 1,75; e h) acumulado.

Tabela 8 – Comparação entre o máximo diário e o volume acumulado para diferentes fatores de precipitação.

Fator de Multiplicação	Máximo (m³/dia)	Vol. Acumulado (m³)
0,25	1.113,12	114.788,28
0,50	1.376,61	383.362,11
0,75	2.714,83	670.161,60
1	3.222,76	1.056.291,34
1,25	4.869,19	1.491.122,73
1,50	6.241,86	2.059.531,81
1,75	7.657,66	2.519.623,39

Na bacia do Rio Cunha a não linearidade ocorre em todas as variações de precipitação. Como a série de precipitação foi ampliada repetindo a série original de 9,5 anos, esperava-se que a cada intervalo repetido a resposta da bacia fosse relativamente semelhante. Contudo, este comportamento não foi observado. Para uma mesma precipitação, a descarga sólida respondeu de maneira diferente, independente do fator de redução ou aumento aplicado (ex: 0,25 ou 1,75). Isto significa que mesmo com condições semelhantes, (ciclos iguais de dez anos), a bacia responde e evolui de maneira diferente. Além disso, a paisagem não se ajusta inicialmente de maneira diretamente proporcional à variação da precipitação.

A variação da produção acumulada total de sedimentos em torno do cenário central também não é constante e nem proporcional ao fator de aumento ou redução da precipitação (Figura 42). Mesmo com o aumento da precipitação bem como das máximas diárias, a variação da produção total tende a ser menor quanto maior é o fator de aumento da precipitação. Dessa maneira, mesmo que a precipitação seja aumentada n vezes, a bacia terá um certo limite evolutivo ou, ainda, a denudação da bacia tende a apresentar uma menor variação entre os cenários de maior precipitação.

Este processo pode estar condicionado ao ajuste da bacia às novas taxas de denudação. Mesmo que aumente a erosão remontante, nem todo o sedimento é transportado para fora da bacia, mas depositado em áreas planas e remobilizado em novos picos de cheia. Assim, mesmo com o aumento da declividade ocasionada pela erosão, pode haver uma compensação com o aumento das áreas planas relacionadas à deposição, principalmente no baixo curso.

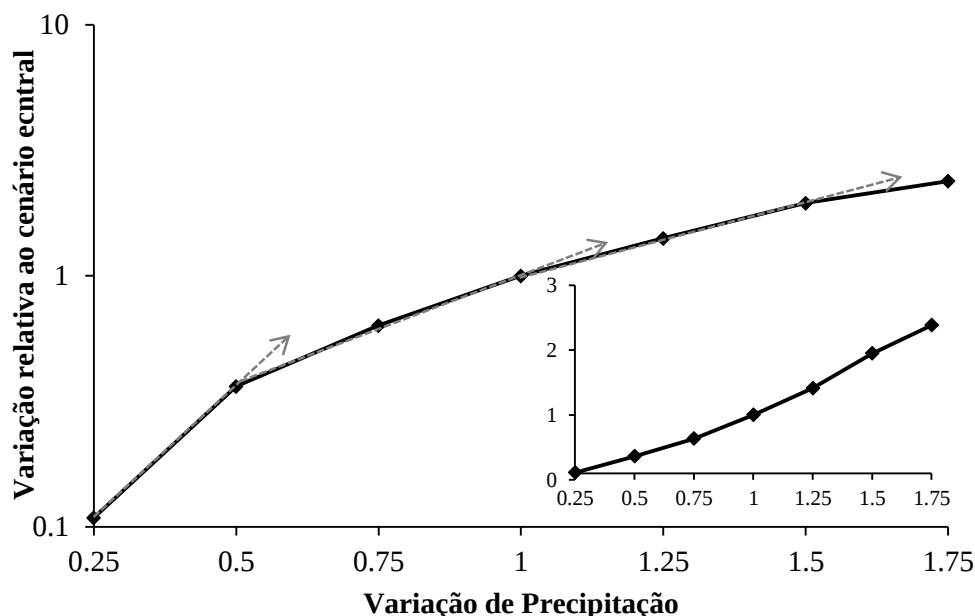


Figura 42 – Variação da descarga sólida total acumulada em função da variação da precipitação em escala logarítmica e em escala absoluta.

No presente trabalho, o Índice Topográfico (IT) foi uma das métricas utilizadas para quantificar a sensibilidade da paisagem. A Figura 43 apresenta os *box plot* da variação do índice topográfico em função de cada variação da precipitação para 10, 50 e 100 anos simulados. Nota-se que para 10 anos (Figura 43a) houve uma pequena redução do máximo para o cenário 0,75 e uma pequena alteração no mínimo para o cenário 1,75. Já para 50 (Figura 43b) e 100 anos simulados (Figura 43c) houve uma maior variação nos menores valores de IT para os cenários de maior precipitação (1,25 a 1,75) e uma redução do IT máximo para o cenário 0,50.

Um aumento dos máximos indicaria uma redução da declividade ou um aumento da área de contribuição. O aumento dos mínimos, por sua vez, pode indicar o aumento da declividade ou a redução da área de contribuição. De maneira geral, a declividade direciona os processos de erosão em áreas declivosas e deposição em áreas planas. Observa-se que o comportamento médio da bacia manteve-se constante, pois não houve variação na mediana nem no segundo e terceiro quartil do IT. Assim, tanto variação na declividade como na área de contribuição, os dois parâmetros do IT, podem ter variado constantemente um em relação ao outro.

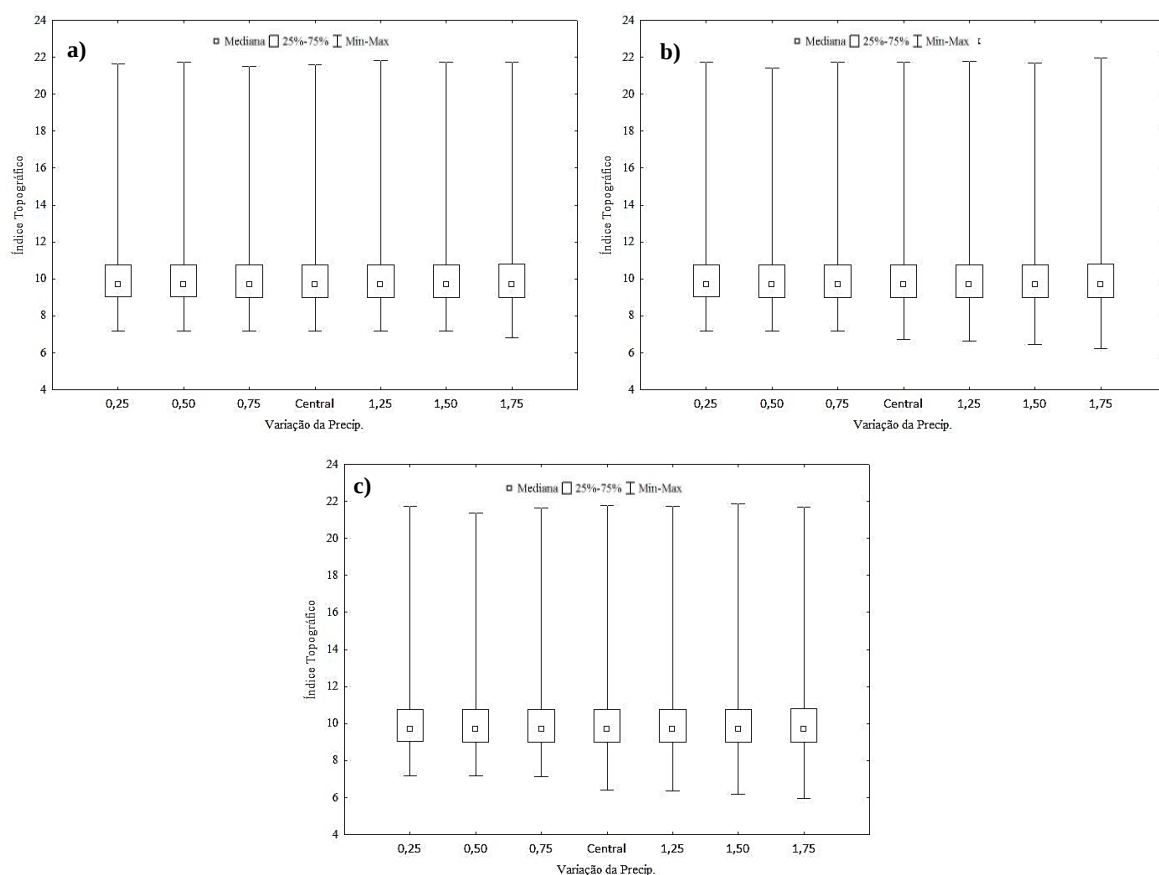


Figura 43 - Variação do Índice Topográfico em função da variação da precipitação: a) em 10 anos, b) em 50 anos e c) em 100 anos.

Diferente do IT, o fator LS apresentou maior variação. Nos 10 primeiros anos simulados (Figura 44a) há uma desproporcionalidade entre a variação da precipitação e o LS, entre os cenários 0,25 e 1,25, o que não ocorreu nos dois últimos cenários (1,50 e 1,75). Por outro lado, para 50 e 100 anos simulados (Figura 44b e Figura 44c) houve uma proporcionalidade entre a variação da precipitação e o aumento dos extremos do LS.

A irregularidade nos primeiros 10 anos, e a proporcionalidade em 50 e 100 anos pode estar associado ao período de ajuste da bacia. Assim, há uma correspondência entre o período de ajuste inicial do sedimentograma, demonstrado na Figura 39 com o ajuste inicial do LS. Além da altimetria, os processos evolutivos alteram a declividade da bacia. Contudo, como a deposição em áreas planas geralmente mantém a baixa declividade dessas áreas, a alteração nas cotas, ainda que pequena, provavelmente é espacialmente maior do que na declividade. Assim, o que pode indicar o aumento dos valores mínimos de IT e os máximos do fator LS é o aumento de áreas com maior declividade ocasionada pela erosão remontante.

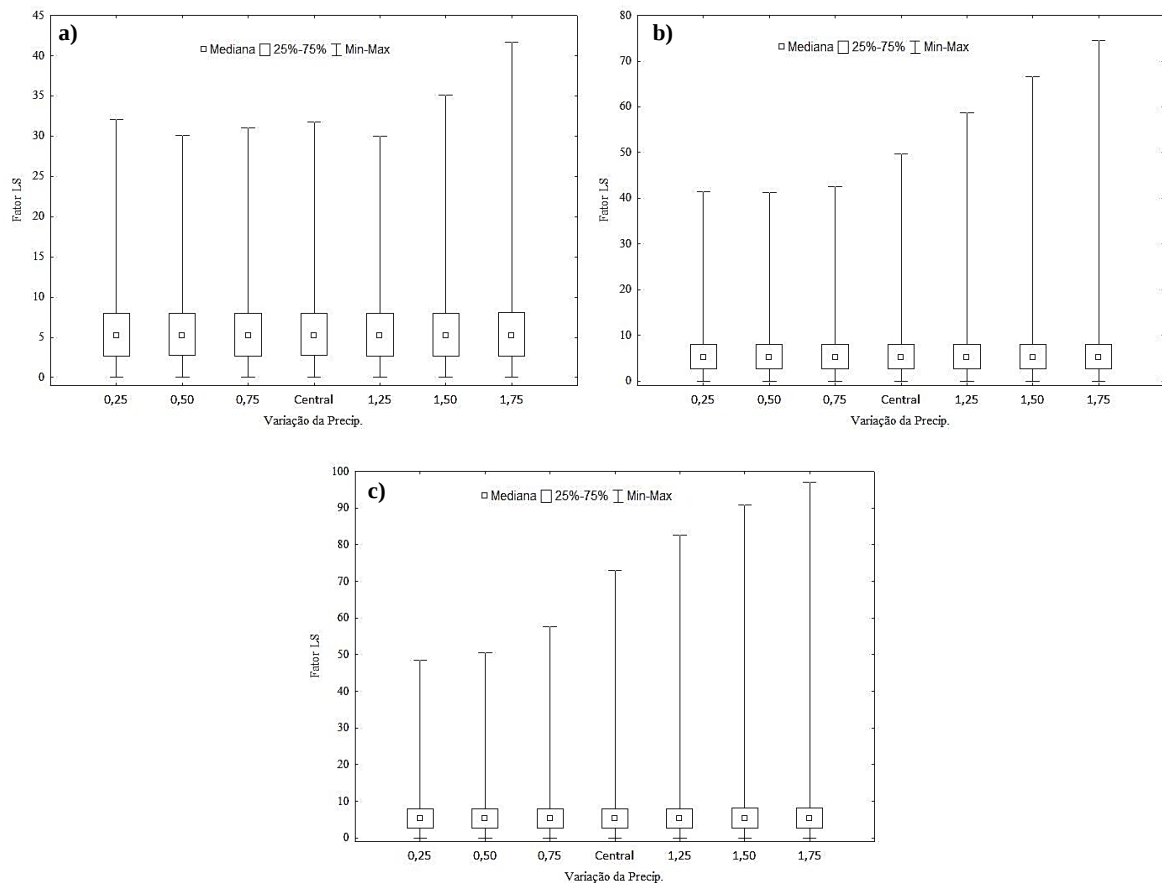


Figura 44- Variação do Fator LS em função da variação da precipitação: a) em 10 anos, b) em 50 anos e c) em 100 anos.

5.4.2 Variação das áreas instáveis

CAESAR utiliza para condicionar a ocorrência de deslizamentos um ângulo limite. No presente trabalho foram realizadas seis simulações, uma sem deslizamentos e outras 5 com os seguintes ângulos limites: 36°, 33°, 30°, 27° e 25° (Figura 45). Quanto menor o ângulo limite, maior é a área instável. Além disso, quanto menor o ângulo, maior a probabilidade do deslizamento estar diretamente conectado à drenagem, como pode ser observado nas áreas instáveis relativas aos ângulos menores que 30°.

Para cada ângulo limite foram simulados 100 anos de evolução, utilizando a série de precipitação anteriormente designada como cenário central, para a qual foram comparados os sedimentogramas acumulados.

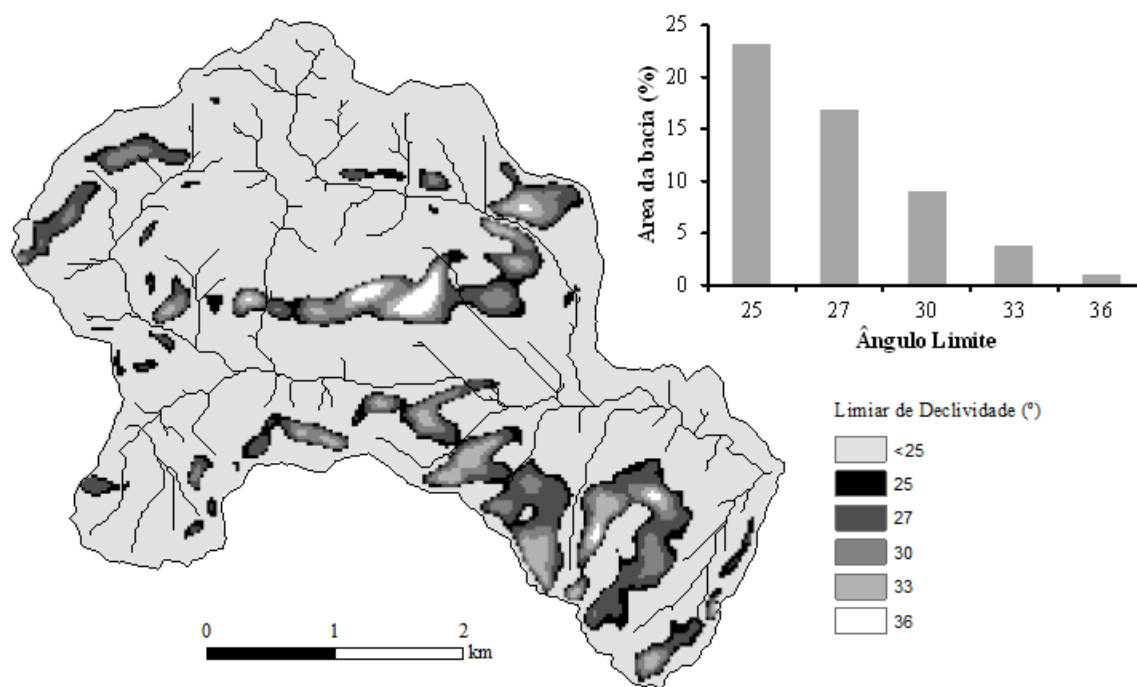


Figura 45 – Ângulos limites e suas respectivas áreas instáveis.

Na Figura 46 é apresentada a produção de sedimento acumulada relacionada a cada ângulo limite. Nota-se que esta produção não é proporcional ao aumento das áreas instáveis, o que pode ser observado na proximidade entre as linhas acumuladas.

A evolução da bacia foi analisada por meio da diferença entre a produção acumulada para os cenários com deslizamento e sem deslizamento (Figura 47). O cenário com menor área deslizada (36°) foi o que apresentou a menor diferença. Para os outros ângulos limites não houve uma relação final entre área deslizada e a diferença acumulada. Todos os cenários convergiram para uma mesma condição final. Esta convergência final é esperada quando limitada pela imposição fixa de um determinado limiar (BEVEN, 1981), que no presente trabalho é a adoção de um ângulo limite fixo.

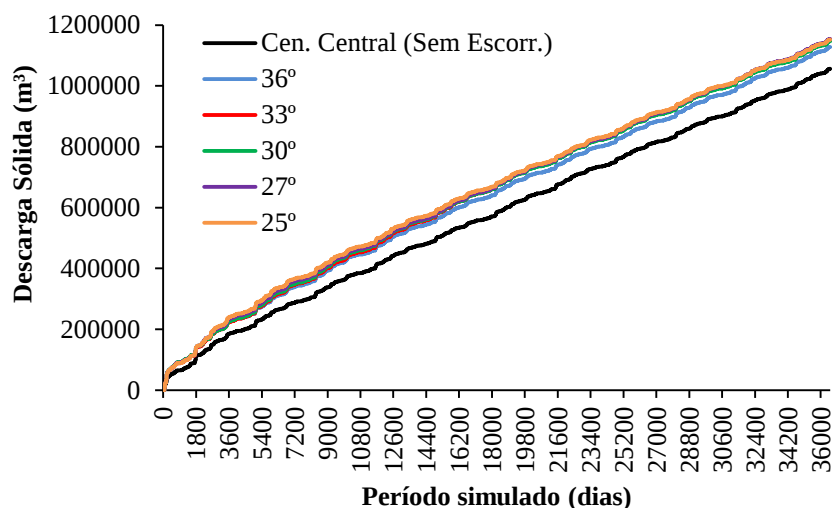


Figura 46 - Descarga sólida acumulada para cada ângulo limite.

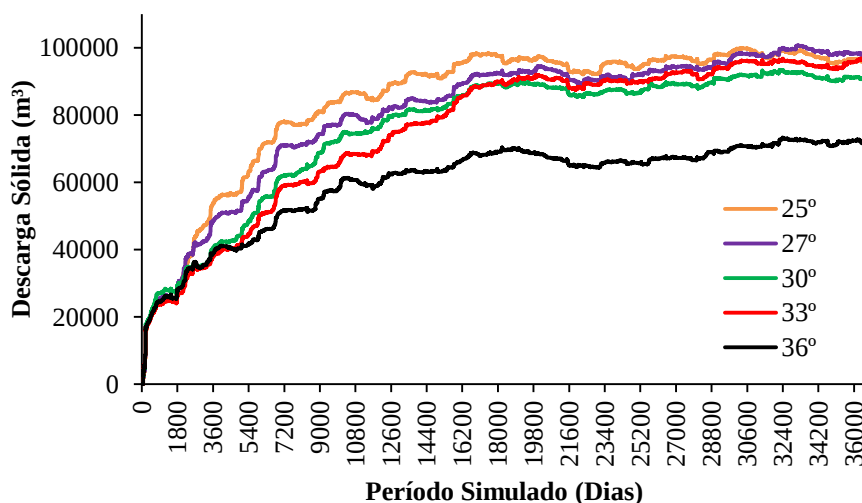


Figura 47 – Diferença da descarga sólida acumulada entre os cenários com e sem áreas instáveis.

Os deslizamentos são considerados importantes processos na evolução da paisagem (CENDRERO e DRAMIS, 1996). Contudo, no caso da bacia do rio Cunha, a sua presença representou em um pequeno aumento na produção de sedimentos quando comparado a um cenário sem deslizamentos. Na Tabela 9 é apresentada a produção total para cada condição inicial de instabilidade. Observa-se que mesmo para o cenário de maior área instável na bacia (25°) houve um aumento de apenas 9,07% na produção acumulada ao longo de 100 anos. Quando comparadas duas condições de instabilidade, como 27° e 25°, é razoável admitir que fosse esperado que quanto maior a área instável, ou seja, quanto mais deslizamentos ocorressem, maior a produção de sedimentos. Contudo, os cenários de 33° e

27° apresentaram um maior aumento na produção total do que os seus cenários subsequentes, 30° e 25° respectivamente.

Tabela 9 - Produção total de sedimentos para diferentes condições iniciais.

Condição Inicial	Área instável (%)	Produção Total (m³)	Aumento em relação ao cenário sem deslizamento (%)
S/Desl.	0,0	1.056.291,34	-
36°	1,0	1.128.201,08	6,80
33°	3,7	1.152.982,83	9,15
30°	9,0	1.147.063,17	8,59
27°	16,9	1.154.164,50	9,26
25°	23,2	1.152.176,79	9,07

Uma das possíveis explicações pode estar relacionada a capacidade de transporte da bacia. Mesmo que haja, em virtude dos deslizamentos, uma maior quantidade de sedimentos disponíveis ou conectados à rede fluvial, isto não indica que a bacia possui a capacidade de transportá-los. Deslizamentos na bacia do rio Cunha ocorrem associados a intensas precipitações ou a altos volumes pluviométricos ao longo do tempo (MICHEL *et al.*, 2011). Dentro do CAESAR, contudo, os deslizamentos não ocorrem concomitante a eventos extremos de precipitação, sendo os mesmos deflagrados no início da simulação. Assim, a bacia não teria capacidade de transportar toda a massa deslizada ou, ainda, a que se conectou à rede fluvial, sendo erodida mais lentamente.

Uma segunda explicação pode estar relacionada à localização das áreas instáveis, à conexão do deslizamento com a rede de drenagem e à formação de barragens. A ruptura das barragens formadas por deslizamentos está relacionada ao local de sua ocorrência. Caso a conexão seja próxima às cabeceiras ou em canais de pequena ordem (pequena área de contribuição), a probabilidade de rompimento é menor do que em rios de maior ordem com maior área de contribuição (SWANSON *et al.*, 1985). Além disso, casos os deslizamentos ocorram no baixo curso, a probabilidade de conexão também é menor, devido à presença da planície de inundação.

5.5 EVOLUÇÃO DA PAISAGEM EM ESCALA DE CANAL

Para realizar simular a evolução em escala de canal foi utilizado o MDT de 2 m de resolução, no qual foi escavado o canal obtido com base na análise da foto aérea de 1978.

Os dados de vazão de 1978 a 2012 foram obtidos por meio da regionalização. Em relação à granulometria, foram adotadas as distribuições referentes as morfologias *pool-riffle*, *pool arenoso*, *step* e *plane bed*. (Figura 48). Foram avaliados dois parâmetros: a resistência exercida pela vegetação e a variação da erosão lateral. Variou-se a tensão crítica exercida pela vegetação desde 10 Pa até 100 Pa. Além disso, foi adotada uma taxa de erosão lateral de 0,0000001.

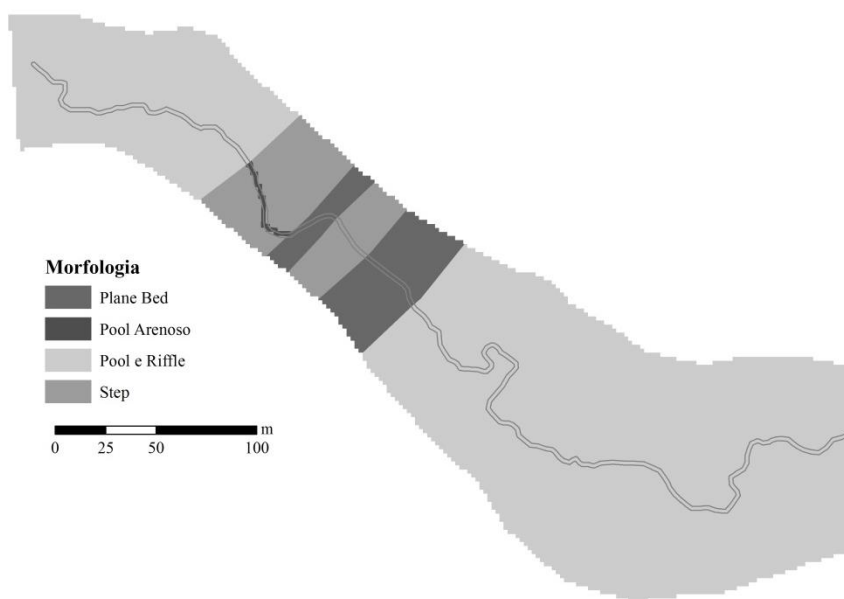


Figura 48 – Morfologias adotadas para a simulação 1978-2012.

A Figura 49 apresenta o resultado das simulações. Nota-se que mesmo com um aumento de 10 vezes na tensão exercida pela vegetação, não houve significativo alargamento ou migração lateral. Os trechos *plane bed* e *step* foram os que apresentaram maior mudança, principalmente para uma menor tensão crítica (Veg10). Nestes dois trechos, a presença de sedimentos mais grosseiros auxilia na resistência do leito, dificultando a sua erosão, o que pode estar ocasionando maior erosão lateral e meandramento do canal. Por outro lado, para a tensão crítica de 100 Pa (Veg100) houve menor modificação nestes dois trechos. Em qualquer tensão crítica (Veg 10 a Veg 100), as alterações nos trechos *pool-riffle* e *pool arenoso* foram semelhantes, com maiores erosão nas margens côncavas.

Coulthard (2013) sugere os seguintes valores para as taxas de erosão lateral: 0,01 a 0,001 para rios anastomosados e 0,0001 para rios meandantes ou com pouca erosão lateral. Para verificar se a vegetação poderia exercer alguma influencia na evolução do canal, este valor foi aumentado de 0,0000001 para 0,0000005. A tensão crítica exercida pela vegetação também foi aumentada até 150 Pa, iniciando em 25 Pa. Nota-se que para todas as

variações de vegetação, houve um aumento considerável do meandramento, consequentemente um aumento na evolução do canal (Figura 50). O trecho com maior modificação foi o *pool-riffle* mais a jusante, principalmente associado à tensão crítica de 150 Pa (veg150). Além disso, houve um considerável aumento na variação das cotas altimétricas, com mais de 6 m de variação devido aos processos erosivos (Veg 25). Devido às taxas mais altas de erosão lateral, há um maior meandramento e migração lateral. Consequentemente, há uma maior probabilidade do canal erodir a planície de inundação, conectando-se com a encosta, o que explicaria essa maior variação altimétrica.

Com o aumento da taxa de erosão lateral, a vegetação passa a controlar a ruptura dos meandros. Para demonstrar esta situação, foi utilizada a profundidade final do canal após os 35 anos simulados com a taxa de erosão de 0,0000005 (Figura 51). Para a menor resistência exercida pela vegetação, ou seja, 25 Pa (Veg 25), houve o corte de dois meandros, diminuindo assim a sinuosidade final. Por outro lado, valores maiores de resistência dificultam a erosão, ocasionando um aumento da sinuosidade em virtude da migração dos meandros, mas sem o seu corte.

Por meio da comparação das aérofotos de 1978 e das de 2011 não foi possível observar modificação no padrão do canal. Não houve meandramentos nem migração lateral significativa. Dessa maneira, a primeira taxa de erosão lateral (0,0000001) representou de maneira mais realista a evolução do TRE. Contudo, é provável que a tensão crítica exercida pela vegetação exerça um papel mais fundamental na evolução do canal. No CAESAR, este parâmetro é medido em Pa, sendo que de maneira geral, a floresta ripária pode exercer tensões superiores a 50 MPa (GRAY e BARKER, 2004).

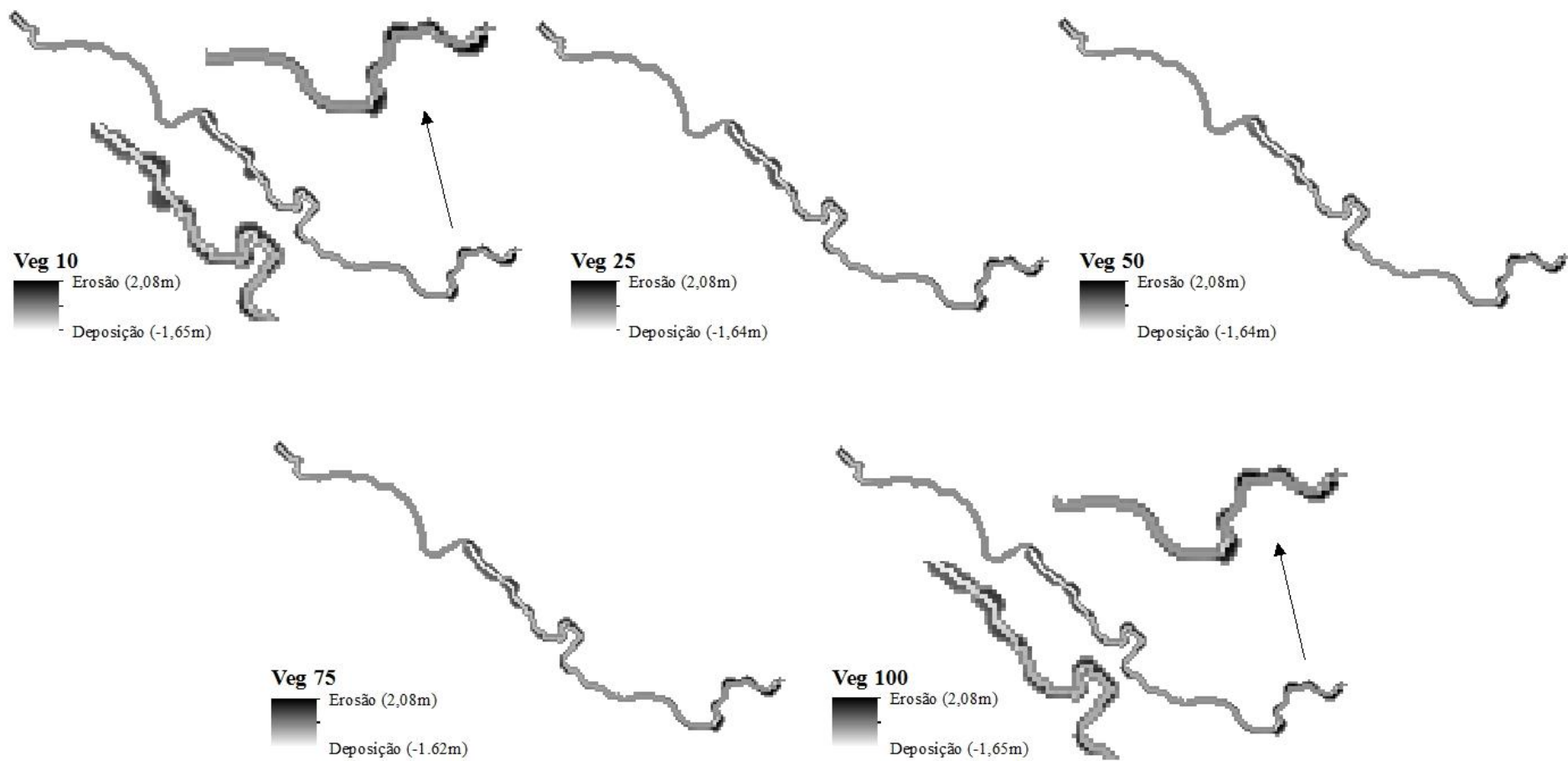


Figura 49 – Comportamento do canal em relação à variação da tensão exercida pela vegetação (Pa) com a taxa de erosão lateral de 0,0000001

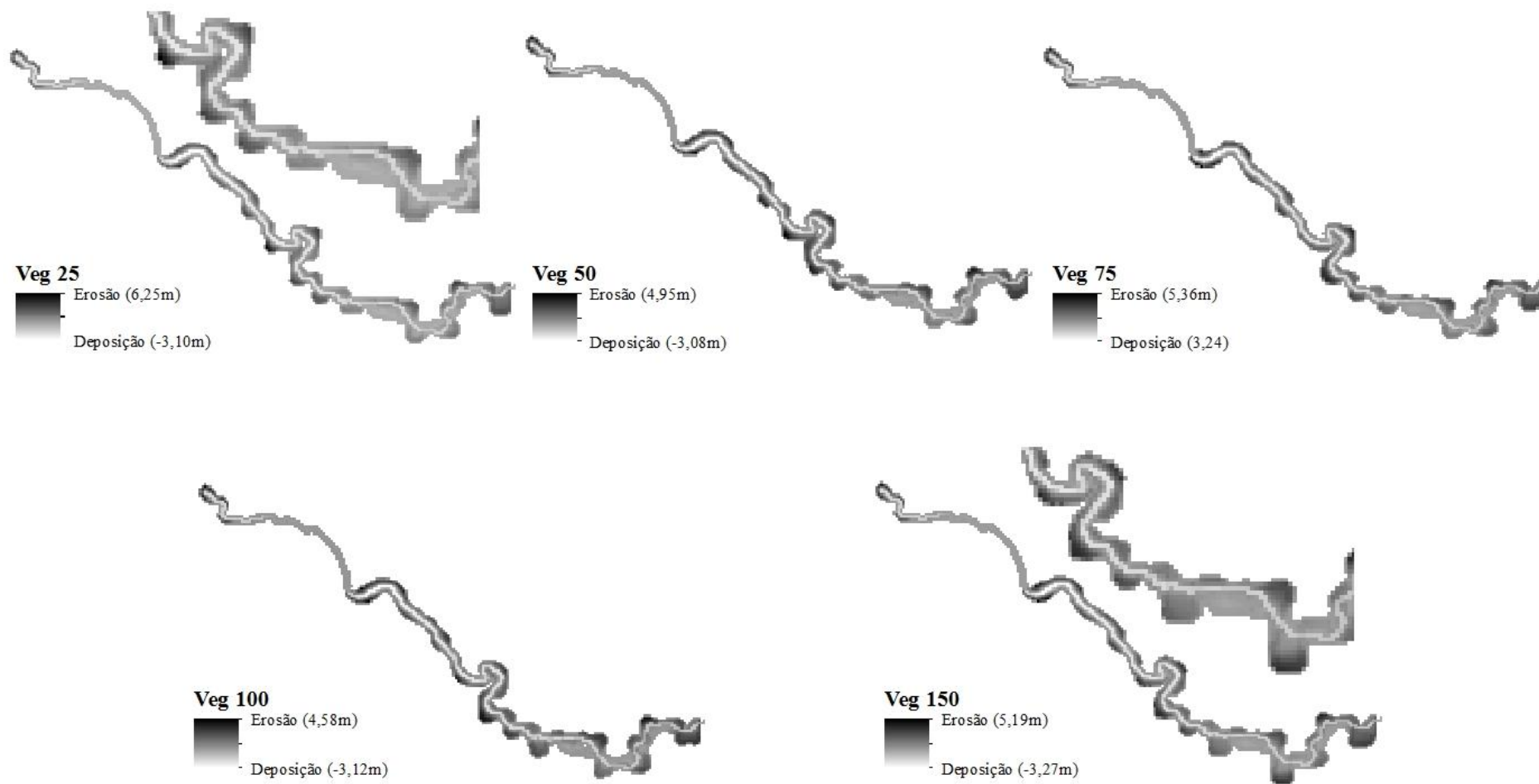


Figura 50 – Comportamento do canal em relação à variação da tensão exercida pela vegetação (Pa) com a taxa de erosão lateral de 0,0000005.

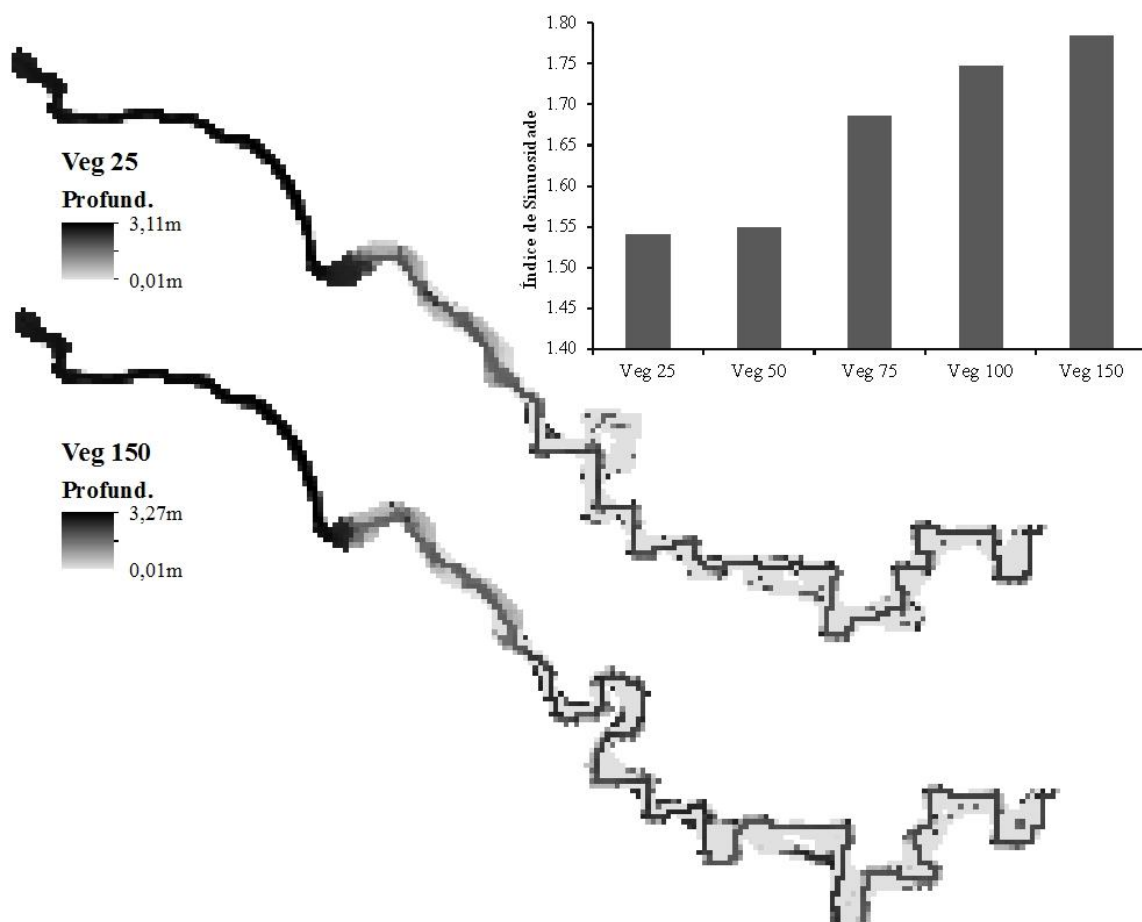


Figura 51 – Profundidade do canal após 35 anos simulados e índice de sinuosidade para as diferentes variações de vegetação.

O uso do solo nas margens e adjacências do canal é pastagem. Trimble (2004) enumera duas principais propriedades relacionadas à presença de gramíneas e sua relação com estabilidade das margens. Como as gramíneas desenvolvem-se na parte superior da margem, as suas raízes raramente crescem até alcançar a altura da água no canal. Este tipo de margem é então mais propensa à erosão no sopé. Além disso, as raízes, por se desenvolverem em pequenas profundidades e serem menos resistentes, não protegem as margens da ocorrência de colapsos (*slumping*).

Mesmo as gramíneas não possuindo raízes profundas, a tensão exercida pelas mesmas é amplificada pelo contínuo pisoteio do gado e a consequente compactação do solo, que por sua vez exerce uma pressão de compactação superior a de um trator, pois todo o peso do gado está distribuído em apenas 4 pontos, chegando a valores de 331 KPa (TOLLNER *et al.*, 1990). Contudo, conforme Hamza e Anderson (2005) a compactação pelo gado é restrita a uma profundidade que varia entre 5 a 20 cm, aproximadamente. Assim, mesmo com a compactação, as margens com pastagem ainda são propensas à erosão no sopé.

Conforme McBride *et al.* (2008), poucos estudos exemplificam que canais com vegetação rasteira ou gramíneas são mais largos que os de vegetação ripária mais desenvolvida. Por outro lado, diversos estudos demonstraram que canais com pastagem tendem a ser mais estreitos e os de vegetação ripária, de maior porte, mais largos (MCBRIDE *et al.* 2008; DAVIS-COLLEY 1997). Esta situação é semelhante à encontrada nas simulações com maior taxa de erosão lateral, quando comparado o canal com uma resistência menor (veg 25 Pa) ao de uma resistência maior (veg 150 Pa).

Mesmo com a variação da tensão crítica e da taxa de erosão lateral, os resultados finais das simulações em escala de canal não representaram a atual forma do canal. Um dos fatores desta falta de correspondência entre a simulação e a forma atual do canal pode estar relacionado a processos que foram observados em campo que não são contemplados pelo CAESAR-Lisflood, como o efeito do gado, erosão no sopé da margem e o colapso da margem.

Foi observado em campo que o constante pisoteio causa erosão nas margens e nos locais de maior “tráfego” do gado. A junção destes dois fatores (compactação+erosão) faz com que blocos de sedimento e grama sejam deslocados inteiramente para dentro do canal, sendo posteriormente erodido e transportado (Figura 52a). Ou ainda, em vez de ser desagregado totalmente, há o deslocamento lateral de parte da margem em direção ao canal (Figura 52b). Os dois processos erosivos acima descritos ocorrem principalmente na morfologia *pool-riffle*.

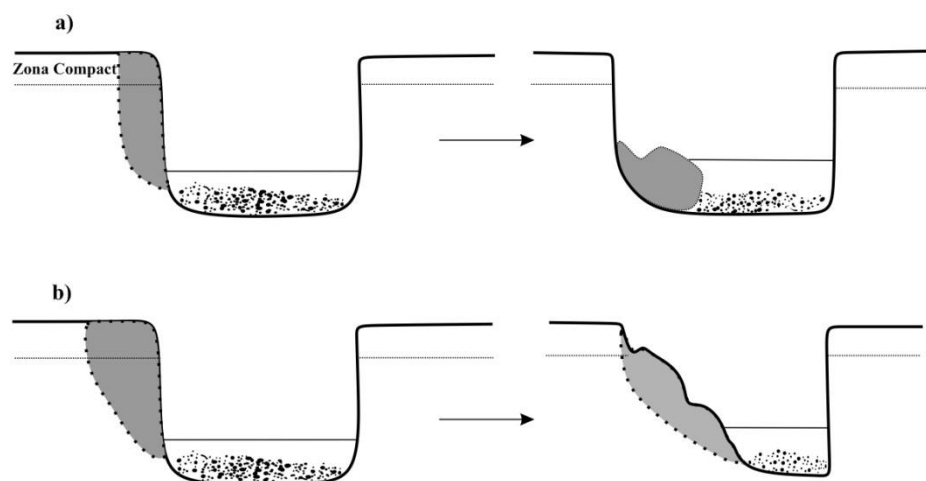


Figura 52 – Erosão da margem e suas modificações no canal a) deposição de blocos de sedimento e b) deposição da frente erosiva.

Ainda na morfologia *pool-riffle*, um terceiro processo associado à evolução do canal foi observado em campo. A evolução do colapso da margem ao longo do tempo forma barras laterais constituídas principalmente de sedimentos grosseiros. A presença desta morfologia torna o fluxo mais turbulento, mesmo em vazões médias e mínimas, iniciando o processo de erosão do sopé da margem (limiar erosivo) (Figura 53). Como as raízes da pastagem não conseguem favorecer a resistência devido à baixa profundidade que alcançam (TRIMBLE, 2004), o colapso no sopé da margem pode estar associado à persistência das vazões mais baixas ou ainda a picos de cheia abaixo do nível de margens plenas. Conforme Wolman e Miller (1960), o maior trabalho para movimentar sedimentos de uma bacia é feito por eventos frequentes de moderada magnitude, eventos este que ocorrem pelo menos uma ou duas vezes por ano, ou, em muitos casos, muitas vezes por ano.

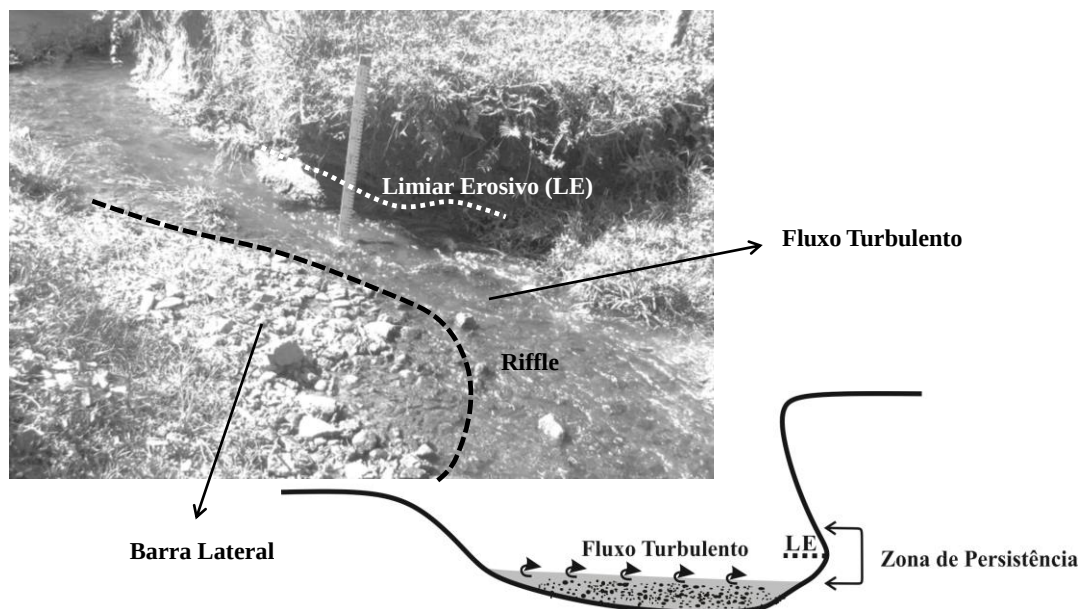


Figura 53 – Persistência dos processos erosivos na base da margem em uma morfologia *pool-riffle*.

Processo semelhante foi descrito por Thorne e Tovey (1981). Estes autores argumentam que, de maneira geral, os sedimentos do topo da margem tendem a ser mais coesivos do que os da base, sendo que este último é mais propenso a ser erodido. Assim, a maior susceptibilidade à erosão dos materiais grosseiros não coesivos localizados na base da margem pode resultar em remoção de material para vazões de magnitude bem abaixo das de margem plena. Neste mesmo sentido, Hooke (1980) demonstrou que eventos de média magnitude e frequência (2,5 anos) foram efetivos o suficiente para provocar mais de 3m de erosão lateral.

Como a efetividade geomorfológica analisa qual evento é responsável por uma determinada forma ou morfologia (JAMES, 1999) pode-se assumir que há uma persistência da ação de vazões médias ou mínimas sobre a base da margem, fragilizando-a e facilitando a erosão em eventos de média magnitude. Dessa maneira, a evolução do canal e dos tipos de morfologias pode estar associada não apenas aos picos de cheia, mas também a persistência contínua da ação fluvial.

O mosaico das Figura 54 a Figura 56 foi elaborado utilizando fotos não métricas de baixa altitude. Para a obtenção destas fotos foi utilizado uma armação em L, feita com canos de pvc, conforme descrito no item 4.4.

Na Figura 54 é demonstrado a evolução de um trecho *pool-riffle*. O mosaico Foto 1 foi elaborado com fotos tiradas a uma altura de 3,5 m. Já o mosaico Foto 2 foi elaborado com fotos obtidas a uma altura de 4,5 m. Em primeiro lugar, nota-se os blocos erodidos da margem, a erosão provocada pelo gado bem como um fluxo mais turbulento nos *riffles*. Além disso, o colapso da margem provocando a modificação no canal, alterando o limite de conexão entre canal e planície, como pode ser observado no deslocamento do Cl (conectividade lateral) no local de formação de uma barra arenosa submersa (BAS). Mesmo com a entrada de blocos no canal, a conectividade longitudinal (Clg) não foi alterada, bem como a conectividade vertical, que trata do escoamento subsuperficial na planície de inundação. Em conjunto com a erosão na margem a jusante da BAS, houve o acúmulo de sedimentos mais grosseiros.

O processo de evolução do canal, neste trecho *pool-riffle*, modificou morfologias, promoveu a entrada de sedimentos pelos processos erosivos, principalmente nas margens. A evolução, neste caso, propiciou que novos locais que antes estavam conectados verticalmente passassem a estar conectados lateralmente. A erosão propiciou que um local que antes estava conectado pelo escoamento subsuperficial passasse a estar conectado pelo escoamento do canal.

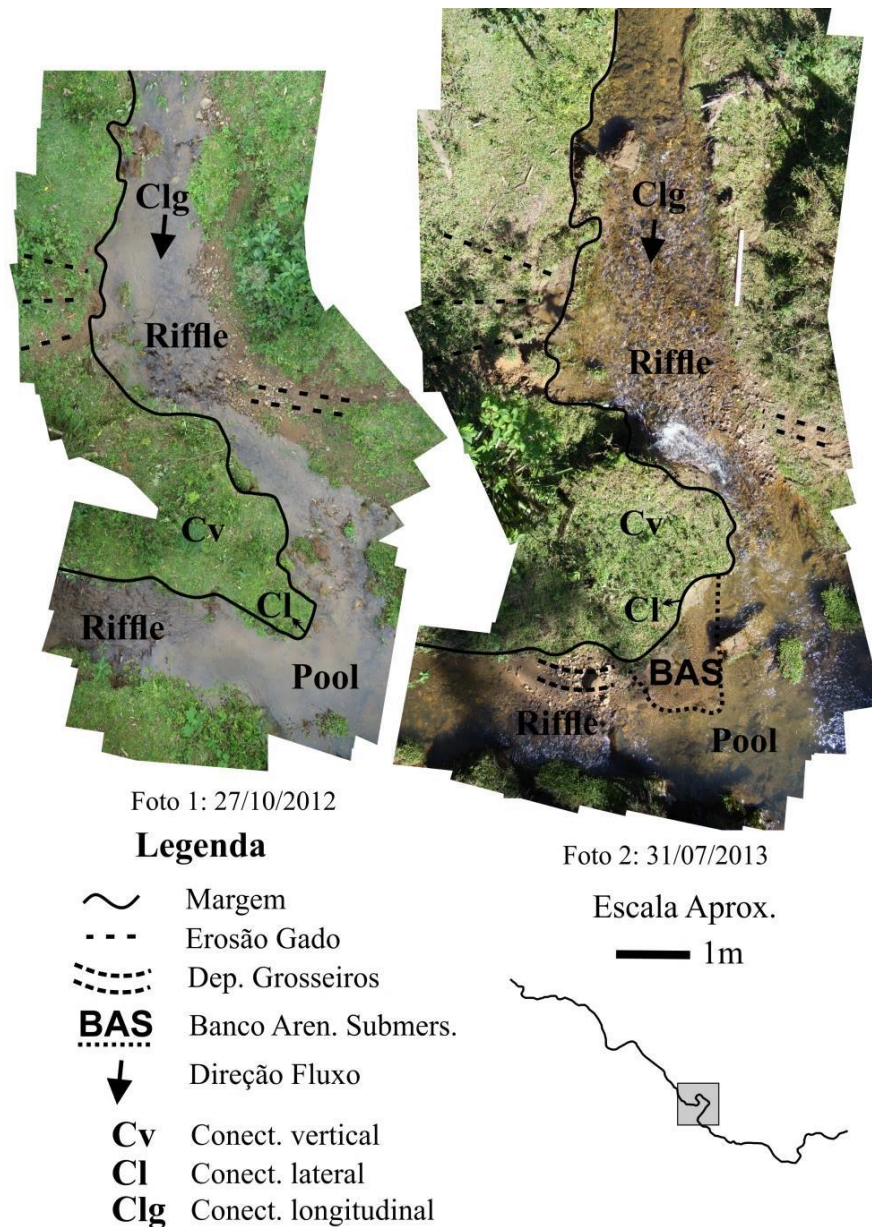


Figura 54 – Evolução do canal representada em uma sequencia de *pool-riffle*.

Em um trecho de transição entre *plane bed* e *pool-riffle* (Figura 55) observa-se que a conectividade lateral entre margem e canal ou ainda entre margem e planície propicia a evolução deste trecho. Em primeiro lugar observa-se no mosaico a presença de blocos de sedimento compactados, que alteram a direção preferencial do fluxo (Flecha Branca). Imediatamente a jusante esta ocorrendo à entrada de pedregulhos devido à erosão na margem. Por fim, o mesmo processo descrito anteriormente de solapamento da margem está promovendo a entrada de sedimentos mais grosseiros. Nota-se que assim como já demonstrado, o limiar erosivo, que separa os sedimentos mais grosseiros e menos coesivos

da base, encontra-se em um nível que é facilmente atingido por cheias de pequena magnitude e alta frequência, no mesmo sentido de Thorne e Tovey (1981).

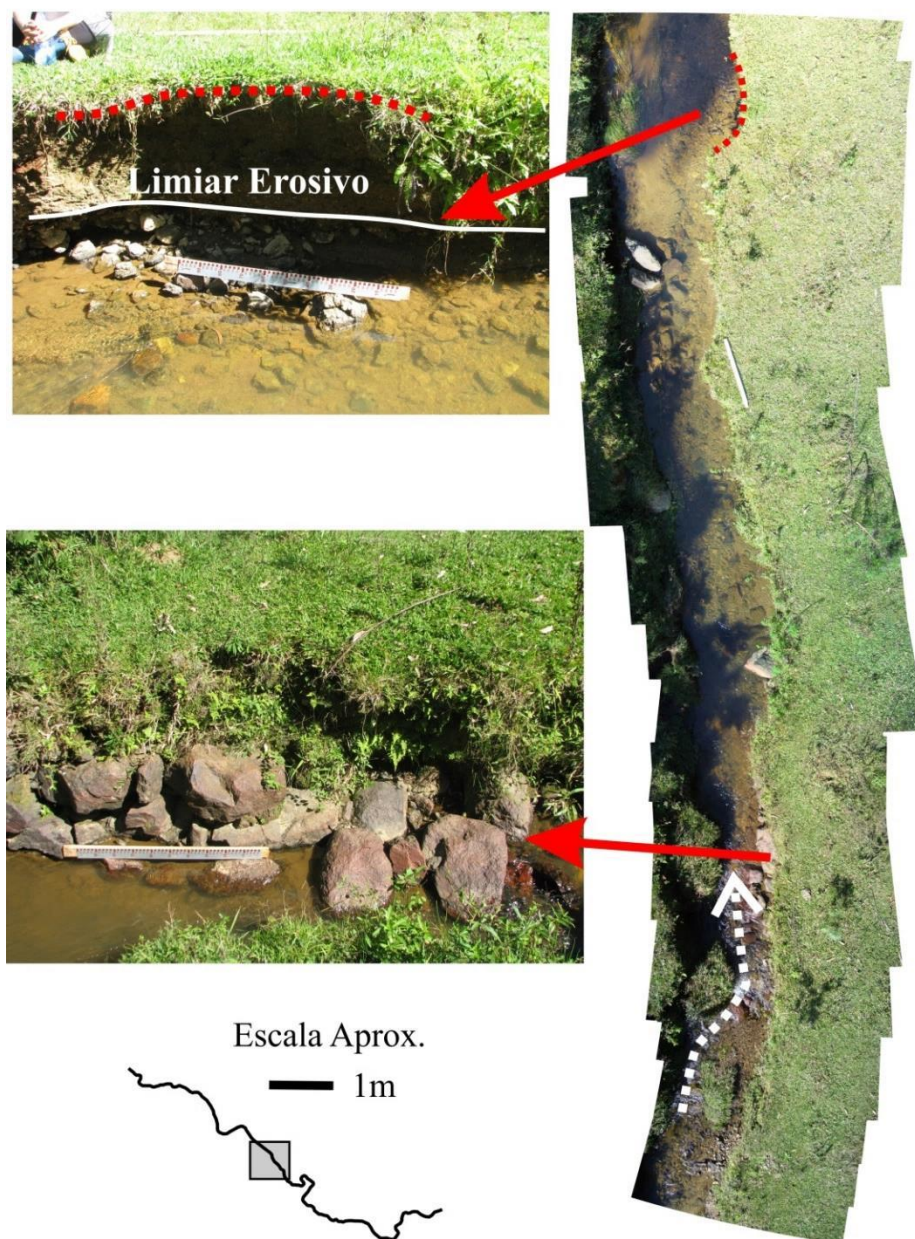


Figura 55 – Processos erosivos e alteração da morfologia.

Nos demais trechos, situação semelhante é observada, mas devido ao tipo de material da margem as alterações morfológicas no canal se dão de maneira diferenciada. Trechos *step* e *plane bed* possuem em suas margens sedimentos mais grosseiros e o rio encontra-se mais encaixado em relação as suas margens, sendo a diferença de altura entre o topo da margem e o canal maior que nos trechos *pool-riffle*. Pequenos deslizamentos ocorrem transportando blocos e pedregulhos para o canal, alterando assim a topografia e a morfologia do mesmo.

Na Figura 56 é possível observar a ocorrência de dois pequenos colapsos que promoveram a entrada de blocos e pedregulhos no canal. Nota-se na Figura 56a que a entrada de blocos alterou a distribuição granulométrica, pois o trecho não possui a mesma frequência de sedimentos deste calibre. O mesmo ocorreu na Figura 56b, mas com uma frequência maior de pedregulhos. Além disso, nota-se também na Figura 56c que o mesmo processo de erosão na base da margem está contribuindo para o deslocamento de blocos da margem para o canal.

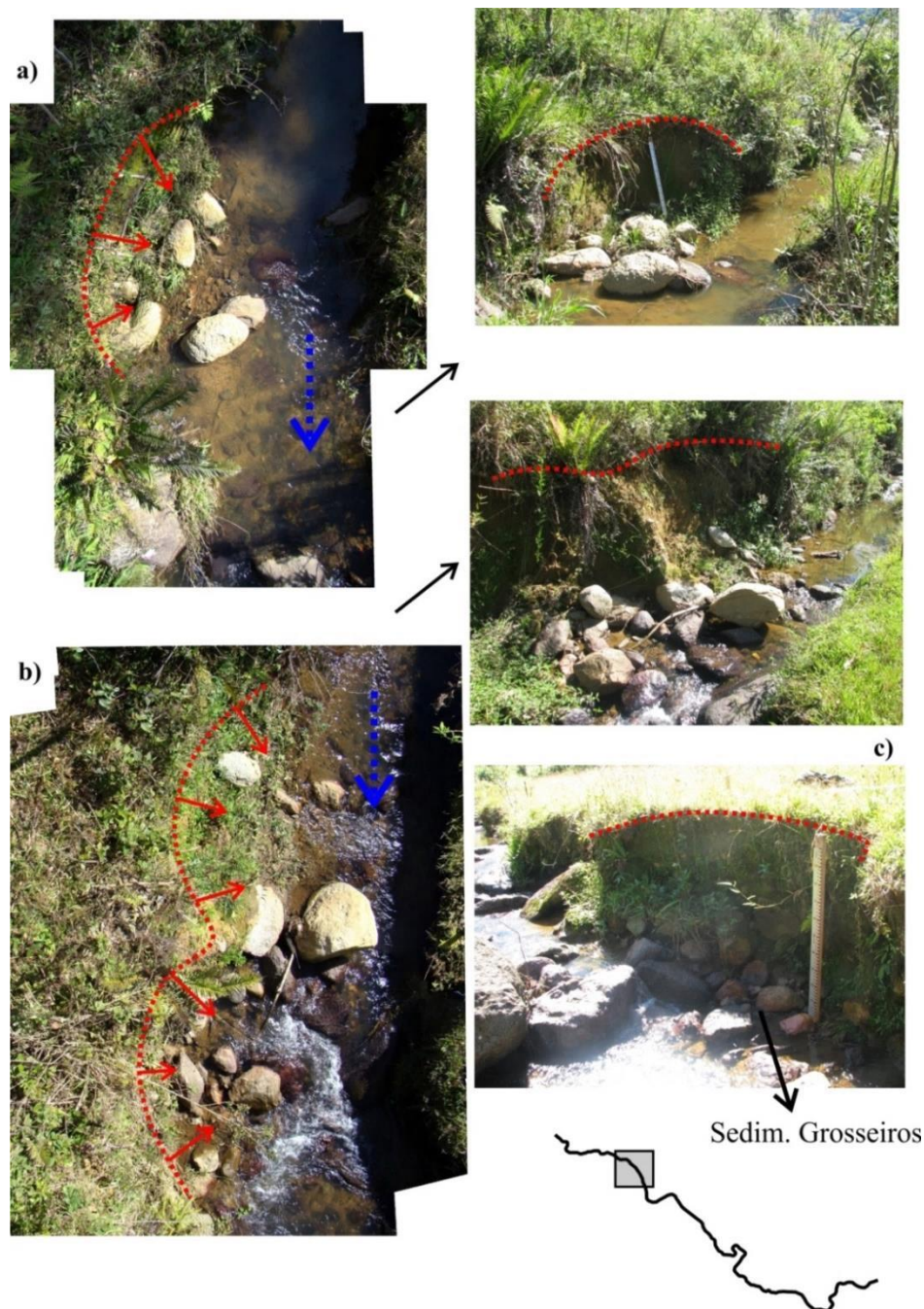


Figura 56 – Colapso da margem no trecho *pool arenoso* a) e b) pequenos deslizamentos provocando a entrada de sedimentos grosseiros e c) entrada de sedimentos devido a erosão no sopé da margem.

O processo de entrada de sedimentos pelo colapso ou pela erosão da margem tem ocorrido independente do tipo de morfologia. Como a erosão é provocada principalmente pela dinâmica da água (processo hidrológico) que está alterando a morfologia/topografia do canal, este processo pode ser considerado como hidrogeomorfológico em escala reduzida. Os locais de maior alteração podem ser considerados os mais conectados lateralmente e longitudinalmente, onde o fluxo de matéria e energia é mais evidente e eficiente, ou seja, há conectividade hidrogeomorfológica.

5.6 CONECTIVIDADE HIDROGEOMORFOLÓGICA EM ESCALA DE CANAL

Alekseevskiy *et al.* (2008) distinguiram em duas fontes as partículas transportadas pelos rios: a primeira a própria bacia; e a segunda o canal por meio da erosão das margens e do leito. Estas duas situações foram analisadas por meio do CAESAR-Lisflood representando a conectividade longitudinal e lateral.

Para simular esta conectividade em escala de canal foi, primeiramente, gerado uma série de vazão e sedimentos. Esta série foi obtida simulando a bacia do alto rio Emilio no CAESAR-Lisflood. Nesta simulação foram adotados os dados de precipitação diários da estação pluviométrica Arrozeira. Diferentemente das outras simulações, onde séries sintéticas de precipitação foram construídas, optou-se por adotar um valor de precipitação medido. Contudo, o CAESAR-Lisflood adequa-se melhor a dados horários, dessa maneira, o parâmetro m que controla o escoamento da bacia foi modificado de 0,0165 para 0,25 para compensar o uso de dados diários. Caso fosse adotado o primeiro valor de m (0,0165), os picos de cheia ultrapassariam mais de 10 m³/s, sendo este um valor próximo ao dos picos de cheia que ocorre na exutória do rio Cunha.

Como foi apresentado anteriormente por meio dos mosaicos, há uma entrada de sedimentos grosseiros provenientes das margens. Estes podem estar causando uma modificação na distribuição granulométrica, o que, por sua vez, modificaria a classificação fluvial. Assim, para gerar a série de sedimentos da bacia do alto rio Emilio foi utilizada a mesma distribuição granulométrica da morfologia *pool-riffle*. Essa condição foi criada para garantir que o sedimentograma de entrada do canal não possuiria pedregulhos e, assim, o maior diâmetro do sedimentograma foi 48 mm. Criou-se, desta forma, com as simulações no CAESAR-Lisflood em escala de bacia, a série de vazão e sedimento para avaliar a conectividade em escala de canal.

Para as simulações no canal, foi imposta a condição que todo o TRE possuiria a granulometria da morfologia *pool-riffle* (Figura 57). Assim, os sedimentos mais grosseiros, como os blocos e pedregulhos, entrariam no canal caso houvesse erosão no canal e/ou erosão lateral, ou seja, garantindo que os sedimentos de maior calibre não entrariam no canal vindo de montante, mas sim lateralmente. Todas estas condições foram criadas para analisar a seguinte hipótese: a conectividade lateral é capaz de promover a alteração na classificação do canal.

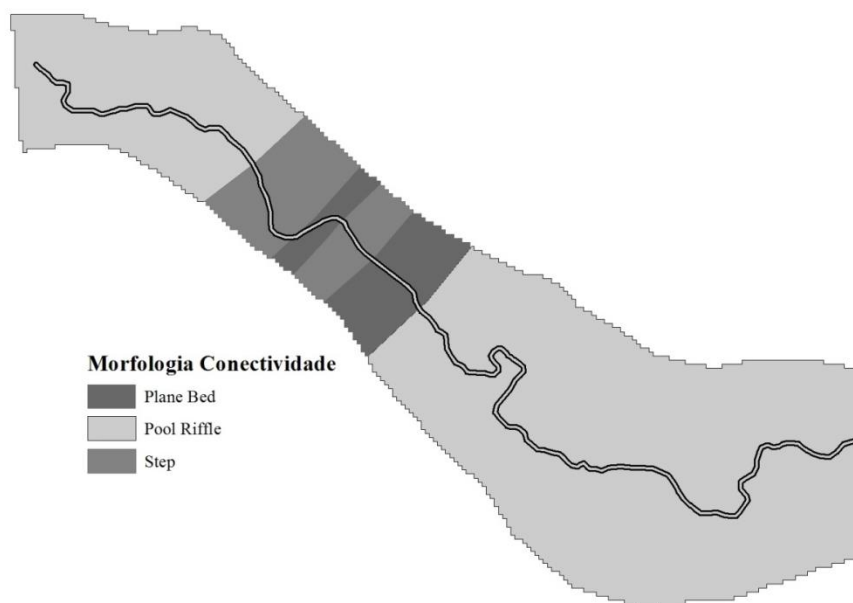


Figura 57 – Espacialização das morfologias para o cenário de conectividade.

Nas simulações em escala de canal, a principal variação de parâmetro foi em relação à erosão lateral e erosão no canal. Assim, a primeira simulação considerou que a entrada lateral de sedimentos ocorreria pela erosão lateral. A segunda, por sua vez, considerou além da erosão no canal, a erosão lateral.

A Figura 58a apresenta o sedimentograma de entrada acumulado para cada classe granulométrica, onde nota-se que o maior diâmetro de entrada foi 48 mm.

Primeiramente nota-se que houve uma alteração no diâmetro médio e uma mudança na reclassificação do canal quanto a sua morfologia, tanto considerando apenas a erosão no canal (Figura 58b) como considerando a erosão lateral (Figura 58c). Nos trechos *pool-riffle* não houve substancial mudança, mas sim a formação de pequenas barras arenosas, representados pelos pixels mais claros. As principais mudanças ocorrem nos trechos circundados por distribuições de *step* e *plane bed*.

A primeira condição, sem erosão lateral (Figura 58b) conseguiu representar a mudança de classificação, demonstrando que a entrada de sedimentos maiores que seixos pode ser ocasionada pela erosão no canal. Contudo, o D50 máximo alcançado foi 83 mm, ou seja, granulometria características de blocos.

A segunda condição, na qual foi simulada além da erosão no canal a erosão lateral (Figura 58c), houve deposição de sedimentos mais grosseiros. A geometria do canal também sofreu modificações, havendo o alargamento do canal, formação de barras arenosas no meandro e migração do canal, principalmente no trecho *pool-riffle* mais a jusante. O D50 máximo alcançado foi 203 mm, ou seja, pedregulhos. Dessa maneira, a erosão lateral condiciona maior conectividade entre os sedimentos grosseiros disponíveis na margem.

Uma das mais importantes modificações é no limite entre as classes morfológicas, onde os sedimentos mais grosseiros “avançaram” sobre a morfologia *pool-riffle*. Em ambos os cenários haveria uma mudança na classificação morfológica, sendo que um trecho anteriormente classificado como *pool-riffle* passaria a ser classificado como *plane bed* e/ou *step*. No cenário com erosão lateral, essa mudança morfológica foi mais evidente, ou seja, a conectividade lateral e longitudinal foi mais significativa. Na Figura 58d nota-se que no perfil A-A', os sedimentos grosseiros foram transportados por distancias maiores quando ocorreu erosão lateral.

As alterações morfológicas modificaram os processos hidrodinâmicos. A velocidade em ambos os casos, com e sem erosão lateral (Figura 59a e 59b) foi modificada, sendo mais notório no cenário de erosão lateral. Assim, a conectividade geomorfológica lateral e longitudinal desencadeou alterações nas características hidrodinâmicas, que, por sua vez colabora com uma alteração morfológica mais efetiva. Nota-se ainda alguns pontos nos trechos *pool-riffle* de maior velocidade, ocasionados pela presença de sedimentos mais grosseiros.

Em relação à modificação da forma do canal, houveram menores taxas de erosão pela erosão no canal (Figura 59c) do que com erosão lateral (Figura 59d). Contudo, como demonstrado por meio das fotografias, a entrada de sedimentos ocorre também em pontos de colapso ao longo do canal. Dessa maneira, a erosão em pontos específicos do canal, como apresentado nas simulações sem erosão lateral aparenta ser mais compatível com os processos que ocorrem no TRE. Ou, ainda, a erosão lateral ocorre em pontos específicos do canal e não no canal inteiro como representado no CAESAR-Lisflood.

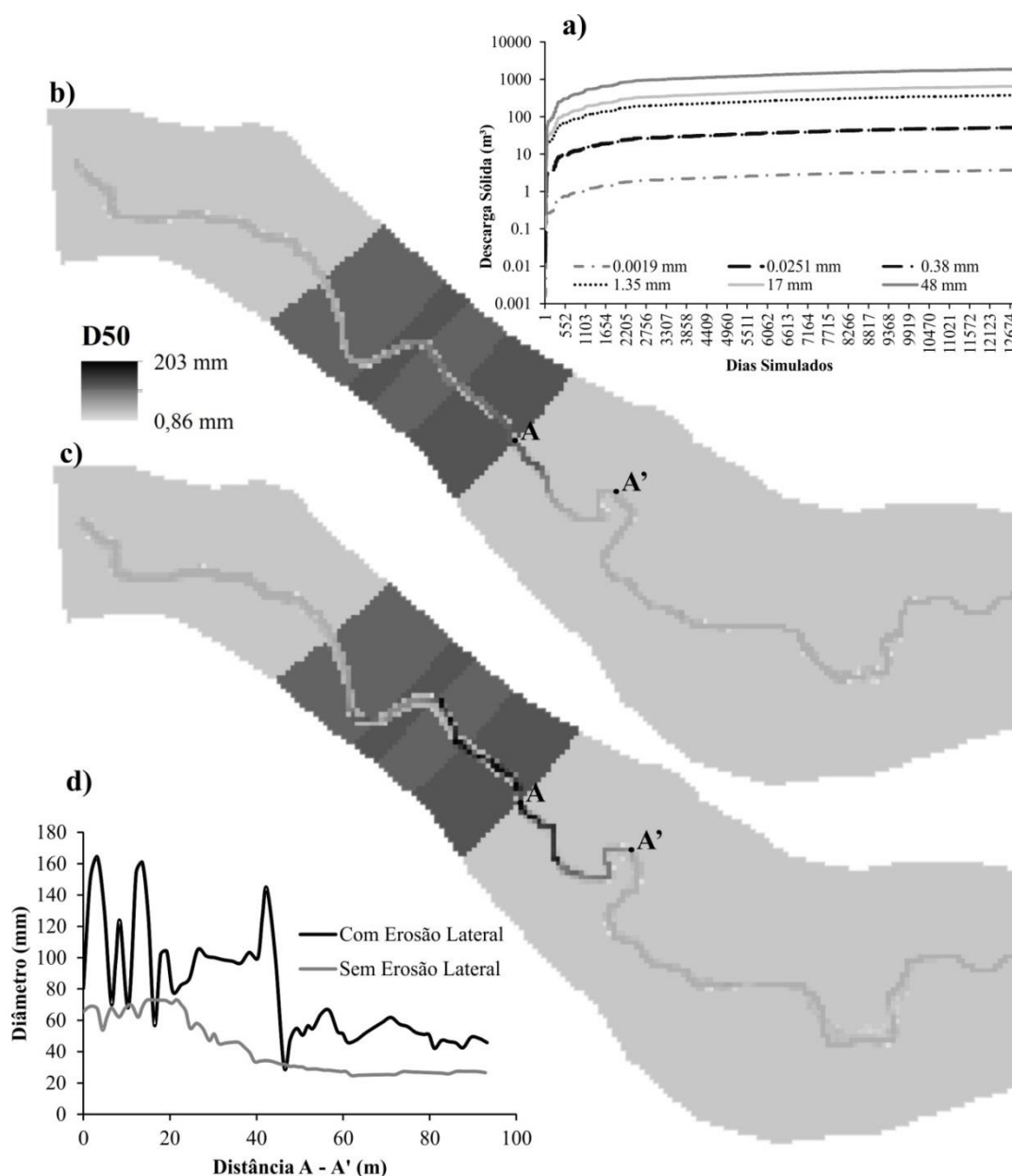


Figura 58 – Comparação entre diferentes condições de conectividade: a) sedimentograma de entrada acumulado para cada classe granulométrica; b) erosão no canal; c) erosão no canal+erosão lateral; d) variação do diâmetro no perfil A-A' para os dois cenários.

De fato, tanto a erosão no canal como a erosão no canal+erosão lateral promoveram a entrada de sedimentos mais grosseiros. Pode-se supor que a erosão no canal associada a uma baixa erosão lateral estaria contribuindo para a evolução do TRE. Além disso, ambos os cenários simulados desde 1978 apresentaram classificações morfológicas semelhantes a atual. Assim, a hipótese de que as morfologias fluviais, no caso do TRE, serem originadas pelos processos de erosão das margens, foram razoavelmente representadas pelo

CAESAR-Lisflood. Dessa maneira, os processos de evolução do canal puderam ser representados tanto por meio de dados de campo tanto quando pela modelagem.

Por último, em escala de canal, tanto os dados de campo e as simulações reforçam a hipótese de conectividade hidrogeomorfológica, ou seja, existe alteração na topografia devido a um processo hidrológico que, por sua vez, altera novamente a topografia. Contudo, essa não é apenas uma simples alteração mútua, mas sim um ciclo de interações processuais que promove não só a evolução da paisagem, mas também alterações nos limiares de classificação de, neste caso, morfologia fluvial. Assim, há uma intrínseca relação entre classificação fluvial com base na morfologia e os processos evolutivos.

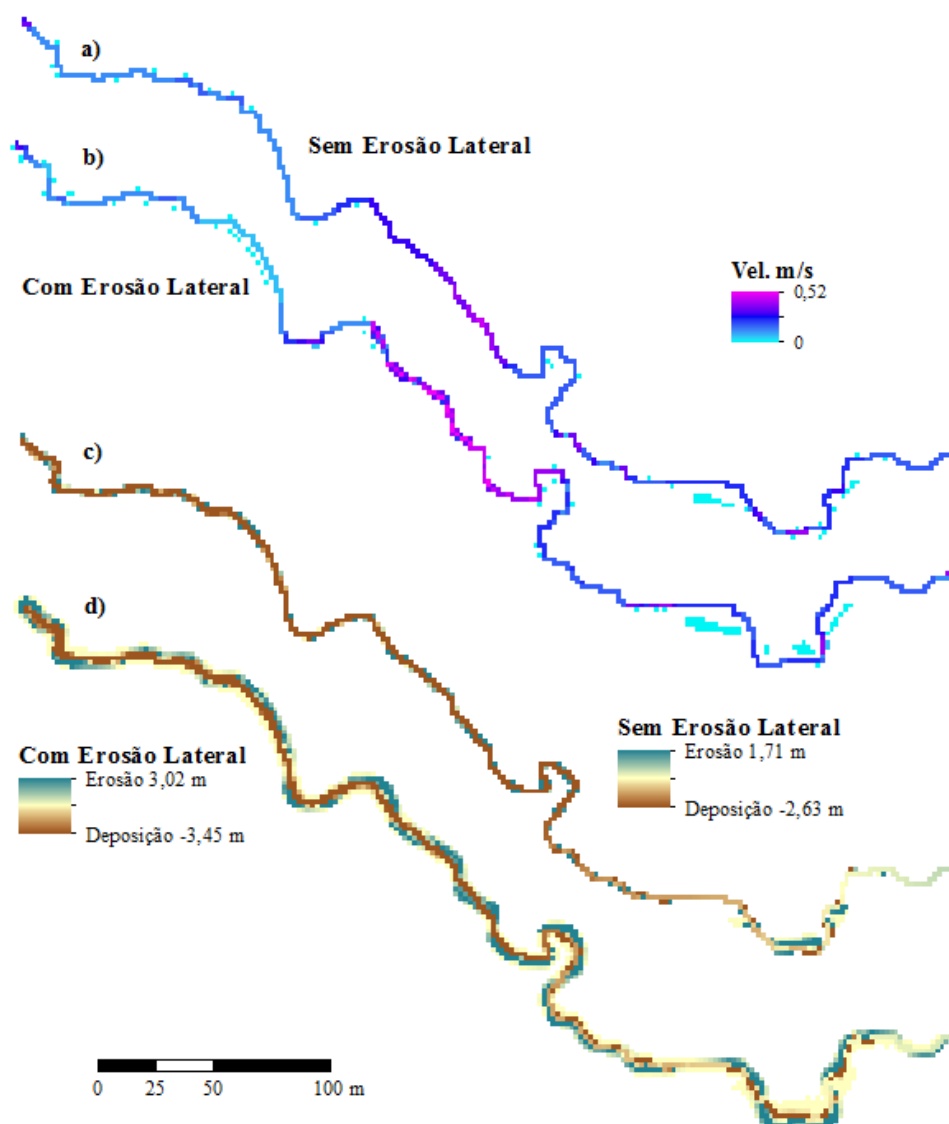


Figura 59 – Comparação entre os cenários sem e com erosão lateral: a) e b) velocidade; c) e d) erosão e deposição.

5.7 CONECTIVIDADE HIDROGEOMORFOLÓGICA EM ESCALA DE BACIA

O conceito de continuidade fluvial associado à mudança linear de padrão fluvial da cabeceira em direção à foz em diversas ordens de magnitude tem dominado as ciências fluviais. Contudo, interrupções nesta linearidade, tais como a influência de tributários e deslizamentos, tem sido considerados apenas ajustes associados a esta linearidade ou em uma perspectiva mais contemporânea, como processos que provocam a descontinuidade fluvial (BENDA *et al.*, 2004). Como comentado anteriormente, o conceito de continuidade fluvial bem como o de conectividade sobrepõem-se em diversos aspectos, principalmente aqueles relacionados a ocorrência de obstáculos (barreiras) ao longo do canal fluvial.

No Alto Rio Cunha, um fluxo de detritos que se conectou com o rio principal ocasionou uma desconectividade deste ponto em direção à jusante, pois interrompeu o fluxo longitudinal por meio de uma barragem natural (Figura 60).

Essa barragem desencadeou a redução da área de contribuição. Assim, corroborando com Brierley *et al.* (2006), houve uma redução da área efetiva da bacia (Figura 61). Por outro lado essa redução é limitada temporalmente e espacialmente ou, ainda, esta desconectividade é parcial. Na foto é possível observar que o rio principal a jusante da barragem apresenta uma turbidez semelhante a do trecho a montante, indicando que ainda há transporte de sedimentos, ou seja, parcialmente conectado.



Figura 60 – Barragem ocasionada por um fluxo de detritos.

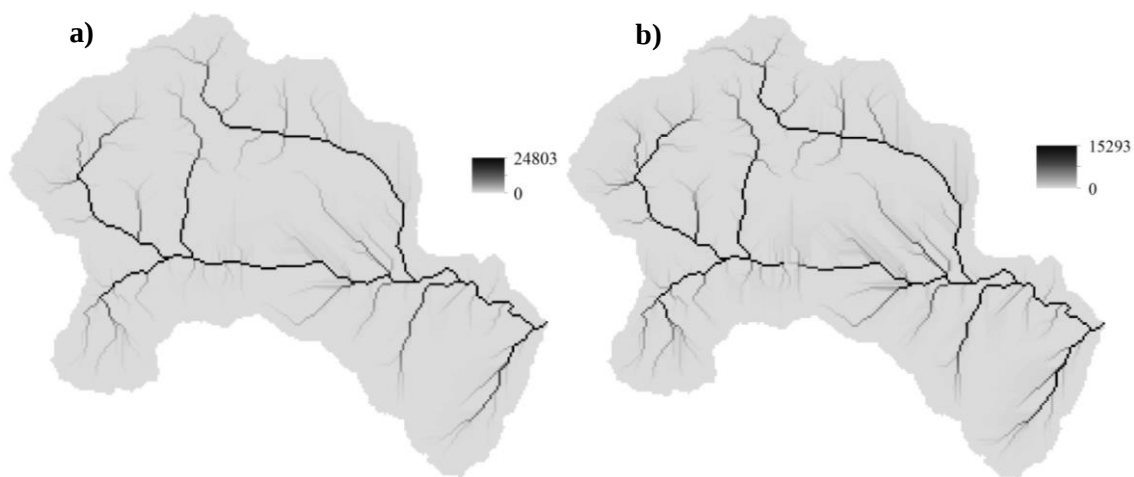


Figura 61– Área de acumulação de fluxo: a) sem barragem, b) com barragem.

Devido a este evento, ocorreu uma conectividade hidrogeomorfológica, ou seja, um processo hidrogeomorfológico conectou-se com o canal principal, ocasionando uma desconectividade longitudinal (Figura 62). A ruptura da desconectividade depende da efetividade dos eventos (JAMES, 1999), ou seja, o quão eficiente são os processos hidrológicos que podem novamente alterar esta nova condição do sistema geomorfológico.

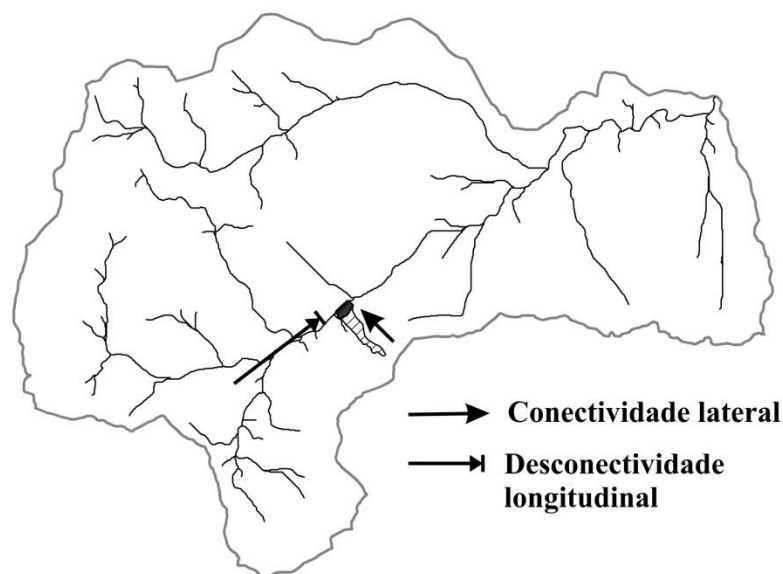


Figura 62 – Desconectividade longitudinal provocada pela conectividade lateral.

Para avaliar esta efetividade temporal, ou seja, em quanto tempo a barragem é rompida ou em quanto tempo seu efeito perdura, este evento foi simulado no CAESAR-Lisflood. Foram adotados os mesmo parâmetros das simulações de análise de sensibilidade da evolução da paisagem. Como dado de precipitação foram utilizados os dados horários, a partir de dezembro de 2008 até junho de 2013, ou seja, iniciando no mês subsequente a

ocorrência do fluxo de detritos. Esta série precipitação foi replicada, criando-se assim uma série horária de aproximadamente 9 anos. Foi analisada a diferença entre o hidrograma e o sedimentograma das simulações sem e com a presença da barragem.

A Figura 63a apresenta a série de precipitação utilizada. Como a série de precipitação foi replicada, A e A' referem-se a um mesmo evento. Nota-se que para este mesmo evento, o maior da série, a diferença entre os hidrogramas (Figura 63b) e sedimentogramas (Figura 63c) não é proporcional para o mesmo volume de chuva.

Em A, a diferença na vazão e na descarga sólida são máximas dentro do período simulado. Assim, duas hipóteses podem ser elaboradas. A primeira, todos os eventos ocorridos até A auxiliaram na ruptura da desconectividade longitudinal, sendo o evento A o de maior efetividade geomorfológica. A segunda, apenas o evento ocorrido em A rompeu a desconectividade. A partir deste ponto, as diferenças declinam, tendendo ao seu valor mínimo, ou seja, o sistema reconectou-se gradualmente.

De maneira análoga ao que ocorre em escala de canal, há uma alteração na topografia resultante de um processo hidrogeomorfológico, modificando os processos hidrológicos, que por sua vez modificaram esta nova topografia. Assim, a conectividade entre encosta e canal foi máxima durante o fluxo de detritos e a barragem é uma expressão física ou uma feição geomorfológica resultante desta conectividade lateral entre encosta-canal.

Esta nova feição desencadeou assim uma desconectividade longitudinal. Dessa maneira, devido ao fluxo de detritos houve uma conectividade hidrogeomorfológica, ou seja, uma alteração na conectividade hidrológica ocasionada por um processo de conectividade geomorfológica. Ao longo do tempo, ambas as conectividades, hidrológica e geomorfológica, vão interagindo até que uma nova situação de equilíbrio seja estabelecida.

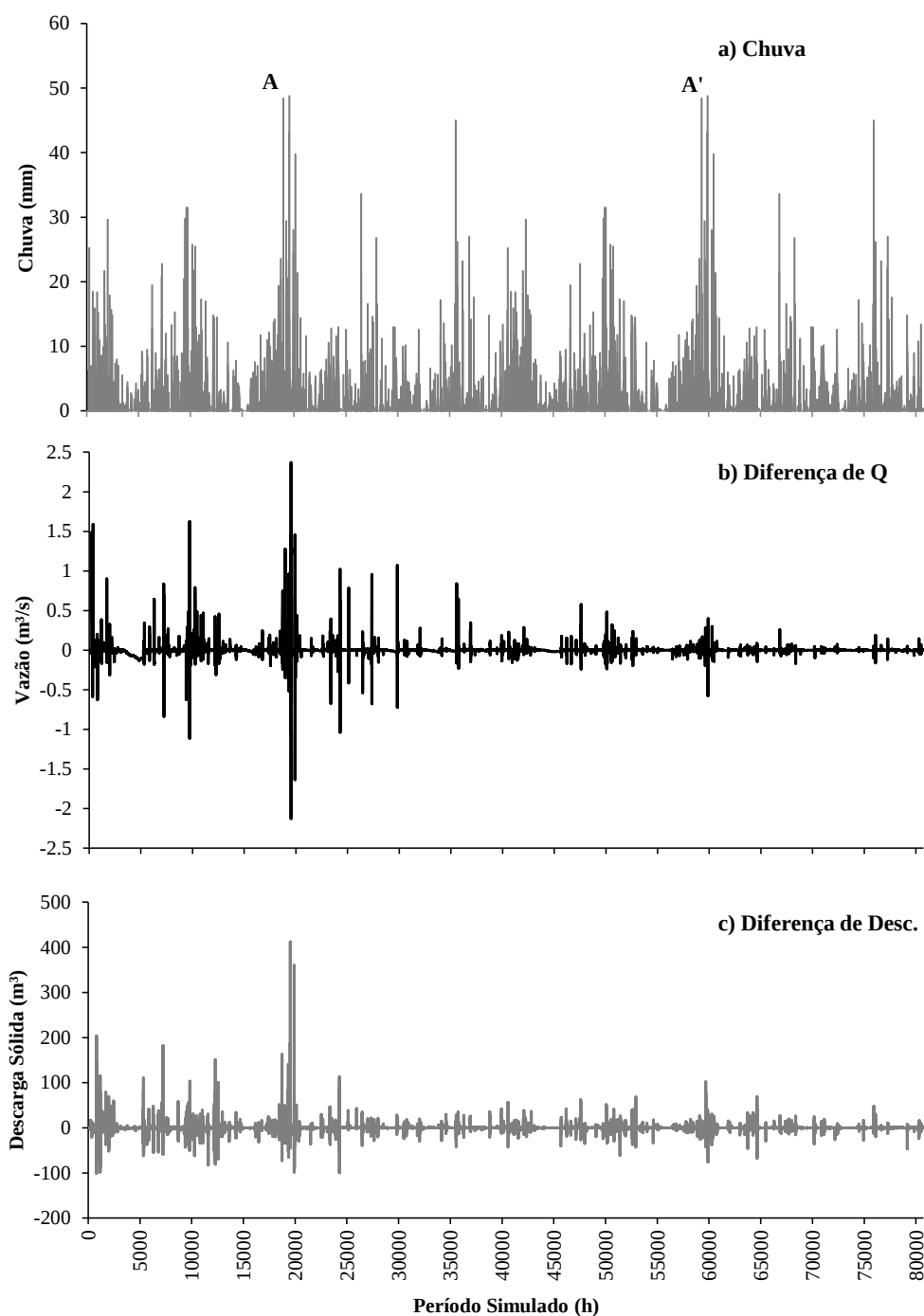


Figura 63 – Simulações realizadas com e sem a presença da barragem: a) chuva, b) diferença entre as vazões, c) diferença entre descarga sólida.

A conectividade hidrogeomorfológica se torna máxima logo após a ocorrência de um processo hidrogeomorfológico, que, neste caso, tratou-se de um fluxo de detritos e a formação de uma barragem. Gradualmente esta conectividade vai decrescendo até o antigo equilíbrio ser atingido ou uma nova condição ser estabelecida (Figura 64a).

Processos hidrogeomorfológicos ocorrem ao longo do tempo com determinada magnitude e frequência. Estes processos tratam de uma alteração hidrológica provocada por um processo geomorfológico, ou, ainda, uma alteração na paisagem (geomorfológica) devido a um processo hidrológico. A modificação da paisagem em virtude desta mutualidade entre processos hidrológicos e geomorfológicos indica a evolução e conectividade da mesma sob uma ótica hidrogeomorfológica.

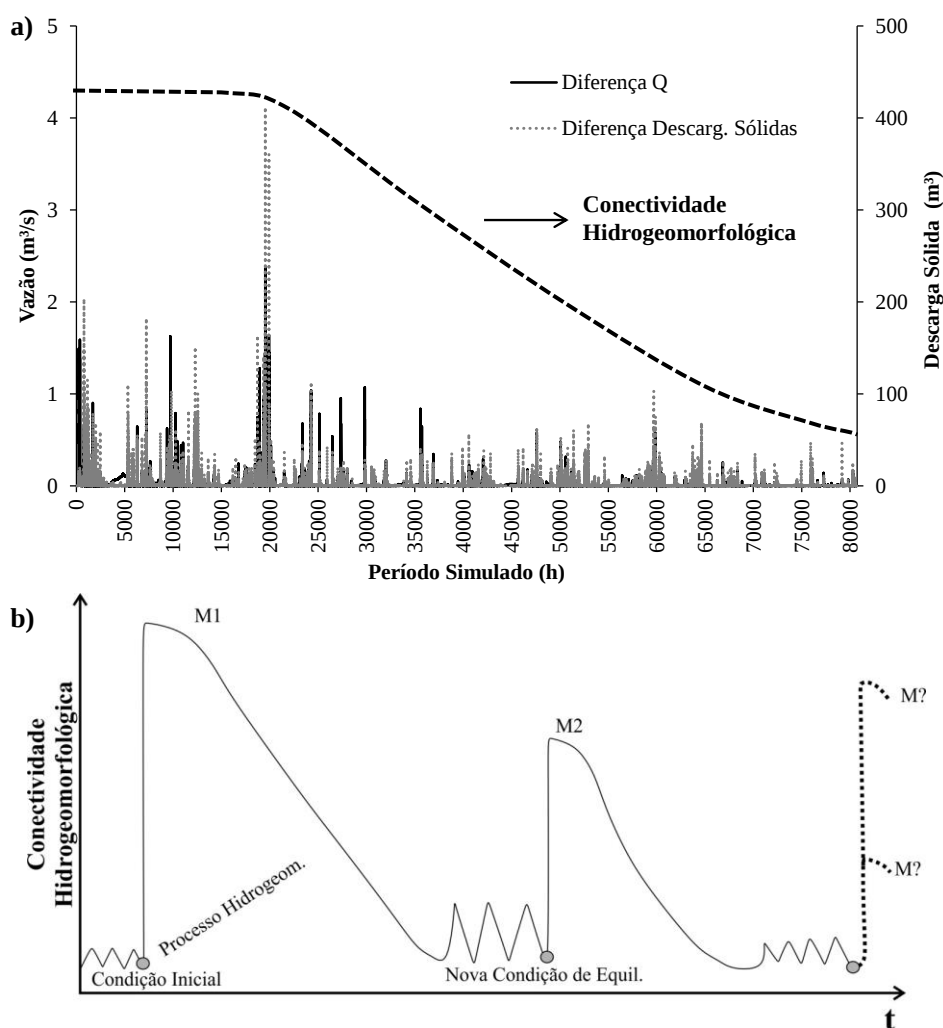


Figura 64 – Conectividade hidrogeomorfológica: a) Diferença absoluta entre vazão e sedimentos; b) modelo teórico.

Uma alteração/ruptura ocorre no sistema após a ocorrência de um processo hidrogeomorfológico. Assim, pode-se assumir que a conectividade hidrogeomorfológica é máxima logo após a ocorrência do processo hidrogeomorfológico (Figura 64b). Ao longo do tempo, o impacto desta modificação vai sendo absorvido pelo sistema e assim uma nova condição de equilíbrio é estabelecida. Ciclos de processos hidrogeomorfológicos ocorrem ao longo do tempo, cujas diferentes magnitudes (M) proporcionam novas

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O presente trabalho analisou a evolução da paisagem da bacia do rio Cunha e de um trecho do canal da bacia do Alto rio Emilio, afluente do rio Cunha. Esta bacia foi escolhida como área de estudo devido a recente ocorrência de fluxos de detritos, ou seja, processos hidrogeomorfológicos. Para analisar a evolução desta bacia e do canal, foram utilizados dados de uma estação hidrossedimentométrica instalada na exutória da bacia, fotos de baixa altitude e modelagem computacional. O modelo utilizado foi o CAESAR-Lisflood, pois o mesmo simula a evolução da paisagem em duas escalas: de canal e de bacia.

Em primeiro lugar, utilizando o modelo CAESAR-Lisflood, foi analisada a sensibilidade da evolução da paisagem em escala de bacia. Nesta análise, uma série de precipitação de 100 anos foi criada. Multiplicou-se esta série por seis fatores (0,25 a 1,75) para determinar se a redução ou o aumento da precipitação modificaria o processo de evolução da bacia. Foi observado que a produção inicial de sedimentos é máxima, independente do aumento ou redução da precipitação. Nos cenários de menor precipitação, a produção de sedimentos inicial é maior, havendo um posterior decréscimo na magnitude dos picos. Esta variação dos picos iniciais em relação ao restante da série é menor tanto quanto maior é o aumento da precipitação.

Não foi observada uma relação direta entre o ajuste inicial da bacia e o fator de aumento ou redução da precipitação. A variação da produção acumulada total de sedimentos em torno do cenário central também não é constante e proporcional ao fator de aumento ou redução da precipitação. Mesmo com o aumento da precipitação bem como das máximas diárias, a variação da produção total tende a ser menor quanto maior é o fator de aumento da precipitação. De maneira geral, a bacia demonstrou uma relação não linear ao longo do tempo. Para uma mesma precipitação, a descarga sólida respondeu de maneira diferente, independente do fator de redução ou aumento aplicado.

Como métrica de análise da evolução da bacia em 10, 50 100 anos simulados foram utilizados o Índice Topográfico (IT) e o fator LS. O IT não apresentou variações significativas para nenhum fator de aumento ou redução da precipitação, havendo apenas pequenas variações nos máximos e mínimos após 100 anos de simulação.

O fator LS, por sua vez, apresentou maior variação, principalmente nos 10 anos iniciais. Isto pode estar associado aos ajustes iniciais da bacia. Em 50 e 100 anos, houve uma correspondência entre o aumento da precipitação e variação do fator LS.

O uso destes dois parâmetros morfométricos não se mostrou muito eficaz, principalmente pela pouca variação do IT. Dessa maneira, o uso da declividade e da curva hipsométrica ainda podem ser métricas mais representativas.

Ainda em relação a evolução em escala de bacia, foi analisado o quanto o aumento da área deslizada influencia na evolução. Demonstrou-se que mesmo com um significativo aumento das áreas instáveis da bacia não houve um aumento representativo na produção total de sedimentos. Caso 23 % da área da bacia fosse instável, haveria o aumento de apenas 9 % na produção total de sedimentos em relação à produção sem a ocorrência de deslizamentos.

Por meio das simulações, analisou-se a influência da vegetação e do aumento da erosão lateral na evolução do canal. Uma variação de 10 vezes na tensão crítica exercida pela vegetação (de 10 Pa para 100 Pa) não influenciou significativamente a evolução do canal associado a uma baixa taxa de erosão lateral. Por outro lado, com taxas de erosão lateral mais alta, quanto maior a tensão crítica exercida pela vegetação, maior a sinuosidade do canal.

Além das simulações, dados de campo obtidos por meio de fotografia não métricas de baixa altitude demonstraram os processos de entrada de sedimentos e alteração morfológica no canal. Foi observado que, nos trechos *pool-riffle*, a persistência de vazões mínimas e médias no sopé da margem ocasiona a erosão da mesma, e a entrada de sedimentos mais grosseiros. Processo semelhante ocorre nos trechos *pool arenoso* e *plane-bed*, mas associado ao colapso da margem e/ou a pequenos deslizamentos na mesma.

A evolução do canal e alteração morfológica dos diferentes trechos do canal podem estar associadas à conectividade lateral, ou seja, à entrada de sedimentos provenientes da margem. Utilizando como dado de entrada uma série de sedimentos sem a granulometria de blocos e pedregulhos, foi simulado no CAESAR-Lisflood se a erosão lateral e a erosão no canal eram capazes de propiciar uma alteração morfológica. Foi demonstrado que os dois processos de erosão, no canal e lateral, foram capazes de alterar a distribuição granulométrica. Locais onde a maior granulometria era de 48 mm passaram a apresentar o diâmetro médio de 83 mm devido à erosão no canal e 203 mm devido à erosão lateral. Assim, por meio das simulações foi possível demonstrar que a conectividade lateral pode ser um dos processos de alteração morfológica no canal do alto rio Emilio.

Por fim, um modelo teórico de conectividade hidrogeomorfológica foi elaborado. Para isto, foi simulado em escala de bacia o barramento do canal devido à ocorrência de um fluxo de detritos. Foram comparados os hidrogramas e sedimentogramas resultantes das simulações com e sem o barramento, cujas diferenças entre as simulações diminuem ao longo do tempo. Assim, a conectividade hidrogeomorfológica é máxima logo após a ocorrência do barramento, diminuindo ao longo do tempo, quando o sistema geomorfológico entra em um novo estado de equilíbrio. Dessa maneira, há uma mútua e contínua relação entre processos hidrogeomorfológicos, conectividade hidrogeomorfológica e evolução da paisagem.

Recomenda-se em estudos futuros o estudo mais aprofundado da entrada de sedimento e evolução morfológica do canal pelos processos erosivos nas margens. A instalação de amostradores de sedimentos de fundo em diferentes trechos pode indicar quais processos estão contribuindo para a evolução do canal e se são a conectividade longitudinal (sedimentos vindo desde a cabeceira) ou a conectividade lateral. Além disso, o monitoramento constante por fotos de baixa altitude pode demonstrar a evolução das diferentes morfologias do canal e indicar se há uma alteração morfológica imediatamente a montante da erosão da margem.

Ainda em escala de canal, sugere-se o estudo do efeito das vazões médias na evolução do canal, contribuindo assim para estabelecer o conceito de persistência fluvial.

Tratando-se da evolução em escala de bacia, sugere-se a análise separada da evolução para cada sub-bacia, bem como melhores discretizações granulométricas ao longo de toda a bacia. A instalação de pluviômetros no baixo e no alto curso da bacia poderia auxiliar na calibração do modelo CAESAR-Lisflood.

Por último, sugere-se testar outros modelos computacionais de evolução de paisagem e avaliar a importância dos processos evolutivos a curto e longo prazos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. Um Conceito de Geomorfologia a Serviço das Pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, n. 18, IGEOG-USP, 1969
- AHNERT, F. Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development. **Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband**. 25, p. 29-49, 1976.
- ALEKSEEVSKIY, N.I.; BERKOVICH, K.M.; CHALOV, R.S. Erosion, sediment transportation and accumulation in rivers. **International Journal of Sediment Research**, v. 23, v. 2, p. 93-105, 2008.
- ARCOS, V. A. Modeling and prediction of the natural decontamination of the mining-impacted Geul River floodplain. 2011. 52 f. Graduation Thesis Master Hydrology - Geography, Department Of Physical Geography, Utrecht University.
- BAKER, A. K.M.; FITZPATRICK, R.W.; KOEHNE, S.P. High resolution low altitude aerial photography for recording temporal changes in dynamic surficial environments. ROACH, I.C (ed) **Regolith 2004**. CRC LEME, 2004, p. 21-25.
- BATES, P.D.; HORRITT, M.S.; FEWTRELL, T.J. A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modeling. **Journal of Hydrology**, v. 387, p. 33-45. 2010.
- BENDA, L., POFF, N. L., MILLER, D., DUNNE, T., REEVES, G., PESS, G., POLLOCK, M. The Network Dynamics Hypothesis: How Channel Networks Structure Riverine Habitats. **BioScience**, v. 54, n. 5, p. 413-427, 2004.
- BERTRAND, G. Paisagem e geografia física global: esboço metodológico. **Caderno de Ciências da Terra**, n. 13, p. 1-27, 1971.
- BEVEN, K.J. The effect of ordering on the geomorphic effectiveness of hydrologic events. In: Erosion and Sediment Transport in Pacific Rim Steeplands, **IAHS Publication n.132**, p. 510-526, 1981
- BEVEN K.J. Topmodel: a critique. **Hydrological Processes** v.11, p 1069-1085.1997
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, n. 24, p. 43-69, 1979.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X.. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 16 e 17, p. 117-151, 1965.
- BISSON, P.A.; NIELSEN, J.L.; PALMASON, R.A.; GROVE, L.E. A system of naming habitat types in small streams, with examples of habitat utilization by salmonids during low streamflow. In: **Proceedings of a Symposium on Acquisition and Utilization of Aquatic Habitat Inventory Information**, American Fisheries Society, Western Division: Portland, 1982 p. 62-73.

- BRACKEN, L.J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic system. **Hydrological Processes**, v. 21, p. 1749-1763, 2007.
- BRAUN, J.; SAMBRIDGE, M. Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization. **Basin Research**, n. 9, p. 27-52, 1997.
- BRIERLEY, G.; FRYIRS, K.; JAIN, V. Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications **Area** v. 38, n. 2, 165-174, 2006.
- BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. River styles, a geomorphic approach to catchment characterization: implications for river rehabilitation in Bega catchment, New South Wales, Australia. **Environmental Management** v. 25, n. 6, p. 661-679, 2000.
- BRUNSDEN, D. Barriers to geomorphological change. In: THOMAS, D. S. G.; ALLISON, R. J. **Landscape sensitivity**. Chichester: Wiley, 1993. p.7-12
- BUNTE, K.; ABT, S.R. **Sampling Surface and Subsurface Particle-Size Distributions in Wadable Gravel- and Cobble-Bed Streams for Analyses in Sediment Transport, Hydraulics, and Streambed Monitoring**. General Technical Report RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 428 p.
- BURCHSTED, D.; DANIELS, M.; WOHL, E.E. Introduction to the special issue on discontinuity of fluvial systems. **Geomorphology**, v. 205 p.1-4, 2014.
- BUTLER, J. B.; LANE, S. N.; CHANDLER, J. H. Assessment of DEM quality for characterizing surface roughness using close range digital photogrammetry. **Photogrammetric Record**, v. 16, n. 92, p. 271-291, 1998.
- BUTLER, J. B.; LANE, S. N.; CHANDLER, J. H. Automated extraction of grain-size data from gravel surfaces using digital image processing. **Journal of Hydraulic Research**, v. 39, n. 4, p. 1-11, 2001.
- CAINE, N.; SWANSON, F. J. Geomorphic coupling of hillslope and channel systems in two small mountain basins. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, v. 33, n. 2, p 189- 203, 1989.
- CAPOLONGO, D.; GIACHETTA, E.; REFICE, A. Numerical framework for geomorphological experiments. **Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria**, v. 34, 75-80, 2011.
- CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia Prática**. Rio de Janeiro: Interciência, 1994, 599p.
- CENDRERO, A.; DRAMIS, F.; The contribution of landslides to landscape evolution in Europe. **Geomorphology**, v.15, p. 191-211, 1996.

- CHANDLER, J. M.; ASHMORE, P.; PAOLA, C.; GOOCH, M.; VARKAIS, F. Monitoring river-channel change using terrestrial oblique digital imagery and automated digital photogrammetry. **Annals of the Association of American Geographers**, n. 92, p. 631–644. 2002
- CHANDLER, J. M.; BUFFIN-BÉLANGER, T.; RICE, S.; REID, I.; GRAHAM, D. J. The accuracy of a river bed moulding/casting system and the effectiveness of a low-cost digital camera for recording river bed fabric. **Photogrammetric Record**, v. 18, n.103, p. 209-223. 2003.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1980, 2. ed. 188p.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. S. Paulo: Edgard Blücher, 1999, 236p.
- CHURCH, M. Geomorphic thresholds in riverine landscapes. **Freshwater Biology**, n. 47, p. 541-557, 2002.
- CODILEAN, A. T. BISHOP, P. HOEY, B. T. Surface process models and the links between tectonics and topography. **Progress in Physical Geography** v. 30, n. 3 p. 307–333, 2006.
- COLLINS, S.H., MOON, G.C. Stereometric measurement of streambank erosion. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 45, p. 183-190. 1979.
- COULTHARD, T; VAN DE WIEL, M. A cellular model of river meandering. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, p. 123-132, 2006.
- COULTHARD, T. J.; NEAL, J. C.; BATES, P. D.; RAMIREZ, J.; ALMEIDA, G. A. M.; HANCOCK, G. R. Integrating the LISFLOOD-FP 2D hydrodynamic model with the CAESAR model: implications for modelling landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, p. 1897-1906, 2013.
- COULTHARD, T.J.; LEWIN, J.;MACKLIN, M.G. Modelling differential catchment response to environmental change. **Geomorphology**, v. 69, p. 222–241, 2005.
- COULTHARD, T. J. Landscape Evolution Models: A software review. **Hydrological Processes** n. 15, p. 165-173, 2001.
- COULTHARD, T. J. MACKLIN, M. G.; KIRKBY, M. J. Simulating upland river catchment and alluvial fan evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 27, p. 269-288, 2002.
- COULTHARD, T. J.; HICKS, D. M.; VAN DE WIEL, M. J. Cellular modeling of river catchments and reaches: Advantages, limitations and prospects. **Geomorphology**, v. 90, p. 192-207, 2007.

- COULTHARD, T. J.; KIRKBY, M. J.; MACKLIN, M. G. Modeling hydraulic, sediment transport and slope processes, at a catchment scale, using a cellular automaton approach. In: **Proceedings of the second annual conference GeoComputation 97**, University of Otago, Dunedin, 1997, p. 309-318.
- COULTHARD, T. J.; KIRKBY, M. J.; MACKLIN, M. G. Non-linearity and spatial resolution in a cellular automaton model of a small upland basin. **Hydrology and Earth System Studies**, v. 2, p. 257-264. 1998.
- COULTHARD, T. J.; LEWIN J.; MACKLIN, M. G. Modeling differential and complex catchment response to environmental change. **Geomorphology**, v. 69, p. 224-241, 2005.
- COULTHARD, T. J.; MACKLIN, M. G. Modeling long-term contamination in river systems from historical metal mining. **Geology**, v. 31, n. 5, p. 451-454, 2003.
- COULTHARD, T. J.; VAN DE WIEL, M. J. Quantifying fluvial non linearity and finding self organized criticality? Insights from simulations of river basin evolution. **Geomorphology**, v. 91, p. 216-235, 2007.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Brasil**. Disponível em: <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>, acesso em Fev. de 2012.
- DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geographical Journal**, v. 14, n. 5, p. 481-504. 1899.
- DAVIES-COLLEY, R.J. Stream channels are narrower in pasture than in forest. **New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research Abstracts**, v. 31, n. 5, p. 599-608, 1997.
- DAVY, P.; LAGUE, D. Fluvial erosion//transport equation of landscape evolution models revisited. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, p. 1-16, 2009.
- DIETRICH, W. E.; PERRON, J.T. The search for a topographic signature of life. **Nature**, v. 439, p. 411-418, 2006.
- DIETRICH, W. E.; BELLUGI, D. G.; SKLAR, L. S.; STOCK, J. D.; HEIMSATH, A. M.; ROERING, J. J. Geomorphic Transport Laws for Predicting Landscape form and Dynamics. In: WILCOCK, P. R.; IVERSON, R. M. **Prediction in Geomorphology**. Washington, D. C: American Geophysical Union, 2003, p. 1-30.
- EINSTEIN, H. A. **The bed-load function for sediment transport on open channel flows**. USDA, Soil Conservation Service, Technical Bulletin 1026. 1950, 71p.
- ESRI. **How Topo to Raster works**. Disponível em: <http://resources.arcgis.com/>; Acesso em: jan/2013.
- FRISSELL, C. A.; LISS, W. J.; WARREN, C. E.; HURLEY, M. D. A Hierarchical framework for stream habitat classification: viewing streams in a watershed context. **Environmental Management** v. 10, n. 2, p. 199-214, 1986.

- FRYIRS, K. A (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 1, p. 30-46, 2013.
- FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G J.; PRESTON, N. J. KASAI, M Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, v. 70, n. 1, p. 49-67, 2007.
- GILVEAR, D.; BRYANT, R. Analysis of aerial photography and other remotely sensed data. In: KONDOLF, G. M; PIÉGAY, H. (org). **Tools in Fluvial Geomorphology**. John Wiley & Son, 2003, p. 135-170.
- GOERL, R. F.; KOBIYAMA, M.; SANTOS, I. Hidrogeomorfologia: princípios, conceitos, processos e aplicações. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, p. 103-111, 2012.
- GOERL, R. F.; KOBIYAMA, M.; CORREA, G. P.; ROCHA, H. L.; GIGLIO, J. N. Desastre hidrológico resultante das chuvas intensas em Rio dos Cedros – SC. In **XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande**: ABRH, Anais, 2009. CD-rom. 19p.
- GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. Routledge: London, 2004, 1200p.
- GRAY, D.H.; BARKER, D. Root-soil mechanics and interactions. In: BENNETT, S.J.; SIMON, A. **Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology**. Washington DC: American Geophysical Union Press, 2004, p. 113-123.
- HAMZA, M. A.; ANDERSON, W. K. Soil compaction in cropping systems: A review of the nature, causes and possible solutions. **Soil and Tillage Research**, v. 82, n. 2, p. 121-145, 2005.
- HANCOCK, G.R.; LOWRY, J.B.C.; MOLIERE, D.R.; EVANS, K.G. An evaluation of an enhanced soil erosion and landscape evolution mode: a case study assessment of the former Nabarlek uranium mine, Northern Territory, Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, n. 13, p. 2045-2063, 2008.
- HANCOCK, G. R. A catchment scale assessment of increased rainfall and storm intensity on erosion and sediment transport for Northern Australia. **Geoderma**, v. 152, p. 350-360, 2009.
- HANCOCK, G. R.; LOWRY, J. B. C.; COULTHARD, T. J.; EVANS, K. G.; MOLIERE, D. R. A catchment scale evaluation of the SIBERIA and CAESAR landscape evolution models. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, p. 863-875. 2010.
- HANCOCK, G. R.; COULTHARD, T. J. Channel movement and erosion response to rainfall variability in southeast Australia. **Hydrological Processes** n. 26, p. 663-673, 2012.
- HASEGAWA, J. K.; KÜNZLI, R.; THOMAZ, R. C. C. Corrida contra o tempo: Salvamento arqueológico. **Geoconvergencia**, v. 2, n. 2, p 18-28, 1999.

- HICKS, D. M.; DUNCAN, M. J.; WALSH, J. M.; WESTAWAY, R. M.; LANE, S. N. New views of the morphodynamics of large braided rivers from high-resolution topographic surveys and time-lapse video. In: DYER, F.J.; THOMS M.C.; OLLEY J.M. IAHS Publication 276, p. 373-380, 2002
- HOOKE, J. M. Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 5 p.143-157, 1980.
- HOOKE, J. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. **Geomorphology**, v 56, p.79-94, 2003.
- HOOKE, J. M. BROOKES, C. J.; DUANE, W. MANT, J. M. A simulation model of morphological, vegetation and sediment changes in ephemeral streams. *Earth Surface Processes. Landforms*, v. 30, p. 845-866, 2005.
- HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bull. Geol. Soc. Am** v. 56, n. 3, p. 275-370. 1945
- HOWARD, A. D. Thresholds in river regime. In: COATES, D. R., VITEK, J. D. **The Concept of Geomorphic Thresholds**. Boston: Allen and Unwin, 1980, p. 227- 258
- HOWARD. A. D., Modeling fluvial systems: rock, gravel and sand bed channels. In RICHARDS, K. S. (ed.) **River Channels: Environmental and Processes**. Oxford: Basil Blackwell, 1987, p. 69-94.
- HUNGR, O.; EVANS, S. G.; BOVIS, M. J.; HUTCHINSON, J.N. A review of the classification of landslides of the flow type. **Environmental and Engineering Geoscience** v. 7, n. 3, p. 221-238, 2001.
- HUPP, C. R.; OSRTERKAMP, W. R. Riparian vegetation and fluvial geomorphic processes. **Geomorphology** n. 14, p. 277-295, 1996.
- HUTCHINSON, M.F. 2000. Optimising the degree of data smoothing for locally adaptive finite element bivariate smoothing splines. **Australian and New Zealand Industrial and Applied Mathematics Journal**, n. 42, p 774-796, 2000.
- HUTTON, C. J. Modelling Geomorphic Systems: Numerical Modelling. In: CLARKE, L.E.; NIELD, J.M. (Eds.) **Geomorphological Techniques**. British Society for Geomorphology: London, 2012, p, 1-13.
- IVERSON, R.M., The physics of debris flows. **Reviews of Geophysics**, v. 35, n. 3, p. 245-296, 1997.
- JAMES, A. Time and the persistence of alluvium: River engineering, fluvial geomorphology, and mining sediment in California. **Geomorphology**, v. 31, p. 265-290, 1999.

- JURACEK, K. E. FITZPATRICK, F. A. Limitations and implications of stream classification. **Journal of the American Water Resources Association** v. 39, n. 3, p. 659-670. 2003.
- KELLERHALS, R.; CHURCH, M.; BRAY, D. I. Classification and analysis of river processes. **Journal of the Hydraulics Division** v. 102, n. 7, p. 813-829, 1976.
- KING, L. C. Canons of Landscape Evolution. **Bulletin Geological Society of America** v. 64, n. 7, p. 72-732, 1953.
- KIRKBY, M. J. Hillslope process-response models based on the continuity equation, **Inst. Brit. Geogr., Spec. Publ.** 3, p. 15-30. 1971.
- KOBIYAMA, M.; GOERL, R.F.; CORREA, G.P.; MICHEL, G.P. Debris flow occurrences in Rio dos Cedros, Southern Brazil: meteorological and geomorphic aspects. In: WRACHIEN, D.; BREBBIA, C.A. (Orgs.) **Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense Debris Flows III**. Southampton: WITpress, 2010. p.77-88
- KONDOLF, G. M., BOULTON, A. J.; O'DANIEL, S.; POOLE, G. C.; RAHEL, F. J.; STANLEY E. H., WOHL, E.; BÂNG, A.; CARLSTROM, J.; CRISTONI, C.; HUBER, H.; KOLJONEN, S.; LOUHI, P.; NAKAMURA, K. Process-based ecological river restoration: visualizing three-dimensional connectivity and dynamic vectors to recover lost linkages. **Ecology and Society**, v. 11, n.2, p. 1-17, 2006.
- KONDOLF, G. M. Geomorphological stream channel classification in aquatic habitat restoration: uses and limitations. **Aquatic Conservation** n. 5, 1995, 127-141.
- KONDOLF, M, G.; MONTGOMERY, D. R.; PIEGAY, H.; SCHMITT, L. Geomorphic Classification of River and Stream. In: KONDOLF, G. M; PIÉGAY, H. (org). **Tools in Fluvial Geomorphology**. John Wiley & Son, 2003, p. 171-204.
- KORUP, O.; DENSMORE, A. L.; SCHLUNEGGER, F. The role of landslides in mountain range evolution. **Geomorphology**, v. 120, p. 77-90, 2010.
- LANE, S. N. The measurement of river channel morphology using digital photogrammetry. **Photogrammetric Record** v. 16, n 96, p.937-961, 2000.
- LANE, S. N., CHANDLER, J. H., RICHARDS, K. S. Developments in monitoring and terrain modelling small scale river bed topography. **Earth Surface Processes and Landforms** v. 19, n. 4, p. 349-368, 1994.
- LANE, S. N.; RICHARDS, K. S. High resolution, two-dimensional spatial modelling of flow processes in a multi-thread channel. **Hydrological Processes**, v. 12, n.8, p. 1279-1298, 1998.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. **U.S. Geological Survey Professional Paper 282-B**, 1957, 51p.

- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; AND MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**, San Francisco: W.H. Freeman and Co., 1964, 522p.
- LEXARTZA-ARTZA, I; WAINWRIGHT, J. Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. **Catena**, v. 79, p. 146-152, 2009.
- MARCHI, L.; CAVALLI M.; D'AGOSTINO, V. Hydrogeomorphic processes and torrent control works on a large alluvial fan in the eastern Italian Alps. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, n. 10, p. 547-558, 2010.
- MARCUS, W. A.; FONSTADT, M. A. Optical remote mapping of rivers at sub-meter resolutions and watershed extents. **Earth Surface Processes and Landforms**, n. 33, p. 4-24, 2008.
- MARTIN, Y.; CHURCH, M. Numerical modelling of landscape evolution: geomorphological perspectives. **Progress in Physical Geography** v. 28, n. 3, p. 317-339, 2004
- MCBRIDE, M.; HESSION, W. C.; RIZZO, D. M. Riparian reforestation and channel change: A case study of two small tributaries to Sleepers River, northeastern Vermont, USA. **Geomorphology**, v. 102, p. 445–459, 2008.
- MELTON, F. A. An empirical classification of flood-plain streams. **Geographical Review**, v. 26, n. 4, p. 593-609, 1936.
- MICHAELIDES, K.; CHAPPEL, A. Connectivity as a concept for characterising hydrological behavior. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 517–522, 2009.
- MICHEL, G. P.; GOERL, R. F.; KOBIYAMA, M.; HIGASHI, R. A. R. Estimativa da quantidade de chuva necessária para deflagrar escorregamentos. In XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos (2011:Maceió) Maceió: ABRH, Anais, 20p., 2011.
- MILLER, J. R.; RITTER, J. B. An examination of the Rosgen classification of natural rivers. **Catena**, n. 27, p. 295-299, 1996
- MIYAMOTO, M.; YOSHINO, K.; NAGANO, T.; ISHIDA, T.; SATO, Y. Use of balloon aerial photography for classification of Kushiro wetland vegetation, Northeastern Japan. **Wetlands** n. 24, p. 701-710, 2004
- MONTGOMERY, D. R.; BUFFINGTON, J. M. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. **GSA Bulletin**, v. 109, n. 5, p. 596-611, 1997.
- MONTGOMERY, D. R. Process domains and the river continuum. **Journal of the American Water Resources Association**, n. 36, p. 397-410. 1999.
- MONTGOMERY, D. R.; BOLTON, S. M. Hydrogeomorphic Variability and River Restoration. In: WISSMAR, R. C. e BISSON, P. A. (ed.) **Strategies for Restoring River Ecosystems: Sources of Variability and Uncertainty in Natural and Managed Systems**. American Fisheries Society Publication: Maryland, 2003, p. 39-80.

- MONTGOMERY, D. R.; BUFFINGTON, J. M. **Channel classification, prediction of channel response, and assessment of channel conditions**. Washington State Dept. of Natural Resources, Timber/Fish/Wildlife Agreement, Report TFW-SH10-93-002, 1993, 84p.
- MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. **Water Resources Research**, v. 30, n. 4, p. 1153-1171, 1994.
- MOORE, I.D., GRAYSON, R.B., LADSON, A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrological Processes**, v. 5, n. 1, p.3-30, 1991.
- NICHOLAS, A. Cellular modelling in fluvial geomorphology. **Earth Surface Processes and Landforms** v. 30, p. 645-649, 2005.
- OKUNISHI, K. Concept and methodology of hydrogeomorphology. **Transactions of Japanese Geomorphological Union** 15A, p. 5-18. 1994
- OKUNISHI, K. Hydrogeomorphological interactions: a review of approach and strategy. **Transactions of Japanese Geomorphological Union** 12, p. 99-116. 1991.
- PAZZAGLIA, F. J. Landscape evolution models. **Development in Quaternary Science** v.1, p. 247-274. 2003.
- PEETERS, I.; ROMMENS, T.; VERSTRAETEN, G.; GOVERS, G.; VAN ROMPAEY, A.; POESEN, J.; VAN OOST, K. Reconstructing ancient topography through erosion modeling. **Geomorphology** v. 78, p. 250-264, 2006.
- PEETERS, I.; VAN OOST, K.; GOVERS, G.; VERSTRAETEN, G.; ROMMENS, T.; POESEN, J. The compatibility of erosion data at different temporal scales. **Earth and Planetary Science Letters** v. 265, p. 138 -152, 2008.
- PENCK, W. Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie. **J. Engelhorn's Nachf.** Stuttgart, 1924, 283p.
- PHILIPS, J. D. Sources of nonlinearity and complexity in geomorphic systems. **Progress in Physical Geography**, v. 27, n. 1, p. 1-23, 2003.
- PLANCHON, O. DARBOUX, F. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. **Catena**, v. 46, p. 159-176, 2001.
- PLANER-FRIEDRICH, B.; BECKER, J.; BRIMER, B.; MERKEL, B. J. Low-cost aerial photography for high-resolution mapping of hydrothermal areas in Yellowstone National Park. **International Journal of Remote Sensing** v. 29, n. 6, p. 1781-1794, 2008.
- POOLE, G.C. Stream hydrogeomorphology as a physical science basis for advances in stream ecology. **Journal of the North American Benthological Society**, v. 29, n. 1, p. 12-25, 2010.

- PRADHAN, N. R.; TACHIKAWA, Y.; TAKARA, K. Downscaling methods of flow variables for scale invariant routing model. **Annual Journal of Hydraulic Engineering** v.50, p. 109-114. 2006a
- PRADHAN, N. R.; TACHIKAWA, Y.; TAKARA, K. A downscaling method of topographic index distribution for matching the scales of model application and parameter identification. **Hydrological Processes** v. 20, p. 1385-1405. 2006b
- PRINGLE, C. What is hydrologic connectivity and why is it ecologically important? **Hydrological Processes**, v. 17, p. 2685–2689, 2003.
- PRINGLE C M. Hydrologic connectivity and the management of biological reserves: a global perspective. **Ecological Applications**, v. 11, p 981-998, 2001.
- PYLE, C. J.; RICHARDS, K. S.; CHANDLER, J. H. Digital Photogrammetric Monitoring of River Bank Erosion. **The Photogrammetric Record** v. 15, n. 89, 753-764, 1997.
- RIES, J. B.; MARZOLFF, I. Identification o sediment sources by large-scale aerial photography taken from a monitoring blimp. **Physics and Chemistry of The Earth** v. 22, n. 3-4, p. 295-302, 1997.
- RIES, J. B.; MARZOLFF, I. Monitoring of gully erosion in the Central Ebro Basin by large-scale aerial photography taken from a remotely controlled blimp. **Catena** n. 50, p. 309-328, 2003.
- ROSGEN, D. L. A classification of natural rivers. **Catena**, n. 22, p. 169-199, 1994.
- ROSGEN, D. L. A stream classification system. In: Riparian Ecosystems and Their Management. **In: First North American Riparian Conference**. Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, RM-120, 1985, p. 91-95.
- ROSGEN, D. L. **Applied River Morphology**. Fort Collins: Wildland Hydrology Books, 1996, 390p.
- SAKALS, M. E.; INNES, J. L.; WILFORD, D. J.; SIDLE, R. C.; GRANT, G. E. The role of forests in reducing hydrogeomorphic hazards. **Forest Snow Landscape Research**, v. 80 n. 1, p. 11-22, 2006.
- SANTOS, I. ; FILL, H.D.A. ; SUGAI, M.R.B. ; BUBA, H. ; KISHI, R.T. ; MARONE, E. ; LAUTERT, L.F.C. **Hidrometria Aplicada**. Curitiba: LACTEC, 2001. 372p.
- SCHEIDEGGER, A. E. Hydrogeomorphology. **Journal of Hydrology**, n. 20, p. 193-215, 1973
- SCHEIDEGGER, A. E. The Algebra of Stream-Order Numbers. **U. S. Geol. Survey Prof. Paper**, 525B, 1965, p. 187-189.
- SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. New York: Wiley, 1977, 338p.
- SEAR, D. A.; NEWSON, M. D.; THORNE C. R. **Guidebook of Applied Fluvial Geomorphology**. DEFRA: R&D Technical Report FD1914, 2003, 233p.

- SHARP, R. P. Landscape evolution (A Review). **Proc. Nat. Acad. Sci.** v. 79, p. 4477-4486, 1982
- SHREVE, R. L. Statistical law of stream numbers. **Journal of Geology** v. 74, p. 17-37, 1966.
- SIDLE, R. C.; ONDA, Y. Hydrogeomorphology: overview of an emerging science. **Hydrological Processes**, n. 18, p. 597-602, 2004.
- SIMON, A.; DOYLE, M.; KONDOLF, M.; SHIELDS, F. D.; RHOADS, B.; MCPHILLIPS, M. Critical evaluation of how the Rosgen classification and associated “natural channel design” methods fail to integrate and quantify fluvial processes and channel response. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 43, n. 5, p. 1117-1131, 2007.
- SONNEVELD, M. P. W.; TEMME, A. J. A. M.; SCHOORL, J.M., CLAESSENS, L., VIVEEN, W.; BAARTMAN, J. E. M.; LESSCHEN, J. P.; GORP, W. Landscape - Soilscape Evolution Modelling: LAPSUS. In: Proceedings of 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, Brisbane, 2010. 15p.
- STOFFEL, M.; WILFORD, D. J.; Hydrogeomorphic processes and vegetation: disturbance, process histories, dependencies and interactions. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 37, p. 9-22, 2012.
- STRAHLER, A.N. Hypsometric (area altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin** n. 63, p. 1117-1142, 1952.
- SWANSON, F.J.; GRAHAM, R.L.; GRANT, G. E.; Some effects of slope movements on river channels. In: Proceedings of International Symposium on Erosion. Debris Flow and Disaster Prevention, Tsukuba, 1985, p. 273-278.
- TANAGO M. G.; JALÓN, D. G. Hierarchical classification of rivers: a proposal for eco-geomorphic characterization of Spanish rivers within the European Water Frame Directive. In: JALÓN D. G.; VIZCAÍNO, P. (eds.), Fifth International Symposium on Ecohydraulics. Aquatic habitats, analysis and restoration. IAHR Congress Proceedings, Madrid, 2004, p. 205-211.
- TEMME, A. J. A. M.; BARTMAN, J. E. M; SCHOORL, J. M. Can uncertain landscape evolution models discriminate between landscape responses to stable and changing future climate? A millennial-scale test. **Global and Planetary Change** n. 69, p. 48-58, 2009
- TEMME, A. J. A. M.; PEETERS, I.; BUIS, E.; VELDKAMP, A.; GOVERS, G. Comparing landscape evolution models with quantitative field data at the millennial time scale in the Belgian loess belt. **Earth Surface Processes and Landforms** v. 36, p. 1300-1312, 2011.
- TETZLAFF, D.; SOULSBY, C.; BACON, P. J.; YOUNGSON, A. F. GIBBINS, C.; MALCOLM, I. A. Connectivity between landscapes and riverscapes—a unifying

- theme in integrating hydrology and ecology in catchment science. **Hydrological Processes**, v. 21, p. 1385-1389, 2007.
- THOMPSON, C. J.; CROKE, J.; OGDEN, R.; WALLBRINK, P. A morpho-statistical classification of mountain stream reach types in southeastern Australia. **Geomorphology** v. 81, p. 43-65, 2006.
- THORNE, C. R. TOVEY, K. Stability of composite river banks. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 6, p. 469-484, 1981.
- TOLLNER, E.W.; CALVERT, G.V.; LANGDALE G. Animal trampling effects on soil physical properties of two Southeastern U.S. ultisols. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 33, n. 1, p. 75-87, 1990.
- TOMMASELLI, A. M. G.; SILVA, J. F. C.; HASEGAWA, J. K. GALO, M.; DAL POZ, A. P. Fotogrametria: aplicações a curta distância. In: MENEGUETE, M.; ALVES, N. (org) **FCT 40 anos, Perfil Científico**. Presidente Prudente, 1999, p. 147-159.
- TRIMBLE, S.W. Effects of riparian vegetation on stream channel stability and sediment budgets. In: BENNETT, S.J., SIMON, A. **Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology**. American Geophysical Union Monograph, Water Science and Application 8, p. 153-169, 2004.
- TUCKER, G. E.; HANCOCK, G. R.; Modelling landscape evolution. **Earth Surface Processes Landforms**, v. 35, p. 28-50, 2010.
- TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. L. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. B6, p. 12.229-12.243, 1994.
- TUCKER, G. E.; LANCASTER, S. T.; GASPARINI, N. M.; BRAS, R. L.; RYBARCZYK, S. M.; An object-oriented framework for distributed hydrologic and geomorphic modeling using triangulated irregular networks. **Computers and Geosciences** n. 27, p. 959-973. 2001.
- VAN DE WIEL, M. J.; COULTHARD, T. Self-organized criticality in river basins: Challenging sedimentary records of environmental change. **Geology**, v. 38, n. 1, p. 87-90, 2010.
- VAN DE WIEL, M. J.; COULTHARD, T. J.; MACKLIN, M. G.; LEWIN, J. Embedding reach-scale fluvial dynamics within the CAESAR cellular automaton landscape evolution model. **Geomorphology** v. 90, p. 283-301, 2007.
- VAN DE WIEL, M.J., COULTHARD, T.J., MACKLIN, M.G., LEWIN, J. Modelling the response of river systems to environmental change: Progress, problems and prospects for paleo-environmental reconstructions. **Earth-Science Reviews** n. 103, p. 167-185, 2011

- VAN, T. P. D.; CARLING, P. A.; COULTHARD, T. J.; ATKINSON, P. M. Cellular Automata Approach for Flood Forecasting in a Bifurcation River System. **Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.** v. E7, n. 401, p. 255-262, 2007
- VANNOTE, R. L., MINSHALL, G.W.; CUMMINS, K.W.; SEDELL, J. R.; CUSHING, C. E. The river continuum concept. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, v. 37, p 130-137, 1980.
- VERICAT, D.; BRASINGTON, J.; WHEATON, J.; COWIE, M. Accuracy assessment of aerial photographs acquired using lighter-than-air blimps: low-cost tools for mapping river corridors. **River Research and Applications** v. 25, n. 8, p. 985-1000, 2009.
- WARNER, R. F. Natural and artificial linkages and discontinuities in a Mediterranean landscape: Some case studies from the Durance Valley, France. **Catena**, v. 66, p. 236-250, 2006.
- WARNER, W. S. Mapping a three-dimensional soil surface with hand-held 35 mm photography. **Soil & Tillage Research** n. 34, p. 187-197, 1995.
- WELCH, R.; JORDAN, T. R. Analytical non-metric close range photogrammetry for monitoring stream channel erosion. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing** v. 49, n. 3, p. 367-374, 1983.
- WELSH, K. E.; DEARING, J. A.; CHIVERRELL, R. C.; COULTHARD, T. J. Testing a cellular modelling approach to simulating late-Holocene sediment and water transfer from catchment to lake in the French Alps since 1826. **The Holocene** v. 19, n. 5, p. 785-798, 2009.
- WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 30, p. 377-392, 1922.
- WESTAWAY, R. M.; LANE, S. N.; HICKS, D. M. Remote sensing of clear-water, shallow, gravel-bed rivers using digital photogrammetry. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing** v. 67, n. 11, p. 1271-1281, 2001.
- WHITMAN, M. S.; MORAN, E. H.; OURSO, R. T. Photographic Techniques for Characterizing Streambed Particle Sizes. **Transactions of the American Fisheries Society** n. 132, p. 605-610, 2003.
- WILCOCK, P.R., CROWE, J.C., Surface-based transport model for mixed-size sediment. **Journal of Hydraulic Engineering**, ASCE, v. 129, p. 120-128, 2003.
- WILFORD, D. J.; SAKALS, M. E.; INNES, J. L. **Forest management on fans: hydrogeomorphic hazards and general prescriptions**. B. C. Min. For., Res. Br., Victoria, B. C. Land Management Handbook. n. 57, 2005, 42p.
- WILFORD, D. J; SAKALS M. E.; INNES, J. L.; SIDLE, R.C.; BERGERUD, W. A. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. **Landslides**, n. 1, p. 61-66, 2004.

- WILLGOOSE G.; BRAS I.; RODRIQUEZ-ITURBE, I A Coupled Channel Network Growth and Hillslope Evolution Model: 1. Theory. **Water Resource Research**, v. 27, n. 7, p. 1671-1684. 1991.
- WILLGOOSE G.; BRAS I.; RODRIQUEZ-ITURBE, I. Hydrogeomorphology modelling with a physically based river basin evolution model. In KIRKBY M. J. (ed). **Process Model and Theoretical Geomorphology**. Chichester: Wiley, 1994, p. 3-22.
- WILLGOOSE, G. Mathematical modeling of whole landscape evolution. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, n. 33, p. 443-59, 2005
- WOBUS, C.; KEAN, J.; TUCKER, G.; ANDERSON, R. Modeling the evolution of channel shape: Balancing computational efficiency with hydraulic fidelity. **Journal of Geophysical Research** v. 113, p. 1-17, 2008.
- WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. **Journal of Geology**, v. 68, v.1, p. 54-74, 1960.
- YANAGA, S. S. **Fotogrametria digital à curta distância na documentação do patrimônio arquitetônico : estudo de caso**. Florianópolis, 2006. 111f. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós-Graduação em Arquitetura e Urbanismo.

ANEXOS

Anexo 1 – Principais parâmetros do CAESAR-Lisflood

ABA	PARÂMETRO	CONDICIONADO A RESOLUÇÃO*	DESCRIÇÃO
<i>Sediment</i>	Granulometria	N	9 diferentes granulometrias e suas respeitavas proporções.
	Equação de transporte de sedimentos	N	Escolha entre Einstein-Brown ou Wilcock-Crowe.
	Limite máximo de erosão	S	Limita à quantidade máxima de sedimento que pode ser erodido ou depositado em uma célula
	Espessura da camada ativa	P	Espessura de uma única camada ativa. Geralmente varia entre 0,1 e 0,2, devendo ser no mínimo 4x o limite máximo de erosão.
	Erosão lateral no canal	N	Determina o quão largo ou entalhado o canal será, representando o quanto coesivos ou não são os sedimentos. Valores altos representam canais largos.
	Erosão lateral das margens	N	Seleciona se ocorrerá ou não erosão nas margens. Esta função também engloba a taxa de erosão lateral em função do raio da curvatura do meandro, a migração do meandro ou das barras em direção à jusante e, o quão suavizado ou regular será a curvatura do canal,
<i>Hydrology</i>	Série de vazão e/ou sedimento	N	Série de dados de vazão que será utilizado pelo modelo para simular a escala de canal.
	Valor do parâmetro <i>m</i>	N	Controla o pico e a duração do hidrograma. Além disso, pode ser um indicador da cobertura vegetal.
	Intervalo de passo do modelo	N	Condicionado a serie de vazão ou sedimento, conforme o intervalo da série de entrada.
<i>Vegetation</i>	Maturidade ou taxa de crescimento em anos	N	Velocidade na qual a vegetação alcança a plena maturidade. A maturidade varia de 0 a 1, assim, caso o valor seja de 1 ano, após este período a maturidade será 1.
	Tensão crítica	N	Valor acima do qual a vegetação será removida pela erosão, quanto maior mais resiste será a vegetação.
	Proporção de erosão que ocorrerá quando a vegetação estiver crescida.	N	Afeta a erosão no canal e erosão lateral. Se for 0, quando a vegetação alcançar seu pleno crescimento, não haverá erosão. Se for 1, a vegetação não afetará a erosão.

ABA	PARÂMETRO	CONDICIONADO A RESOLUÇÃO*	DESCRIÇÃO
<i>Slope</i>	Taxa de rastejo	S	Relacionada à erosão em encostas declivosas e a suavização das feições mais nítidas do terreno.
	Ângulo de ruptura	N	Ângulo acima do qual ocorrerão deslizamentos
	Taxa de erosão do solo	S	Trata da erosão na base das encostas, sendo uma adaptação da USLE
<i>Flow Model</i>	Diferença permitida entre entrada/saída	N	É a diferença aceitável em m³ aceitável que permite o modelo simular com maior rapidez. Como regra de ouro, o valor deve ser próximo das vazões mínimas ou a vazão media anual.
	Mínima coluna de agua para calculo da vazão.	S	Limite acima do qual CAESAR, em escala de bacia, calcula vazão por célula. Previne que as simulações fiquem lentas calculando vazões muito pequenas que não causam erosão ou deposição.
	Altura da coluna de água acima da qual ocorrerá erosão	P	Altura da coluna da água a qual CAESAR calculará erosão. Unidade em m e deve estar relacionado com a resolução do MDT.
	Declividade nas células da exutória	N	Relacionada a declividade e a vazão que “sai” do modelo. Controla a erosão e deposição nas células que representam a exutória da bacia.
	Taxa de evaporação	N	Taxa de evaporação em m/dia.
	Número de Courant	P	Controla a estabilidade numérica do modelo, variando entre 0,2 e 0,7. Quanto maior a resolução do MDT, maior o valor permitido.
	Limite de hflow	N	Hflow é a elevação da superfície de água entre duas células. Previne que o modelo permita o fluxo de água entre células quando a declividade entre as duas é pequena. Unidade em m
	Número de Froude	N	Valor padrão é 0,8, indicando um fluxo sub-critico.
	n de Manning	N	Coeficiente de rugosidade

* S: sim, N: não, P: parcialmente.