

ANDREY LUIS BINDA

**A INFLUÊNCIA DE DETRITOS LENHOSOS NA MORFOLOGIA E NA
SEDIMENTOLOGIA DE LEITO NO RIO GUABIROBA,
GUARAPUAVA-PR**

FRANCISCO BELTRÃO-PR

JULHO/2009

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ – UNIOESTE
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS – CCH
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGG

Andrey Luis Binda

**A INFLUÊNCIA DE DETRITOS LENHOSOS NA MORFOLOGIA E NA
SEDIMENTOLOGIA DE LEITO NO RIO GUABIROBA,
GUARAPUAVA-PR**

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre em Geografia, Curso
de Pós-Graduação em Geografia, área de
Concentração Produção do Espaço e Meio
Ambiente, da UNIOESTE.

Orientador: Prof. Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez

FRANCISCO BELTRÃO-PR

JULHO/2009

Binda, Andrey Luis

B612 A influência de detritos lenhosos na morfologia e na sedimentologia de leito no Rio Guabiroba, Guarapuava-PR. / Andrey Luis Binda. – Francisco Beltrão, 2009. 120f.

Orientador: Profº. Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez.

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geografia - Universidade Estadual do Oeste do Paraná – Campus de Francisco Beltrão.

1. Rio Guabiroba – Bacia hidrográfica. 2. Geomorfologia. 3. Sedimentologia – Detritos lenhosos. I. Fernandez, Oscar Vicente Quinonez. II. Título.

CDD – 551.4

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS – CCH
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL DE MESTRADO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

INFLUÊNCIA DE DETRITOS LENHOSOS NA MORFOLOGIA DE LEITO E DE
CANAL NO RIO GUABIROBA, GUARAPUAVA, PR

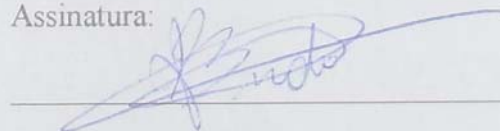
Autor: Andrey Luis Binda

Orientador: Prof. Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez

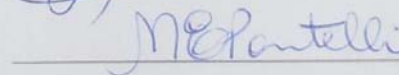
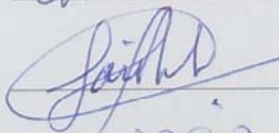
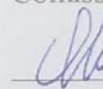
Este exemplar corresponde à redação final da
Dissertação defendida por Andrey Luis Binda e
aprova da pela comissão julgadora.

Data: 24 / 07 / 2009

Assinatura:



Comissão Julgadora:



Dedico este trabalho aos meus pais, Antonio e Maria de Lourdes, por se doarem incondicionalmente à minha educação, pelo amor e carinho que me dedicam e por, muitas vezes, deixarem de realizar os seus próprios sonhos para verem os meus realizados.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer, primeiramente, a Deus, por tornar este sonho, antes longínquo, realidade.

Aos meus pais, Antonio Luis Binda e Maria de Lourdes Binda, à minha irmã, Aline Cristiane Binda, e à minha esposa, Irene Cristina Kohler, pela paciência e incentivo.

Ao prof. Oscar Vicente Quinonez Fernandez, pela orientação e auxílio em todas as etapas desta pesquisa, não apenas fazendo jus à palavra orientador, mas também à palavra amigo.

Ao prof. Adalto Gonçalves de Lima (Unicentro), pela amizade, auxílio e incentivo dado à realização desta pesquisa de mestrado e pelos primeiros trabalhos vinculados à Geomorfologia Fluvial.

Ao prof. Maurício Camargo Filho (Unicentro), por ceder o Laboratório de Geomorfologia Dinâmica e Aplicada para a realização dos estudos sedimentológicos.

Ao Grupo de Pesquisa “Monitoramento, Experimentação e Modelagem em Hidrogeomorfologia”, da Universidade Estadual do Centro-Oeste do Paraná (Unicentro) e ao prof. Edivaldo Lopes Thomaz, por ceder os dados de pluviosidade da bacia.

Aos meus colegas Leandro Vagner Mascarello e Wellington Barbosa da Silva, pela ajuda nos trabalhos de campo.

Aos professores da Unicentro Luiz Gilberto Bertotti e Gisele Pietrobelli, pela amizade, que permanece mesmo após a graduação.

Aos professores do PPGG-Unioeste, em especial à prof^a. Marga Eliz Pontelli e ao prof. José Edésio da Cunha, pelas considerações feitas na qualificação e ao prof. Julio César Paisani, pelas “discussões geomorfológicas” nas disciplinas do mestrado.

Aos proprietários de terra, Nair e Joel, por permitirem a instalação dos experimentos de campo e acesso irrestrito às suas chácaras.

À Capes, pelo apoio financeiro sob a forma de bolsa de mestrado.

E a todos aqueles que auxiliaram, de uma forma ou de outra, na realização desta pesquisa, deixo aqui os meus singelos agradecimentos.

RESUMO: Árvores, galhos e folhas caídos dentro do canal formam um significativo componente do ambiente fluvial e de ocorrência natural em sistemas fluviais que cortam áreas florestadas. Toda essa carga de material de origem vegetal que se encontra dentro do canal é chamada de detritos lenhosos. Os detritos lenhosos desempenham função chave na ecologia e geomorfologia de canais, podendo afetar os processos do canal em um amplo alcance: desde a rugosidade hidráulica, retenção e granulometria dos sedimentos de leito, até a criação de degraus e depressões, podendo, às vezes, controlar o padrão do canal e a distância/variação de feições fluviais que são fundamentais para a formação de *habitat* aquáticos. Num contexto desses, a presente pesquisa teve como objetivo verificar a influência de acumulações de detritos lenhosos sobre a morfologia e a sedimentologia de leito no Rio Guabiroba, município de Guarapuava, mesorregião Centro-Sul do Paraná. As técnicas utilizadas incluíram: instalação de perfis transversais permanentes (a montante e a jusante das acumulações) e seções de monitoramento batimétrico, levantamento do perfil longitudinal e caracterização granulométrica de sedimentos do fundo. O monitoramento foi realizado ao longo de 15 meses (dezembro de 2007 a março de 2009) em quatro pontos localizados em dois trechos no curso principal do rio. A pluviosidade durante o monitoramento permitiu individualizar a ocorrência de apenas um período com chuvas acima da média (3^a a 4^a campanha). Os resultados indicam a ocorrência de sedimentação na segunda e quinta campanhas e processos de erosão na terceira e quarta campanhas. Esses processos erosivo-deposicionais podem, em parte, ser atribuídos ao regime pluviométrico, com os períodos de alta concentração de chuvas vinculados à erosão do leito e períodos de chuvas escassas e não concentradas relacionados com a deposição de sedimentos. A análise dos dados permite estabelecer algumas considerações: 1) predominância de processos de erosão nas seções de monitoramento batimétrico (Blocos 3D); 2) maior taxa de deposição nos perfis transversais situados a jusante das acumulações; 3) predomínio de sedimentos mais grossos (seixo médio - areia muito grossa) a montante da acumulação do que a jusante (seixo fino - areia média); 4) maior diversidade de profundidades nas imediações das acumulações; 5) estabelecimento de soleiras pela deposição forçada de sedimentos e depressões pela escavação do leito.

Palavras-chave: Detritos lenhosos. Morfologia de leito. Carga de leito. Processos fluviais. Geomorfologia fluvial.

ABSTRACT: Trees, twigs and leaves fallen inside of the channel, form a significant component of the fluvial environment and natural occurrence in fluvial systems that cut forested areas. All these vegetal materials that are found inside of the channel are called wood debris. The wood debris play a key function in the ecology and geomorphology of channels, being able to affect the processes of the channels in an ample reach: since the hydraulic roughness, retention and sized grain of bed sediments, until the creation of steps and pools, being able to the times to control the standard of the channel and distance and/variation of fluvial features that are basic for the formation of aquatic *habitat*. In this context, the present research had as objective, to verify the influence of accumulations of wood debris on the morphology and sedimentology of stream bed in the river Guabiroba, Guarapuava, Center-South of the Paraná. The used techniques had included: installation of permanent transversal profiles (to the upstream and downstream of the accumulations) and sections of batimetric measurement, survey of the longitudinal profile and grain sized characterization of bed sediments. The measurement was carried throughout 15 months (December of 2007 the March of 2009) in four sections located in the main course of the river. The rainfall during the measurement allowed to particularizing the occurrence of only one period with rains above average (3 - 4^a Campaign). The results indicate the occurrence of sedimentation in the second and fifth measurement and processes of erosion in the third and fourth measurement. These processes erosive-depositional can in part be attributed to the pluviometric regime, with the periods of high entailed concentration of rains to the erosion of the stream bed and periods of related scarce and not concentrated rains with the deposition of sediments. The analysis of the data allows to establish some consideration: 1) predominance of processes of erosion in the sections of batimetric measurement; 2) bigger rate deposition in downstream cross-sectional profiles of the accumulations; 3) predominance of coarser sediments (gravel medium - sand very coarse) to upstream and finer sediments (gravel fine - sand medium) to downstream; 4) bigger diversity of depths in the immediacy of the accumulations; 5) establishment of riffles by the forced deposition of sediments and pools for the scour of the stream bed.

Keywords: Wood debris. Stream bed morphology. Bedload. Fluvial processes. Fluvial geomorphology.

LISTA DE FIGURAS:

Figura 1: Localização da bacia hidrográfica do Rio Guabiroba e dos trechos 1 e 2.....	16
Figura 2: Precipitação anual (1954-2006).....	20
Figura 3: Precipitação média mensal (1954-2006).....	21
Figura 4: Distribuição mensal das precipitações acima de 50 mm.....	22
Figura 5: Paisagem campestre, destacando capões (ao fundo) e matas de galeria (direita).....	23
Figura 6: Estratificação da vegetação em Floresta de Araucárias.....	25
Figura 7: Exemplo de acumulação de detritos lenhosos no Rio Guabiroba, Guarapuava (PR).....	29
Figura 8: Degrau de detrito e represamento no Rio Guabiroba, Guarapuava, PR. (Vista a montante).....	35
Figura 9: Formação de trechos com cobertura aluvial forçada.....	39
Figura 10: Levantamento da batimetria do canal ao entorno da acumulação de detritos lenhosos.....	48
Figura 11: Levantamento do perfil transversal.....	49
Figura 12: Disposição das aberturas adotadas no cascilhômetro.....	52
Figura 13: Sequência de soleiras e de depressões.....	53
Figura 14: Pluviograma do período de 1º de novembro de 2007 a 15 de março de 2009.....	55
Figura 15: Planta, perfil longitudinal e croquis esquemáticos das seções do trecho 1.....	57
Figura 16: Seção 1 (trecho 1). Vista a jusante.....	58
Figura 17: Seção 2 (trecho 1). Vista a jusante.....	59
Figura 18: Seção 3 (trecho 1). Vista a jusante.....	60
Figura 19: Planta, perfil longitudinal e croquis esquemáticos das seções do trecho 2.....	61
Figura 20: Seção 4 (trecho 2). Vista a montante.....	62
Figura 21: Variações na morfologia do canal no perfil montante da seção 1.....	65
Figura 22: Variações na morfologia do canal no perfil jusante da seção 1.....	66
Figura 23: Variações na morfologia do canal no perfil montante da seção 2.....	68
Figura 24: Variações na morfologia do canal no perfil jusante da seção 2.....	69
Figura 25: Variações na morfologia do canal no perfil montante da seção 3.....	72
Figura 26: Variações na morfologia do canal no perfil jusante da seção 3.....	72
Figura 27: Variações na morfologia do canal no perfil montante da seção 4.....	75
Figura 28: Variações na morfologia do canal no perfil jusante da seção 4.....	76

Figura 29: Modelos 3D da seção 1.....	79
Figura 30: Modelos 3D da seção 2.....	81
Figura 31: Modelos 3D da seção 3.....	84
Figura 32: Modelos 3D da seção 4.....	86
Figura 33: Variação dos parâmetros estatísticos granulométricos (Folk & Ward, 1957) da seção 1.....	88
Figura 34: Variação dos parâmetros estatísticos granulométricos (Folk & Ward, 1957) da seção 2.....	91
Figura 35: Variação dos parâmetros estatísticos granulométricos (Folk & Ward, 1957) da seção 3.....	93
Figura 36: Variação dos parâmetros estatísticos granulométricos (Folk & Ward, 1957) da seção 4.....	96

LISTA DE TABELAS:

Tabela 1. Síntese da tipologia de acumulação de grandes detritos lenhosos.....	30
Tabela 2: Caracterização pluviométrica entre as campanhas de campo.....	56
Tabela 3: Perfis transversais seção 1.....	64
Tabela 4: Perfis transversais seção 2.....	67
Tabela 5: Perfis transversais seção 3.....	71
Tabela 6: Perfis transversais seção 4.....	74
Tabela 7: Características erosivo-deposicionais da seção 1.....	78
Tabela 8: Características erosivo-deposicionais da seção 2.....	80
Tabela 9: Características erosivo-deposicionais da seção 3.....	83
Tabela 10: Características erosivo-deposicionais da seção 4.....	85
Tabela 11: Síntese dos processos hidrossedimentológicos e erosivo-deposicionais em áreas influenciadas por detritos lenhosos.....	99

SUMÁRIO:

INTRODUÇÃO.....	13
CAPÍTULO 1: CARACTERÍSTICAS FÍSICO-AMBIENTAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUABIROBA.....	15
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	15
1.2. GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA.....	15
1.3. GEOMORFOLOGIA.....	17
1.4. CLIMA.....	18
1.4.1. Temperatura.....	18
1.4.2. Pluviosidade.....	19
1.5. COBERTURA VEGETAL.....	22
1.5.1. Campos (Estepe gramíneo-lenhosa).....	23
1.5.2. Floresta de Araucárias (Floresta Ombrófila Mista).....	24
1.6. USO DO SOLO.....	26
CAPÍTULO 2: DETRITOS LENHOSOS E CANAIS FLUVIAIS.....	27
2.1. DETRITOS LENHOSOS: CONCEITOS BÁSICOS.....	27
2.2. DETRITOS LENHOSOS E HIDRÁULICA DE CANAIS.....	33
2.3. DETRITOS LENHOSOS E RETENÇÃO DE SEDIMENTOS E MATÉRIA ORGÂNICA.....	37
2.4. DETRITOS LENHOSOS E MORFOLOGIA DE CANAIS FLUVIAIS.....	42
CAPÍTULO 3: TÉCNICAS DE LEVANTAMENTO DA INFLUÊNCIA DE DETRITOS LENHOSOS NA MORFOLOGIA E NA SEDIMENTOLOGIA DE CANAIS FLUVIAIS...47	47
3.1. LEVANTAMENTO BATIMÉTRICO NAS SEÇÕES DE MONITORAMENTO.....	47
3.2. LEVANTAMENTO DE SEÇÕES TRANSVERSAIS.....	49
3.3. COLETA DE SEDIMENTOS DA CARGA DE LEITO E ANÁLISE GRÂNULOMÉTRICA.....	50
3.4. LEVANTAMENTO DO TRAÇADO DO CANAL E SEQUÊNCIA DE SOLEIRAS E DE DEPRESSÕES.....	52

CAPÍTULO 4: RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	55
4.1. DESCRIÇÃO DO REGIME PLUVIOMÉTRICO.....	55
4.2. DESCRIÇÃO DOS TRECHOS MONITORADOS.....	56
4.3. A INFLUÊNCIA DE DETRITOS LENHOSOS NA MORFOLOGIA DE LEITO E NOS PROCESSOS EROSIVO-DEPOSICIONAIS NO CANAL.....	63
4.3.1. Análise das mudanças na morfologia do canal por meio de perfis transversais em torno das acumulações de detritos lenhosos.....	63
4.3.1.1. Seção 1.....	63
4.3.1.2. Seção 2.....	66
4.3.1.3. Seção 3.....	70
4.3.1.4. Seção 4.....	73
4.3.2. Análise tridimensional dos processos erosivo-deposicionais associados às acumulações de detritos lenhosos.....	77
4.3.2.1. Seção 1.....	77
4.3.2.2. Seção 2.....	80
4.3.2.3. Seção 3.....	82
4.3.2.4. Seção 4.....	83
4.4. CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS ASSOCIADOS ÀS ACUMULAÇÕES DE DETRITOS LENHOSOS.....	87
4.4.1. Sedimentologia das amostras da seção 1.....	87
4.4.2. Sedimentologia das amostras da seção 2.....	90
4.4.3. Sedimentologia das amostras da seção 3.....	92
4.4.4. Sedimentologia das amostras da seção 4.....	95
CAPÍTULO 5: CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	98
5.1. REGIME PLUVIOMÉTRICO E CARACTERIZAÇÃO DOS PERÍODOS EROSIVO-DEPOSICIONAIS.....	98
5.2. FORMAS DE LEITO E <i>HABITAT</i> AQUÁTICOS.....	101
5.3. SEDIMENTOLOGIA DE ÁREAS INFLUENCIADAS POR DETRITOS LENHOSOS.....	102
CONCLUSÕES.....	103
REFERÊNCIAS.....	104
ANEXOS.....	115

INTRODUÇÃO

Os rios são considerados os principais agentes geomorfológicos. Essa ação de destaque dos rios decorre não somente da sua ampla distribuição, mas também atrelada à sua função no transporte de material sedimentar oriundo das vertentes, condicionando a evolução da paisagem. Essa carga sedimentar, por sua vez, dependendo da competência e da capacidade de transporte do fluxo, pode ser transportada a jusante ou então formar diferentes tipos de depósitos dentro do canal ou em suas margens e planície de inundação (CHRISTOFOLETTI, 1981; SUGUIO & BIGARELLA, 1990).

A dinâmica de transporte, de deposição e de erosão intracanal é comandada pela distribuição da tensão de cisalhamento (*shear stress*) no leito. Muitas variáveis, coletivamente denominadas de rugosidade, podem influenciar essa distribuição (LEOPOLD et alii, 1964). A rugosidade do canal exerce resistência ao fluxo e pode ser atribuída a diversos elementos, sendo os principais: granulometria da carga de leito, formas de leito, vegetação subaquática e detritos lenhosos. Estes últimos correspondem a árvores, galhos e folhas caídos dentro do canal (PIÉGAY & GURNELL, 1997; LIMA & ZAKIA, 2004) e de ocorrência natural em sistemas fluviais que cortam áreas florestadas (DOWNS & SIMON, 2001).

Os detritos lenhosos desempenham função chave na ecologia e na geomorfologia de canais (MARCUS et alii, 2002), podendo afetar os processos do canal em um amplo alcance: desde a rugosidade hidráulica, a retenção (BRUMMER et alii, 2006) e a granulometria dos sedimentos de leito, até a criação de degraus/soleiras e de depressões, podendo, às vezes, controlar o padrão do canal (MONTGOMERY & PIÉGAY, 2003) e a distância/variação de feições fluviais (DOWNS & SIMON, 2001). Também são fundamentais para a formação de *habitat* e fonte de alimento para peixes e outros animais (MARCUS et alii, 2002; LIMA & ZAKIA, 2004; WOOSTER & HILTON, 2004; MUTZ et alii, 2006; YOUNG et alii, 2006).

Na maioria dos canais naturais, os detritos lenhosos têm significativa influência sobre os processos do canal, determinando a forma do leito, a forma da seção transversal, a sinuosidade e as formas de fundo de vale (MUTZ et alii, 2006). Assim, uma vez dentro de canais, os detritos podem afetar os processos de erosão e de deposição que localmente controlam a geometria do canal, o desenvolvimento de rompimento de colos de meandros, a formação de barras e o armazenamento de sedimento intracanal (KELLER & SWANSON, 1979).

Entretanto, o crescimento de atividades econômicas em locais próximos aos canais fluviais reduziu, enormemente, a quantidade de detritos lenhosos em sistemas fluviais, seja por meio da remoção direta, quanto pelo desmatamento das florestas ripárias (MONTGOMERY & ABBE, 2006). Lima & Zakia (2004) ressaltam que esses materiais devem ser mantidos dentro dos canais, de modo a cumprir sua função como fonte nutricional para a biota aquática e, também, sua função geomorfológica (MARCUS et alii, 2002).

Atualmente, a preservação dos corredores ripários tem sido muito discutida em todo o mundo. Muitos estudos têm buscado demonstrar que os detritos lenhosos são importantes componentes dos ecossistemas ripários, de modo a dirigir esforços para reabilitar não somente as florestas ciliares, mas também os próprios canais, mediante a adição de detritos lenhosos artificiais (CURRAN & WOHL, 2003).

Entretanto, deve-se enfatizar que estudos relacionados com tal temática são praticamente inexistentes no cenário nacional, havendo a necessidade de pesquisas voltadas aos detalhamentos nos ambientes tropicais e subtropicais do Brasil. Isso demonstra a existência de uma grande diversidade de espécies vegetais e, assim, diferentes variáveis no volume de aporte de detritos lenhosos, na tipologia dos materiais e suas diferentes suscetibilidades à decomposição, fatores que, consequentemente, geram uma multiplicidade de condições e determinam variadas estruturas e tempos de permanência das acumulações. Essa variedade de condições precisa ser melhor entendida para que as implicações sobre a morfologia fluvial nesses ambientes sejam esclarecidas.

Nesse sentido, a presente pesquisa tem como objetivo principal verificar a influência de acumulações de detritos lenhosos na morfologia e na sedimentologia de leito no Rio Guabiroba, em Guarapuava-PR (Figura 1). Os objetivos específicos são: 1) verificar a influência de detritos lenhosos na formação de unidades soleira-depressão; 2) analisar os mecanismos erosivo-deposicionais na conformação da morfologia do leito; 3) caracterizar e quantificar as alterações ocasionadas pelos detritos lenhosos em perfis transversais; e 4) caracterizar a distribuição de sedimentos próximos às acumulações de detritos lenhosos.

CAPÍTULO 1

CARACTERÍSTICAS FÍSICO-AMBIENTAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUABIROBA

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do Rio Guabiroba está localizada no município de Guarapuava, mesorregião Centro-Sul do Estado do Paraná (Figura 1). Situa-se entre as coordenadas (UTM): X: 457680 e 465816 e Y: 7186995 e 7191820. A área da bacia é de aproximadamente 23,875 km² e o canal principal apresenta cerca de 10,364 km de extensão, desde sua nascente até a foz, no Rio das Pedras, que, por sua vez, faz parte do sistema do Rio Jordão-Iguaçu. Segundo Lima & Binda (2008), o Rio Guabiroba é caracterizado por apresentar leito misto, onde trechos rochosos são intercalados por trechos com cobertura aluvial.

1.2. GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA

A bacia hidrográfica do Rio Guabiroba drena uma área composta exclusivamente por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), pertencente aos derrames de lava da Bacia do Paraná. Essas rochas foram formadas no final do período jurássico e início do cretáceo (entre 140 a 120 milhões de anos), quando ocorreu a extrusão de grande quantidade de material ígneo, proveniente de enormes e profundas fendas abertas na crosta terrestre, provavelmente atrelada à separação do continente sul-americano da África, com a consequente abertura do Oceano Atlântico (MELFI et alii, 1988; NARDY et alii, 2002). Para Melfi et alii (1988), os derrames de lava da Bacia do Paraná constituem o maior evento vulcânico que se conhece, estendendo-se por uma área de aproximadamente 1.200.000 km², correspondendo a cerca de 75% da área total da Bacia do Paraná.

A espessura total dos derrames é de aproximadamente 350 m na borda da Bacia do Paraná e de cerca de 1000 m no centro, sendo 660 m a espessura média, embora possam ser encontrados locais onde a espessura pode exceder 1500 m (MELFI et alii, 1988). Em relação aos derrames individuais, estes oscilam frequentemente entre 50 m, embora derrames de aproximadamente 100 m não são raros (CORDANI & VANDOROS, 1967). Esses

derrames individuais apresentam-se normalmente compostos por uma zona vesicular e/ou amigdalóide próxima ao topo, que passa a uma zona central, caracterizada por fraturamento vertical, com a base de constituição vítrea (LEINZ & AMARAL, 1985).

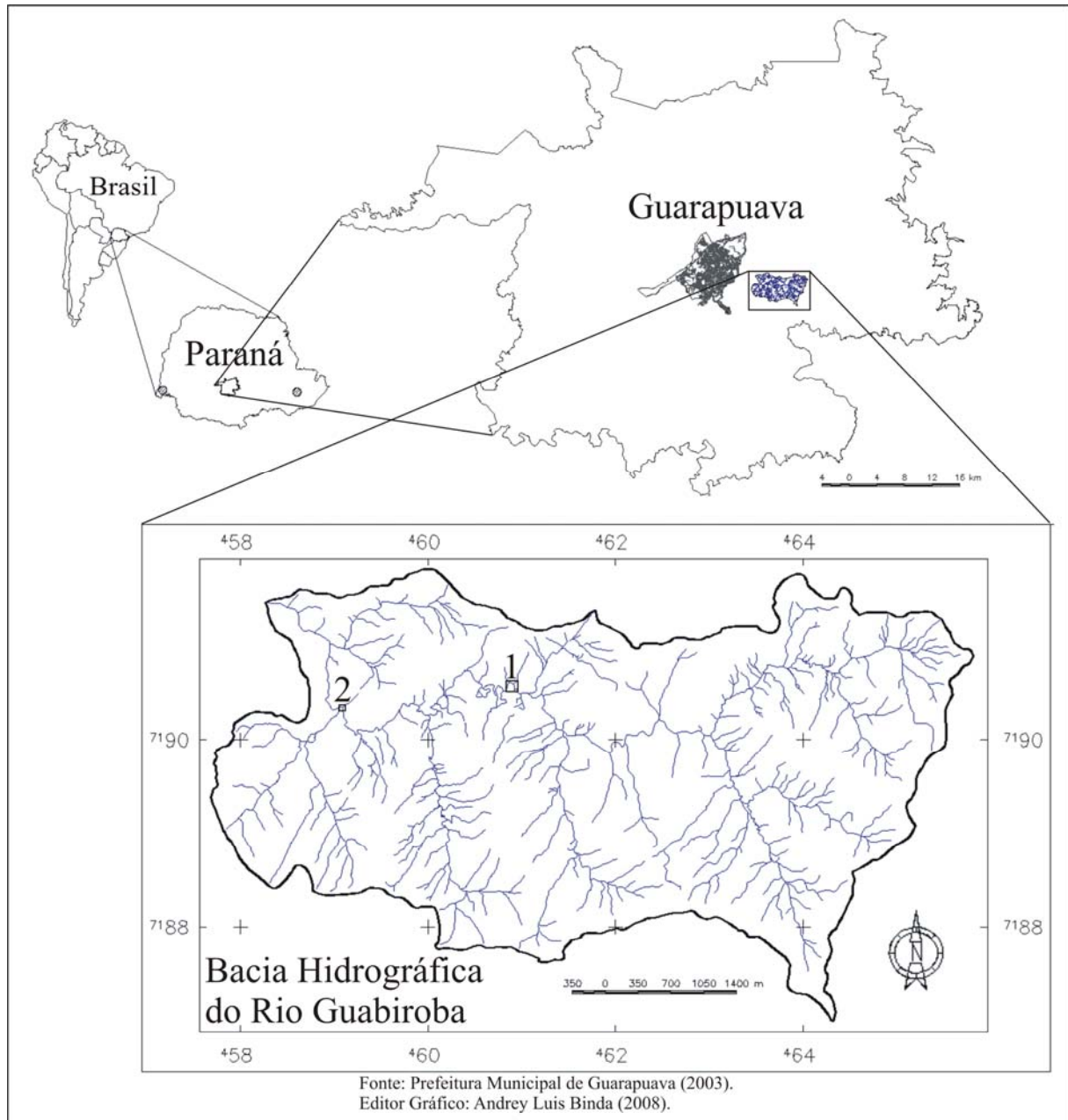


Figura 1: Localização da bacia hidrográfica do Rio Guabirola e dos trechos 1 e 2.

Entretanto, o vulcanismo gerou diferentes tipos de rochas ígneas, sendo as de composição básica (basaltos e andesitos toleíticos), predominante em cerca de 97,5%, enquanto os restantes 2,5% restringem para as rochas de natureza ácida (riodacitos, quartzolatos e riolitos) (MELFI et alii, 1988; NARDY, 1995). Nardy (1995), estudando a região central da bacia do Paraná, identificou e classificou as rochas da Formação Serra Geral em

quatro unidades litoestratigráficas: 1) Unidade Básica Inferior (UBI); 2) membro Chapecó – unidade ácida; 3) membro Palmas – unidade ácida e 4) Unidade Básica Superior (UBS). Binda (2005) referencia que, com exceção do membro Palmas, os demais litotipos estão presentes no município de Guarapuava.

Em relação à Bacia Hidrográfica do Rio Guabiroba, esta é esculpida, mais especificamente na Unidade Básica Inferior, por rochas de natureza básica-intermediária, normalmente basaltos toleíticos (de granulação muito fina a média), hipocristalinos (de coloração cinza-escura a negra), maciços ou vesiculares/amigdalóides e acamamento ígneo mal desenvolvido (NARDY et alii, 2002). Normalmente, esses basaltos repousam diretamente sobre os arenitos da Formação Botucatu, em contato discordante-abrupto (NARDY, 1995; NARDY et alii, 2002). Em Guarapuava-PR, no Salto São Francisco são encontrados pacotes de arenitos intercalados entre derrames (BINDA & CAMARGO FILHO, 2007).

Na Bacia Hidrográfica do Rio Guabiroba ocorrem também depósitos aluvionares inconsolidados que, segundo Lima (1999), estão presentes em trechos com baixa declividade, o que permite o desenvolvimento de planícies de inundação constituídas por materiais finos (silte e argila) e matéria orgânica. Essas planícies de inundação, normalmente estreitas, apresentam interdigitações laterais com depósitos coluvionares das encostas (LIMA, 1999).

1.3. GEOMORFOLOGIA

A bacia hidrográfica do Rio Guabiroba está inserida no terceiro planalto paranaense, mais especificamente no bloco meridional ou Planalto de Guarapuava, delimitado pelos Rios Piquiri e Iguaçu (MAACK, 1981). No recente mapeamento geomorfológico do Estado do Paraná, realizado por Santos et alii (2006), o Planalto de Guarapuava (que é associado ao Planalto de Palmas), restringe-se às áreas mais altas e sobre as rochas ácidas do membro Chapecó (NARDY, 1995). Essas áreas ocorrem no município principalmente no perímetro urbano e no distrito de Entre Rios, sendo a descontinuidade desses blocos oriunda da dissecação dos rios da bacia do Jordão. Assim, a bacia do Rio Guabiroba encontra-se, mais especificamente, sobre o Planalto do Foz do Areia, caracterizada por apresentar dissecação alta, topos alongados, vertentes retilíneas e côncavas, e vales estruturados em degraus (SANTOS et alii, 2006).

A bacia desenvolve-se no reverso da Escarpa da Serra Geral, chamada localmente de “Serra da Esperança”. A altitude média da bacia é 1050 m, apresentando amplitude altimétrica da ordem de 310 m, entre os divisores (1290 m) e a foz (980 m). Segundo Lima

(1999), a assimetria na rede de drenagem da bacia, onde os canais da margem esquerda são maiores quando comparados com os da margem direita, reflete a influência tectônica. Thomaz (2005a) demonstra que a distância entre o divisor de águas e o canal na margem direita é de 1,117 km, embora possa chegar a apenas 0,6 km, enquanto que, na margem esquerda, essa distância é de 2,412 km.

Os divisores de água da bacia são tabuliformes e altos, com encostas escalonadas que indicam a estrutura dos derrames (LIMA, 1999; THOMAZ, 2005a). Conforme Lima (1999), as encostas suavizam em direção ao canal principal, e o alargamento do vale na média bacia permitiu a formação de planície aluvial num trecho de 2 km, onde o canal apresenta maior sinuosidade. Thomaz (2005a) classificou esse trecho como Terraço Fluvial, que é interrompido por um “estrangulamento estrutural” entre o médio e o baixo curso. Para Lima (1999), essa interrupção ocorre por meio de uma ruptura (*knickpoint*), formada por níveis de basaltos diferenciados.

Thomaz (2005a) classificou as unidades geomorfopedológicas da bacia do Rio Guabiroba em sete: 1) terraço fluvial (8,65%); 2) vertente convexa I (38,51%); vertente convexa II (17,60%); vertente retilínea (20,37%); patamar (6,64%); patamar convexo (5,46%); e topo convexo (2,79%). Essas unidades são esculpidas em quatro diferentes tipos de cobertura superficial: 1) Latossolo; 2) Cambissolo; 3) Neossolo (litólico); e, 4) Gleissolo (THOMAZ, 2005a). Ainda segundo Thomaz (2005a), as declividades ocorrentes na bacia são bem distribuídas, sendo que as de 0% a 12% estão presentes no terraço fluvial, patamares, topos e em alguns pontos da vertente convexa (I e II), as de 12% a 30% ocorrem nas vertentes convexas (I e II) e patamares, e as declividades superiores a 30% são restritas às vertentes curtas e aos patamares estruturais.

1.4. CLIMA

1.4.1. Temperatura

Segundo Maack (1981), o município de Guarapuava pertence à zona de clima quente temperado subtropical fresco até frio no inverno. Na classificação de Koeppen, é caracterizado como Cfb, ou seja, na zona temperada, sempre úmida com mais de cinco geadas por ano (MAACK, 1981).

Maack (1981), analisando dados meteorológicos dos anos de 1912, 1941 a 1943 e de 1946 a 1961, afirmou que a temperatura média anual de Guarapuava é em torno de 16,8°C, com temperatura máxima média no mês mais quente em torno de 20,6°C e mínima média do

mês mais frio de 12,9°C. A máxima absoluta foi 34,5°C em dezembro de 1912 e a mínima absoluta de -4,0°C em 12 de julho de 1942 (MAACK, 1981).

Thomaz & Vestena (2003), analisando dados meteorológicos da Estação Agrometeorológica de Guarapuava (dados de 1976 a 2000), mencionam que a temperatura média é de 17°C, sendo que as temperaturas médias mensais variam entre 19°C a 20,8°C entre novembro e março, e de 17°C a 17,5°C no período entre abril a outubro. No que tange às temperaturas absolutas, os autores verificaram que a máxima ocorreu em novembro de 1985, com 36°C e a mínima de -4,6°C em agosto de 1999. Durante o ano, ocorre uma média de 13 a 15 eventos de geadas no município (THOMAZ & VESTENA, 2003). Há ainda de ser referenciado que Nimer (1989) menciona a ocorrência de uma temperatura mínima absoluta em Guarapuava de -8,4°C, que teria ocorrido no dia 31 de julho de 1955.

1.4.2. Pluviosidade

Embora o Grupo de Pesquisa “Monitoramento, Experimentação e Modelagem em Hidrogeomorfologia”, da Universidade Estadual do Centro-Oeste (Unicentro), tenha instalado um pluviômetro na bacia hidrográfica do Rio Guabiroba desde 2002, a caracterização pluviométrica histórica foi elaborada com dados¹ da estação pluviométrica da Agência Nacional de Águas (ANA), código 02551000, monitorada pela Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental (Sudershsa). Essa estação está localizada a 25°27' sul e 51°27' oeste, e a uma altitude de 980 m, em local próximo à confluência do Rio das Pedras com o Rio Bananas, a aproximadamente 7 km da foz do Rio Guabiroba. Os dados utilizados referem-se ao período de 1954 a 2006, embora se tenha excluído o ano de 1961 porque a respeito dele não se dispõe de dados para o ano inteiro.

A pluviosidade média anual no período avaliado foi de 1821,41 mm, distribuídos numa média de 116 dias com chuva. Os anos mais chuvosos foram: 1983 (2644,4 mm), 1954 (2428,1 mm) e 1998 (2422,9 mm), enquanto os anos menos chuvosos foram: 1968 (1140,3 mm), 1985 (1261 mm) e 1978 (1278,7 mm) (Figura 2). A amplitude entre a pluviosidade anual máxima (1983) e mínima (1968) foi de 1504,1 mm, valor muito próximo do precipitado no ano de 1962 (1505,3 mm), e superior ao total anual de 11 anos da série (1958, 1959, 1966, 1967, 1968, 1977, 1978, 1981, 1985, 1988 e 2006).

¹ Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br>

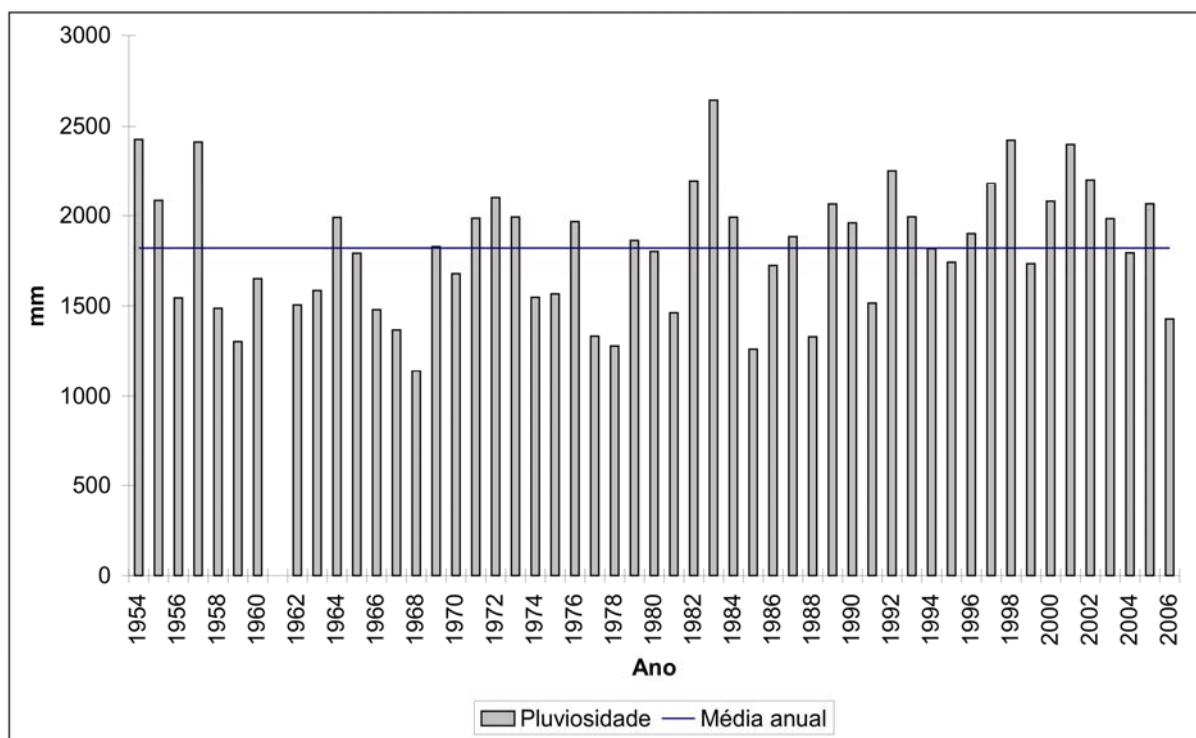


Figura 2: Precipitação anual (1954-2006).

Fonte: Suderhsa (2008). Dados trabalhados por Andrey Luis Binda (2008).

Em relação à distribuição das chuvas ao longo do ano, percebe-se, no gráfico abaixo (Figura 3), que a média mensal é de 151,78 mm, em que os meses mais chuvosos são janeiro (com 192,05 mm) e outubro (com 185,01 mm). Os meses com as menores precipitações são abril (com 129,18 mm) e agosto (com 99,54 mm). Entretanto, esses valores não revelam as máximas e as mínimas absolutas mensais registradas no período analisado. No mês de maio de 1992 choveu aproximadamente 545,1 mm, que correspondeu a cerca de 24,17% da pluviosidade anual. Outros exemplos de meses com máximas absolutas foram julho de 1983 (510 mm) e novembro de 1982 (501,8 mm). De modo inverso, o mês mais seco foi agosto de 1999, quando choveu apenas 2,2 mm, mês que contribuiu com apenas 0,12% da pluviosidade anual. Os meses de abril de 1978 (2,4 mm) e maio de 1957 (4,4 mm) são outros exemplos de pluviosidade mínima mensal absoluta. Estes dados demonstram que há uma enorme variação pluviométrica ao longo do ano, mas também, ao longo da série histórica analisada, refletindo a dinâmica atmosférica e as modificações promovidas por fenômenos como *El Niño* e *La Niña* na circulação atmosférica.

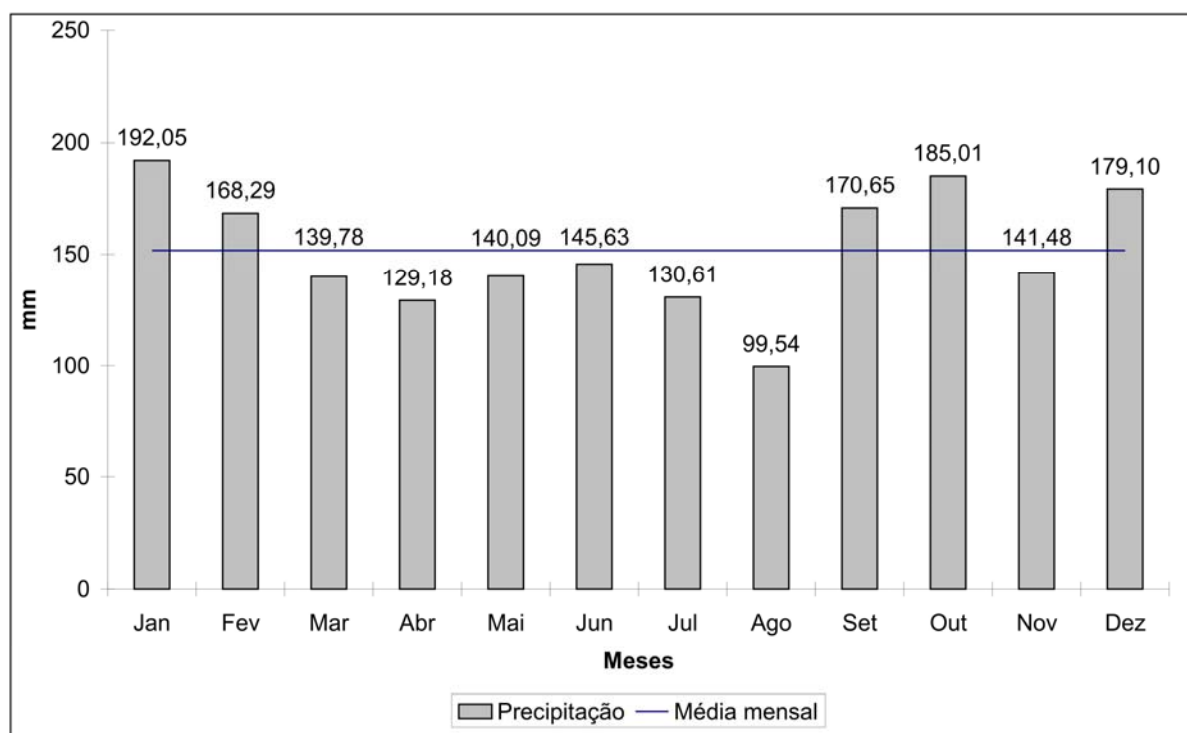


Figura 3: Precipitação média mensal (1954-2006).

Fonte: Suderhsa (2008). Dados trabalhados por Andrey Luis Binda (2008).

No que tange às chuvas excepcionais em 24 horas, ocorreram, no período estudado, 225 eventos acima de 50 mm. Desses eventos, cerca de 153 (68%) estiveram entre 50 e 70 mm, 56 (25%) variaram entre 70 e 90 mm, 9 (4%) alcançaram entre 90 e 120 mm e apenas 7 (3%) foram superiores a 120 mm. Considerando as chuvas máximas em 24 horas mensais, o evento excepcional ocorreu em 29 de maio de 1992, quando a precipitação foi de 184 mm, o que correspondeu a 8,16% da pluviosidade anual, em apenas um dia. Outros exemplos de chuvas máximas ocorreram em 2 de abril de 1998 (128,2 mm), em 3 de setembro de 1957 e em 20 de dezembro de 1958 (126,2 mm).

Entretanto, quando se verifica a distribuição mensal das precipitações acima de 50 mm (Figura 4), percebe-se, nitidamente, que o mês de outubro apresenta o maior número de ocorrências, com 30 eventos (13,33% do total), porém essas ocorrências estão caracterizadas por precipitações entre 50 a 90 mm. Embora o mês de maio seja apenas o quinto mês com maior número de ocorrências, com 20 eventos (8,88% do total), nesse mês ocorreram 4 (57,14% da classe) precipitações acima de 120 mm. De modo inverso, os meses de agosto (10 ocorrências – 4,44%) e março (13 ocorrências – 5,77%) obtiveram os menores números de ocorrências de precipitações acima de 50 mm, e ambos não tiveram nenhum evento acima de 90 mm.

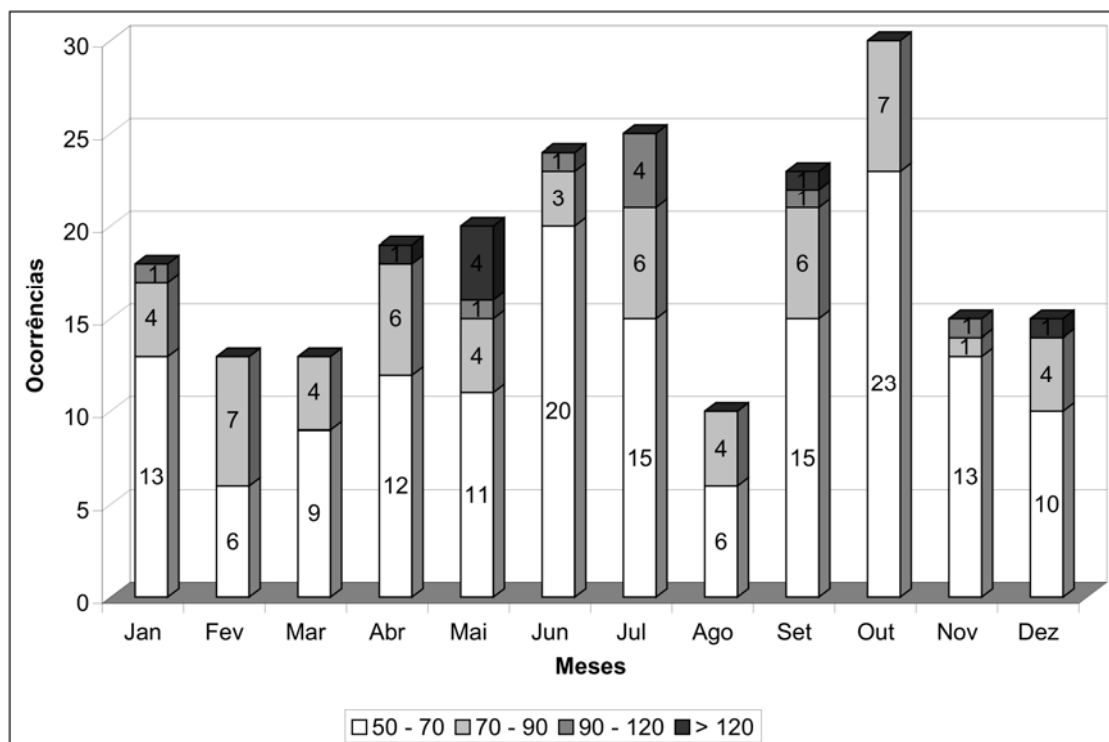


Figura 4: Distribuição mensal das precipitações acima de 50 mm.
 Fonte: SUDERHSA (2008). Dados trabalhados por Andrey Luis Binda (2008).

1.5. COBERTURA VEGETAL

Segundo Maack (1981), Guarapuava caracteriza-se por uma paisagem composta pela associação de campo limpo (Estepe-gramíneo-lenhosa) e capões e matas de galeria com florestas de araucárias (Floresta Ombrófila Mista). Para Behling & Pillar (2007), essa é uma característica do Sul do Brasil, onde é possível verificar um mosaico formado por campos e florestas de araucária. Conforme Ribeiro (1989 apud CAMARGO FILHO, 1997), essa conformação da paisagem é resultado de variações litoestruturais e de condições paleoclimáticas.

Para Maack (1981), os campos são relictos de um clima pretérito semi-árido, constituindo, portanto, uma formação mais antiga, sendo que a expansão da floresta de araucária ocorreu mais recentemente, depois do estabelecimento de um clima mais úmido (BEHLING & PILLAR, 2007). Behling & Pillar (2007) esclarecem esse fato, mencionando que durante o período glacial, no começo e metade do Holoceno, a vegetação campestre cobria extensas áreas. Isso se deve ao clima frio e seco/quente e seco durante esse período, onde se caracterizava uma estação seca com duração de três meses (BEHLING & PILLAR, 2007). Durante o Holoceno superior ocorreu, porém, a expansão da floresta de araucárias, que se iniciou a partir da migração de florestas de galerias, em reflexo à mudança para uma

condição climática mais úmida com curta ou ausência de estação seca, forçando a redução da área ocupada por campos (BEHLING & PILLAR, 2007).

A seguir serão descritas, de maneira geral, as formações florísticas de campo e da floresta de araucárias, pois elas são caracterizadas como as vegetações originais da Bacia do Rio das Pedras (LIMA, 1999) e, conseqüentemente, da bacia do Rio Guabiroba.

1.5.1. Campos (Estepe Gramíneo-Lenhosa)

A vegetação de campo (Estepe Gramíneo-Lenhosa) é composta, predominantemente, por gramíneas, com esparsos arbustos ocorrendo com isolados agrupamentos arbóreos (capões) às margens dos rios (Figura 5) (MAACK, 1981; RODERJAN et alii, 2001). Podem-se, porém, encontrar, compondo o cenário da vegetação campestre, diferentes formações florísticas, tais como: campo seco ou mesófilo (Estepe Mesófila), campo úmido ou higrófilo (Estepe Higrófila), capões (Floresta Ombrófila Mista Montana), matas de galeria (Floresta Ombrófila Mista Aluvial) e várzea (Formação Pioneira de Influência Flúvio-lacustre) (ZILLER, 2000).

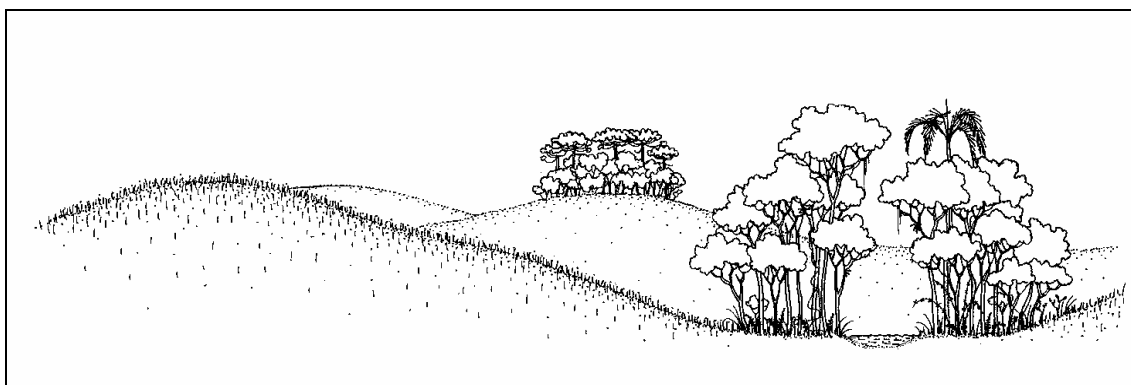


Figura 5: Paisagem campestre, destacando capões (ao fundo) e matas de galeria (direita).
Fonte: Roderjan et alii (2001).

Segundo Roderjan et alii (2001, p. 9), as espécies típicas dos campos são:

[...] Poaceae dos gêneros *Aristida*, *Paspalum*, *Andropogon*, *Eragrostis*, *Piptochaerium* e *Panicum*, além de Asteraceae, Apiaceae, Cyperaceae, Laminaceae, Verbenaceae, Polygaleceae, Amaranthaceae, Fabaceae, Mimosaceae, Asclepiadaceae, Ericaceae, Lobeliaceae, Malpighiaceae, Melastomataceae e Arecaceae, entre outras.

Para Maack (1981), a delimitação entre os campos e as matas é interessante, pois neles desenvolvem-se capões, que se caracterizam por vegetação de maior porte, cuja

associação é semelhante à da Floresta de Araucária. Seu desenvolvimento ocorre nas proximidades de depressões junto às nascentes, onde há maior concentração de água no solo.

1.5.2. Floresta de Araucárias (Floresta Ombrófila Mista)

A Floresta de Araucária (Floresta Ombrófila Mista) é encontrada, principalmente, em altitudes entre 800 e 1200 m, embora possam ser encontradas em altitudes superiores a essas (RODERJAN et alii, 2001). Segundo Leite (1994) e Reis (1995) (apud Roderjan et alii, 2001), considerando apenas a flora arbórea da Floresta de Araucária, há mais de 350 espécies, sendo que, no Estado do Paraná, ocorrem cerca de 200 espécies, com aproximadamente 40% de endemismo.

Segundo Kozera et alii (2006), a Floresta Ombrófila Mista é composta por quatro estratos (Figura 6): 1) dos indivíduos emergentes; 2) Arbóreo Superior; 3) Arbóreo Inferior; e 4) Arbustivo-Herbáceo. Para Roderjan et alii (2001), os pinheiros (*araucaria angustifolia*) formam um estrato contínuo que pode alcançar mais de 30 metros de altura, onde ocorrem espécies associadas, tais como:

[...] *Ocotea porosa* (Nees & C. Mart.) Barroso, *O. puberula* (Rich.) Nees, *O. pulchella* (Lauraceae), *Capsicodendron dinisii* (Schwacke) Occhioni (Canellaceae), *Gochnatia polymorpha* (Less.) Cabrera (Asteraceae), *Podocarpus lambertii* Klotzsch ex Eichler (Podocarpaceae), *Ilex paraguariensis*, *Cedrela fissilis*, *Campomanesia xanthocarpa* O. Berg (Myrtaceae), *Matayba elaeagnoides* Radlk. (Sapindaceae), *Sloanea lasiocoma* K. Schum. (Elaeocarpaceae), *Luehea divaricata* Mart. (Tiliaceae), *Mimosa scabrella* Benth. (Mimosaceae), *Dalbergia brasiliensis* Vogel (Fabaceae), *Jacaranda puberula* Cham. e *Tabebuia alba* (Cham.) Sandwith (Bignoniaceae) (Galvão, Roderjan e Kuniyoshi, 1993). (RODERJAN et alii, 2001, p. 6).

No estrato inferior são comuns:

[...] representantes de Myrtaceae, notadamente dos gêneros *Myrcia*, *Eugenia*, *Calypttranthes* e *Gomidesia*, acompanhados de Flacourtiaceae (*Casearia* e *Xylosma*), Sapindaceae (*Allophylus* e *Cupania*), Rutaceae, Symplocaceae e Aquifoliaceae. Fetos arborescentes (*Dicksonia* e *Cyathea*) e gramíneas cespitosas (*Chusquea* e *Merostachys*) são freqüentes. (RODERJAN et alii, 2001, p. 6).

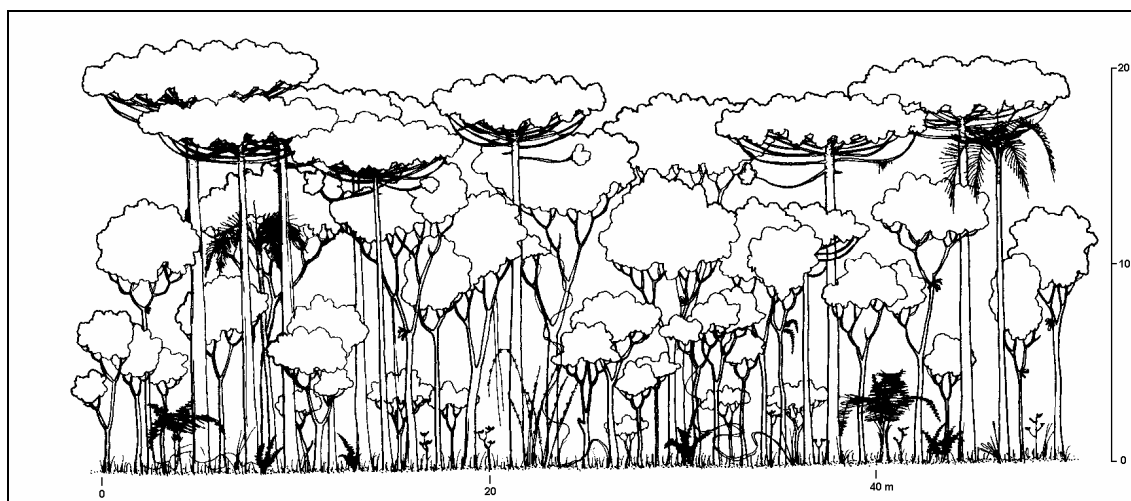


Figura 6: Estratificação da vegetação em Floresta de Araucárias.

Fonte: Roderjan et alii (2001).

As florestas ripárias, dentro da mata de araucárias, podem ser chamadas de Floresta Ombrófila Mista Aluvial (ZILLER, 2000; RODERJAN et alii, 2001). Para Roderjan et alii (2001, p. 7), a:

[...] *Sebastiania commersoniana* (B.) L. B. Smith & R. J. Downs (Euphorbiaceae) é a espécie mais característica, até associações mais complexas, em que *Araucaria angustifolia* tem participação expressiva na fisionomia. Destacam-se também no dossel dessa formação *Schinus terebinthifolius* Raddi (Anacardiaceae), *Allophylus edulis* (A. St.-Hil., Cambess. & A. Juss.) Radlk. (Sapindaceae), *Blepharocalyx salicifolius* (Kunth) O. Berg (Myrtaceae) e *Vitex megapotamica* (Spreng.) Moldenke (Verbenaceae), sendo menos frequentes *Luehea divaricata*, *Syagrus romanzoffiana*, *Erithryna crista-galli* L. (Fabaceae) e *Salix humboldtiana* Wild. (Salicaceae). São comuns nos estratos inferiores *Myrciaria tenella* (DC.) O. Berg, *Myrceugena euosma* (O. Berg) D. Legrand, *Calyptanthus concinna* DC. (Myrtaceae), *Daphnopsis racemosa* Griseb. (Thymelaeaceae) e *Psychotria carthagenensis* Jacq. (Rubiaceae)”

Cordeiro & Rodrigues (2007), estudando remanescente de Floresta Ombrófila Mista em Guarapuava (Parque Municipal das Araucárias), identificaram a estruturação da floresta em três estratos de altura: o inferior (até 5,99 m), o médio (entre 6,0 e 10,99 m) e o superior (maior que 11 m). Os autores identificaram as cinco espécies mais importantes no remanescente: *Araucaria angustifolia*, *Campomanesia xanthocarpa*, *Casearia decandra*, *Capsicodendron dinisii* e *Allophylus edulis*. Dos 447 indivíduos amostrados, 89,9% tinham um diâmetro acima do peito (DAP) entre 4,8 a 29,7 cm, sendo a *Araucaria angustifolia* a espécie com os maiores diâmetros (próximo a 114,7 cm). Do total, cerca de 33,78% pertencem ao estrato inferior, 36,24% ao estrato médio e 29,97% ao superior, sendo o menor

indivíduo um exemplar de *Dicksonia sellowiana* (com 1,3 m) e o maior, um exemplar de *Araucaria angustifolia* (com 32 m de altura). A altura média era de 9,28 m.

1.6. USO DO SOLO

A vegetação natural, formada por campos e Floresta de Araucária, foi sendo modificada com a ocupação humana em Guarapuava. Silva (2004), estudando a vegetação da Bacia do Rio das Pedras (da qual o Rio Guabiroba faz parte), menciona que a cobertura vegetal está muito alterada, não sendo possível identificar nenhum remanescente de uma mata de araucárias, sob condições originais. O que existe na bacia do Rio das Pedras é um mosaico com remanescentes florestais em diversos estágios sucessionais (SILVA, 2004), caracterizados como floresta secundária (CAMARGO FILHO, 1997; THOMAZ, 2005a).

Conforme Thomaz (2005a), o uso da terra na bacia do Rio Guabiroba é extremamente dinâmico, refletindo a utilização conforme o tipo de cultura e épocas do ano. Assim, são encontradas capoeiras em diferentes estágios, áreas sobre pousio e rotação de terras (THOMAZ, 2005a).

Na bacia do Rio Guabiroba, cerca de 59,5% da área é ocupada por capoeiras, 18% corresponde a pastagens e 14,8% compreendem florestas (LEITÃO, 1995 apud LIMA, 1999). Thomaz (2005a) realizou um mapeamento do uso do solo da bacia do Rio Guabiroba e estabeleceu que a agricultura mecanizada ocorre em 6,23%, capoeira e agricultura de subsistência cobrem cerca de 18,93%, pastagens e campos em regeneração compreendem 33,10% e a floresta secundária corresponde a 40,12% da área da bacia.

Entretanto, segundo Thomaz (2005b), a ocupação do Centro-Sul do Estado do Paraná e, conseqüentemente, da bacia do Rio Guabiroba, foi vinculada à exploração dos recursos naturais, por meio dos chamados “ciclos econômicos”: tropeirismo, erva-mate, madeira, exploração/sistema faxinal e agricultura comercial.

CAPÍTULO 2

DETRITOS LENHOSOS E CANAIS FLUVIAIS

2.1. DETRITOS LENHOSOS: CONCEITOS BÁSICOS

A expressão “detritos lenhosos” (*wood debris, organic debris*) é aplicada a todo material lenhoso ou florístico oriundo da vegetação ripária. Esta definição engloba, portanto, troncos, galhos, raízes e folhas que se acumulam dentro do canal fluvial (LINSTEAD & GURNELL, 1999; GURNELL et alii, 2002; WEBB & ERSKINE, 2003; WALLERSTEIN & THORNE, 2004).

Os detritos lenhosos podem ser subdivididos em: 1) pequenos detritos orgânicos (*fine organic debris*), que são formados, sobretudo, por folhas e pequenos galhos; 2) pequenos detritos lenhosos (*fine wood debris*), quando o material lenhoso (galhos, troncos e raízes) atinge comprimento superior a 0,5 m e diâmetro entre 0,03 a 0,1 m e 3) grandes detritos lenhosos (*large wood debris*), que corresponde aos elementos com comprimento superior a 0,5 m e diâmetro maior do que 0,1 m (GOMI et alii, 2003; LESTER et alii, 2006).

Os efeitos de grandes detritos lenhosos sobre a morfologia e sobre os processos fluviais podem variar desde insignificativos até quase o completo controle (KELLER & SWANSON, 1979; BROOKS et alii, 2003; DANIELS & RHOADS, 2003; HASCHENBURGER & RICE, 2004; DANIELS, 2006). Para Bevan (1948; 1949 apud KELLER & SWANSON, 1979), esses materiais podem ser considerados os maiores agentes modificadores da morfologia de canais florestados.

Já os pequenos detritos lenhosos, por suas dimensões, assumem papel secundário na modificação das características morfológico-hidráulicas dos cursos de água (LENZI et alii, 2006), pois são rapidamente movidos a jusante (BRAGG et alii, 2000), embora possam desempenhar importante função ecológica em pequenos canais (LESTER et alii, 2006).

Para Montgomery et alii (2003) e Montgomery & Piégay (2003), quando uma árvore da vegetação ripária cai dentro de um rio, ela pode permanecer intacta, constituindo, assim, um grande detrito lenhoso, ou, então, quebrar-se em peças menores, promovendo a formação de numerosos pequenos detritos lenhosos. Dessa maneira, dependendo do tamanho da árvore e do tamanho do canal, esse material pode permanecer estável próximo ao local de aporte, ou então ser transportado a jusante, podendo ser alojado contra uma das margens,

contra acumulação pré-existente, em topo de barras ou em planície de inundação, podendo ainda transitar pelo sistema fluvial e sair da bacia (MONTGOMERY et alii, 2003; MONTGOMERY & PIÉGAY, 2003). O transporte fluvial, segundo Benda & Sias (2003), exerce forças hidráulicas que fragmentam os troncos ou galhos com elevado grau de apodrecimento em peças menores e mais fáceis de serem transportadas.

No que tange ao modo de aporte de detritos lenhosos em canais fluviais, Downs & Simon (2001) descrevem três cenários: 1) rios com morfologia estável, onde a origem dos grandes detritos lenhosos depende da queda de árvores por ventos, fogo, inundação, deslizamento, neve e atividades de castores (dependendo do ambiente); 2) rios dinamicamente estáveis ou rios meandantes instáveis ou entrelaçados, em que o recrutamento é função da taxa de migração do canal, mais os fatores mencionados em 1; 3) rios dinamicamente instáveis, onde a largura é aumentada dependendo da alteração do regime hidrológico ou devido às rápidas mudanças no nível de base, que desestabiliza as margens, acrescentando os fatores mencionados em 1. A esses mecanismos de aporte podem-se acrescentar, ainda, os processos biológicos (taxas de mortalidade da floresta) (FETHERSTON et alii, 1995; BENDA & SIAS, 2003; MONTGOMERY et alii, 2003), exumação de troncos soterrados na planície de inundação, acumulações abandonadas e outros detritos lenhosos depositados em alúvio ou colúvio (BENDA & SIAS, 2003) e por ação antrópica (BINDA & LIMA, 2007a). Binda & Lima (2006, 2007b) reconheceram que os três principais mecanismos de aporte de detritos lenhosos no Rio das Pedras (Guarapuava-PR) são decorrentes de ventos durante tempestades, erosão das margens e de ordem antrópica.

Para Daniels (2006), o recrutamento de grandes detritos lenhosos representa a maior ligação entre ecossistemas terrestres e aquáticos. Entretanto, a probabilidade de recrutamento diminui com o crescente distanciamento do canal, sendo as árvores imediatamente adjacentes à maior reserva vital desses elementos (BRAGG et alii, 2000). Para Fetherston et alii (1995), entre 70% a 90% das taxas de recrutamento ocorrem dentro de uma faixa de 30 m em relação ao canal, sabendo que este valor pode variar de acordo com a espécie e a altura das árvores.

Esses materiais de origem vegetal podem ser encontrados no canal fluvial de forma isolada ou agrupados, formando acumulações (*log jam*) (Figura 7). No presente trabalho, utiliza-se a expressão “acumulação” para descrever o aglomerado de três ou mais peças de troncos e galhos (WOOSTER & HILTON, 2004). Abbe & Montgomery (2003), estudando a tipologia e a distribuição de detritos lenhosos sobre o Rio Queets (Washington, EUA), classificaram as acumulações em dez tipos (Tabela 1). A relação entre as

características do canal e os detritos lenhosos determina se a acumulação será considerada autóctone, alóctone ou mista.



Figura 7: Exemplo de acumulação de detritos lenhosos no Rio Guabiroba, Guarapuava (PR) (Vista a jusante).

Foto: Andrey Luis Binda (2007).

Há, no entanto, de ser evidenciado que, em uma acumulação, as peças de detritos lenhosos podem ser encontradas sob três formas, conforme a sua integridade e função estrutural: 1) membros-chave (*key-members*) – correspondem àquelas peças estáveis (troncos de grandes dimensões e dificilmente transportados), que iniciaram a formação da acumulação retendo outras peças menores; 2) membros-suportados (*racked members*) – são aquelas peças que se encontram alojadas contra uma obstrução do canal (matacão, membro-chave ou outros detritos); e 3) membros soltos (*loose members*) – que compreendem pequenos detritos lenhosos e/ou orgânicos que preenchem os espaços intersticiais da acumulação, mas adicionam pouca integridade física (LARSON et alii, 2001; COLLINS et alii, 2002; ABBE & MONTGOMERY, 2003; KRAFT & WARREN, 2003; MONTGOMERY et alii, 2003; LENZI et alii, 2006).

Dessa forma, a formação de uma acumulação de detritos lenhosos necessita, inicialmente, de um ou mais membros-chave que se encontrem estáveis no leito e promovam a retenção de detritos suportados, que, em outra ocasião, deveriam ter-se deslocado a jusante. Esses, por sua vez, promovem a retenção de detritos soltos e partículas de matéria orgânica. Assim, a deposição de um membro-chave estável inicia, não somente uma acumulação, mas uma sequência de mudanças, que afeta, sobremaneira, as características físicas e biológicas,

bem como a complexidade aquática e o ambiente ripário (BRAUDICK & GRANT, 2001; ABBE & MONTGOMERY, 2003; YOUNG et alii, 2006).

Tabela 1. Síntese da tipologia de acumulação de grandes detritos lenhosos.

Tipos	Subtipos	Características Gerais
Autóctone As peças-chave de detritos lenhosos permanecem no local onde caíram, ou seja, não sofreram transporte.	Detritos supridos pelas margens (<i>bank input</i>)	Os detritos lenhosos permanecem ancorados nas margens do canal.
	Detritos em degrau (<i>log step</i>)	Detritos formando degraus (quedas) no canal.
Alóctone Formadas por material que sofreu ou sofre transporte para a jusante, sobretudo durante picos de cheia.	Acumulações por fluxo de detritos/inundação (<i>debris-flow/flood jams</i>)	Caótica acumulação de origem catastrófica, com ausência ou raro aparecimento de membros-chave.
	Acumulações de margem (<i>bench jams</i>)	Membros-chave acumulados na margem do canal atuando na agradação das margens da planície de inundação.
	Acumulação em topo de barra (<i>bar apex jams</i>)	Membros-chave combinados com outros detritos suportados e sedimentos. Frequentemente associados ao desenvolvimento de uma barra ou ilha.
	Acumulação de Meandro (<i>meander jams</i>)	Acumulações que ocorrem na margem côncava de uma curva meândrica.
	Balsa de detritos (<i>log rafts</i>)	Presença de grandes acumulações de detritos lenhosos estáveis flutuando e bloqueando o canal.
	Detritos instáveis (<i>unstable debris</i>)	Acumulações que têm impacto insignificante sobre a morfologia do canal ou a rugosidade do leito e que são facilmente transportados nos eventos de cheia.
Mista As peças-chave são de origem autóctone, acompanhadas por material alóctone.	Acumulação de vale (<i>valley jams</i>)	A largura das acumulações excede a largura do canal
	Acumulação fluxo-defletora (<i>flow deflection jams</i>)	Membros-chave rotacionados e que desviam o fluxo hidráulico.

Fonte: Abbe & Montgomery (2003) modificada por Andrey Luis Binda (2007).

Sobre o grau de estabilidade, Abbe & Montgomery (2003) e Montgomery et alii (2003) consideram como “estáveis” aquelas peças improváveis de se mover durante uma vazão com o potencial de mobilizar o leito. São, portanto, peças que retêm adicionais detritos lenhosos e, principalmente, que afetam a morfologia do leito/canal e os processos fluviais.

Marcus et alii (2002) demonstraram que, após uma grande inundação, todos os detritos lenhosos moveram-se significativamente, com exceção daqueles troncos ancorados nas margens, ou em acumulações contendo mais do que 10 peças. Da mesma maneira, Piégay et alii (1999), Collins et alii (2002) e Daniels (2006) demonstraram que, na ausência de grandes estruturas, tais como membros-chave estáveis ou matacões, os detritos lenhosos menores tornam-se móveis durante altos fluxos.

Para Montgomery et alii (2003), as acumulações são estáveis quando possuem comprimento igual ou superior à largura do canal em nível de margens plenas (*bankfull discharge*) ou quando o diâmetro do tronco for superior à metade da profundidade do canal, considerando o mesmo nível. Swanson et alii (1984) demonstram, porém, que, durante altos fluxos, até mesmo peças com comprimento igual à largura do canal podem ser transportadas.

As peças de detritos lenhosos também tendem a ser estáveis, quando mais da metade de seu comprimento está fora da área do canal e, assim, uma menor extensão da peça é exposta ao fluxo (BRAUDRICK & GRANT, 2000). Os troncos com raízes são outro fator primordial para a estabilidade da acumulação, pois as raízes podem funcionar como “âncoras” que evitam o deslocamento e elevam a peça acima do leito, ficando menos vulnerável ao fluxo (BRAUDRICK & GRANT, 2000; BRAUDRICK & GRANT, 2001; ABBE & MONTGOMERY, 2003; GURNELL et alii, 2002; BENDA & SIAS, 2003; COMITI et alii, 2006; YOUNG et alii, 2006). Detritos lenhosos fixados firmemente às margens (WALLERSTEIN & THORNE, 2004) e espécies que se reproduzem por meio de raízes adventícias (GURNELL et alii, 2002) são outras formas que promovem a estabilidade desses elementos. As espécies de árvores também podem controlar a probabilidade de estabilidade dos detritos lenhosos (MONTGOMERY et alii, 2003).

Entretanto, nem todas as peças de detritos lenhosos são estáveis. O transporte e a fixação desses materiais dependem de fatores inerentes às *características físico-hidráulicas do canal*, tais como: largura, profundidade, velocidade, declividade, sinuosidade, rugosidade do leito e presença de estruturas dentro do canal (degraus, depressões, matacões e acumulações); e fatores referentes às *características dos detritos lenhosos*, como: suprimento (quantidade), diâmetro, comprimento, densidade do material, presença de raízes e ângulo relativo ao canal (BRAUDRICK & GRANT, 2000; BRAUDRICK & GRANT, 2001; GURNELL et alii, 2002; BENDA & SIAS, 2003; KRAFT & WARREN, 2003; MONTGOMERY et alii, 2003; BOCCHIOLA et alii, 2006).

Em relação aos mecanismos de transporte de detritos lenhosos, Braudrick & Grant (2001) e Bocchiola et alii (2006) mencionam, como principais, o deslizamento (*sliding*) e o

rolamento (*rolling*), que ocorrem próximos ao leito, e a flutuação (*buoyancy*), que ocorre quando a coluna de água é suficientemente profunda para fazer com que os materiais flutuem. Binda & Lima (2008), analisando a distribuição e a orientação de algumas peças de detritos lenhosos no Rio das Pedras (Guarapuava-PR), observara que as características do canal têm forte influência sobre os mecanismos de transporte. As peças tinham maior probabilidade de serem transportados por flutuação em trechos de canal aluvial confinado, ao passo que, em extensões com leito rochoso, o alargamento do canal permitia que grandes peças fossem transportadas por rolamento, o que, portanto, auxiliava na sua fragmentação.

Já a deposição de detritos lenhosos transportados pelo sistema fluvial depende, sobretudo, das características geomorfológicas do canal, embora possa ser limitada pela presença de acumulações de detritos lenhosos (BENDA & SIAS, 2003). Assim, os locais preferenciais para a retenção de detritos lenhosos em canais fluviais são: canais secundários que são suficientemente estreitos e análogos a pequenos canais; planície de inundação que pode reter e armazenar detritos lenhosos na forma de faixas laterais paralelas às margens do canal; a montante ou em abrigos formados por ilhas vegetadas; dentro da zona ativa do canal, sobre barras e em margens côncavas de meandros (PIÉGAY et alii, 1999; GURNELL et alii, 2000).

Conforme Abbe et alii (1993 apud BOCCHIOLA, 2006), os detritos tendem a ser depositados também quando a profundidade da água é inferior a aproximadamente metade do diâmetro da peça. Dessa forma, uma peça depositada em evento de determinadas condições de profundidade só irá mover-se mediante evento maior, que gere maior profundidade. Caso contrário, a peça ficará totalmente estável, ou apresentará insignificante deslocamento (BOCCHIOLA et alii, 2006).

Geralmente, a probabilidade de transporte de detritos lenhosos pode ser comparada com o tamanho do canal relativo ao tamanho da peça. Gurnell et alii (2002) propõem uma classificação do tamanho do canal baseado no tamanho das árvores da vegetação ripária: *canais pequenos*, para aqueles cuja largura é menor do que a metade do comprimento médio das árvores; *canais médios*, onde a largura é superior à metade do comprimento das árvores, e *canais grandes*, quando a largura do canal é superior ao comprimento total das árvores. Embora seja uma classificação um tanto quanto imprecisa, serve como indicativo da presença de acumulações.

Em canais pequenos há, normalmente, grande quantidade de detritos lenhosos, pois a taxa de aporte de detritos é superior à capacidade de transporte do canal. As peças de detritos ocorrem em orientações ao acaso, refletindo a posição de onde caíram. Em canais

médios e grandes, onde a madeira é mais facilmente transportada, as peças tornam-se muito pequenas quando comparadas com a largura do canal. Isso leva a uma redução da frequência, mas aumento do tamanho das acumulações estruturadas por processos fluviais (ZIMMERMAN et alii, 1967; SWANSON et alii, 1976; KELLER & SWANSON, 1979; FETHERSTON et alii, 1995; PIÉGAY & GURNELL, 1997; LINSTED & GURNELL, 1999; BRAGG et alii, 2000; GURNELL et alii, 2002; MARCUS et alii, 2002; KRAFT & WARREN, 2003; ABBE & MONTGOMERY et alii, 2003; MONTGOMERY et alii, 2003).

Nakamura & Swanson (1993 apud MARCUS et alii, 2002) afirmam que, em canais de primeira ordem, a importância dos detritos lenhosos torna-se limitada pelo tamanho das peças, que normalmente ultrapassam o canal completamente e, assim, não interagem com o fluxo. Dessa forma, esses elementos desempenham maior função em canais de tamanho moderado, onde podem ser encontrados sobre o fundo do canal, afetando o fluxo e promovendo erosão e/ou deposição.

Detritos lenhosos dentro de canais fluviais podem catalisar alterações geomorfológicas em três escalas fundamentais: 1) na unidade do canal, por meio da formação de barras, depressões e promovendo o alargamento do canal; 2) no trecho do canal, influenciando a distância entre depressões, a rugosidade hidráulica, a competência do canal, o tamanho do material superficial do leito e, portanto, o tipo do canal; e 3) no segmento do vale, com a formação de extensos depósitos de sedimentos e detritos que elevam a superfície do leito (ABBE & MONTGOMERY, 2003; MONTGOMERY et alii, 2003).

O efeito geomorfológico de detritos lenhosos em canais fluviais surge, portanto, de grandes e estáveis peças que catalisam mudanças na hidráulica local do canal. Essas mudanças são refletidas na rota e no armazenamento de detritos lenhosos e de sedimentos, promovendo a formação de barras e depressões, bem como a alteração das taxas de migração do canal. Assim, podem causar alterações drásticas na morfologia do canal e na interação canal-planície de inundação (MONTGOMERY et alii, 2003).

2.2. DETRITOS LENHOSOS E HIDRÁULICA DE CANAIS

Uma vez recrutados, a primeira influência que os grandes detritos lenhosos exercem sobre os processos fluviais é na hidráulica do canal (LINSTEAD & GURNELL, 1999). O efeito hidráulico, entretanto, não ocorre unicamente na presença de grandes acumulações, mas também de peças únicas de grandes detritos lenhosos (GURNELL et alii, 2002), que se encontrem estáveis no leito.

Detritos lenhosos podem, portanto, significar importante fonte de rugosidade ao canal, aumentando a resistência ao fluxo e, conseqüentemente, as propriedades e a morfologia em escalas local e segmento do canal (LINSTEAD & GURNELL, 1999; BAILLIE & DAVIES, 2002; HYGELUND & MANGA, 2003; WALLESTEIN & THORNE, 2004). As acumulações constituem, assim, elemento grosseiro dentro do canal, alterando a distribuição espacial, variabilidade, alcance e valores médios da profundidade do fluxo e a velocidade da corrente, promovendo o aumento considerável da diversidade hidráulica dentro do canal (LINSTEAD & GURNELL, 1999).

Entretanto, a contribuição para a resistência do fluxo promovida pelos detritos lenhosos depende de algumas variáveis, tais como: a condição hidráulica do canal e as características geométricas das peças, sobretudo a densidade e o tamanho dos materiais lenhosos em relação à profundidade do canal (MANGA & KIRCHNER, 2000). Esta última é de suma importância, pois a resistência ao fluxo originada por esses elementos tende a diminuir em função do aumento da descarga, quando os materiais se tornam pequenos em relação à profundidade (FARIA, 2000; CURRAN & WOHL, 2003; FAUSTINI & JONES, 2003).

Os grandes detritos lenhosos podem provocar a formação de degraus no canal, gerando um perfil longitudinal estruturado de forma escalonada (FAUSTINI & JONES, 2003; GOMI et alii, 2003; WEBB & ERSKINE, 2003), degraus que irão ser fundamentais para a dissipação de energia (SWANSON et alii, 1976; KELLER & SWANSON, 1979; CURRAN & WOHL, 2003). Para Assani & Petit (1995), degraus de detritos podem dissipar mais da metade da energia do canal. Isso ocorre porque até mesmo quando a cobertura de detritos lenhosos corresponde a menos do que 2% do leito do canal, eles fornecem aproximadamente a metade da resistência total do fluxo (MANGA & KIRCHNER, 2000).

Embora os degraus de detritos lenhosos ocupem uma pequena porcentagem do comprimento do canal, seus efeitos sobre o segmento do canal são consideráveis (KELLER & SWANSON, 1979).

Faustini & Jones (2003) demonstraram que os detritos lenhosos podem formar degraus no canal que variam de 1 a 2,5 m de altura, bem como a criação de segmentos de baixo gradiente, variando de uma a três vezes a largura do canal a montante das represas. Thompson (1995) mostra que esses degraus representam cerca de 14% da queda vertical em um trecho no rio Tiger Brook (Vermont) e é responsável também pela redução do gradiente do canal entre degraus. Gurnell et alii (2002) também evidencia esse efeito no perfil da

superfície da água, chamando a atenção para o fato de que os efeitos em pequenos rios são para aumentar a complexidade do fluxo e retenção de água.

Segundo Keller & Swanson (1979), entre 30% a 80% das quedas formadas em pequenos canais do oeste de Oregon (EUA) são influenciadas por detritos lenhosos. Swanson et alii (1976) afirmam que esses materiais foram responsáveis por aproximadamente 50% das quedas num trecho do Arroio Mack (EUA). A Figura 8 mostra um exemplo de degrau de detrito no Rio Guabiroba (Guarapuava, PR), onde é possível ver o efeito do represamento e diminuição do gradiente hidráulico a montante da obstrução.



Figura 8: Degrau de detrito e represamento no Rio Guabiroba, Guarapuava, PR.
(Vista a montante).

Foto: Andrey Luis Binda (2008).

O efeito do represamento e a consequente redução do gradiente do canal permitem que sejam criadas zonas de baixa velocidade imediatamente a montante de grandes detritos lenhosos (FETHERSTON et alii, 1995). Esse fato é comprovado pelas pesquisas de Wright & Flecker (2004), que perceberam que a velocidade média era mais baixa em depressões com detritos lenhosos do que em depressões sem detritos.

Daniels & Rhoads (2003) demonstraram também que uma acumulação pode influenciar decisivamente o fluxo tridimensional em curvas meândricas, sobretudo na posição do núcleo de maior velocidade. Em curvas de meandros desobstruídas, o núcleo de alta velocidade está situado, frequentemente, próximo à margem côncava (LEOPOLD et alii, 1964; CHRISTOFOLETTI, 1981; SUGUIO & BIGARELLA, 1990). Isso resulta em uma

zona de alta tensão de cisalhamento próximo ao leito, capaz de mobilizar sedimentos e de erodir essa margem. Entretanto, no estudo de Daniels & Rhoads (2003), os vetores de maior fluxo, ao aproximarem-se da obstrução, eram dirigidos fortemente em direção à margem convexa, formando uma zona de fluxo estagnado a montante da acumulação e próximo à margem côncava (DANIELS & RHOADS, 2003).

Outra alteração importante oriunda da influência de detritos lenhosos sobre a hidráulica do canal é na redução da tensão de cisalhamento (ZIMMERMAN et alii, 1967; FAUSTINI & JONES, 2003; MONTGOMERY et alii, 2003; HASCHENBURGER & RICE, 2004). Assim, a energia necessária para movimentar as cargas de leito é maior em sistemas com acumulações. Essa condição é alcançada somente nos estágios de altas descargas (ASSANI & PETIT, 1995).

Assani & Petit (1995) realizaram levantamentos texturais em sedimentos de fundo acumulados na presença e após a retirada de detritos lenhosos. Obtiveram como resultado o aumento do D_{50} , que passou de 9,7 mm na presença da acumulação para 12,5 mm após a retirada das acumulações. Essa diferença também foi observada no D_{90} , que passou de 32 para 66 mm, respectivamente. Isso demonstra que a presença de acumulações inibe o início do movimento e transporte do material do leito, reduzindo a quantidade de material transportado (ASSANI & PETIT, 1995).

Brooks et alii (2003) também notaram a alteração do D_{50} comparando sedimentos dos paleocanais da planície de inundação com sedimentos do atual canal do Rio Cann (Austrália), livre de acumulações. Os autores obtiveram um aumento de 0,59 para 1,27 mm, respectivamente, demonstrando a transição de um sistema passado, dominado por areia, para um sistema atual, representado por cascalhos.

Segundo Manga & Kirchner (2000), Bunte & Abt (2001) e Montgomery et alii (2003), acumulações de detritos lenhosos podem promover a mudança na tensão de cisalhamento, resultando no armazenamento de sedimentos e na variação da distribuição textural do material de leito no trecho do canal. Para Haschenburger & Rice (2004), os depósitos formados pela retenção de sedimentos vinculados a esses elementos são geralmente de natureza fina, dominados por frações mais móveis do leito, devido ao fato de esses calibres serem entregues em maior quantidade.

Em síntese, pode-se dizer que o efeito hidráulico de detritos lenhosos conduz a uma mudança nas taxas de erosão, de transporte, de distribuição e de deposição de sedimentos. Essas mudanças resultam no aumento da diversidade do tamanho de sedimentos do substrato, em alta retenção de sedimentos dentro do sistema do canal e um aumento na

frequência de unidades soleira-depressão (LINSTED & GURNELL, 1999), temas que são tratados no próximo item.

2.3. DETRITOS LENHOSOS E RETENÇÃO DE SEDIMENTOS E MATÉRIA ORGÂNICA

Acumulações de detritos lenhosos têm sido vistas como estruturas eficazes para a retenção e para o armazenamento de sedimentos ao longo do sistema fluvial (BAILLIE & DAVIES, 2002; GURNELL et alii, 2002; DANIELS, 2006). Isso ocorre devido à possibilidade de esses materiais criarem níveis de base local (KLEIN et alii, 1987 apud THOMPSON, 1995; FERNANDEZ, 2004), onde a baixa tensão de cisalhamento permite que haja a deposição e o armazenamento de sedimentos (FETHERSTON et alii, 1995; DANIELS, 2006). Essas obstruções tendem, portanto, a diminuir a probabilidade e a distância média de transporte das partículas do leito durante altos fluxos (FAUSTINI & JONES, 2003).

A deposição e a consequente agradação de sedimentos a montante de acumulações, pode resultar na flutuação vertical do leito, que, em alguns casos, excede o nível de margens plenas (COLLINS et alii, 2002; BRUMMER et alii, 2006; MONTGOMERY & ABBE, 2006). Para Montgomery et alii (2003), canais com alto suprimento de grandes e estáveis peças de detritos lenhosos podem experimentar substancial variabilidade vertical do leito, independente de fatores externos, tais como: mudanças climáticas, variações temporais no suprimento de sedimento ou atividades tectônicas.

Montgomery & Abbe (2006) documentaram a agradação de 1,5 m/ano sobre o canal principal do Rio Queets (EUA) e, em dois trechos, a sedimentação associada a acumulações estáveis promoveu a redução do gradiente do canal de 0,031 para 0,0008 e de 0,011 para 0,0006 m/m, ao longo de dois perfis longitudinais levantados num trecho de 500 m.

Fetherston et alii (1995) afirmam que grandes detritos lenhosos chegam a armazenar 87% dos sedimentos em um canal em Nova Hampshire e em média 47% em sete pequenos canais de Idaho (EUA). Marston (1982 apud ASSANI & PETIT, 1995) demonstrou que a quantidade de sedimento armazenado em trechos com acumulações era maior do que 120% da média anual de descarga de sedimentos do sistema. Entretanto, a frequência com que os grandes detritos lenhosos formam locais de deposição e a proporção do canal coberto por sedimento diminui com o aumento do canal (FETHERSTON et alii, 1995), quando as acumulações se tornam pequenas.

Esse processo de retenção de sedimentos, vinculado às acumulações de detritos lenhosos, pode levar para o completo soterramento da obstrução. Webb & Erskine (2003), estudando um trecho do Arroio Tonghi (Austrália), encontraram grandes detritos lenhosos soterrados no leito a uma profundidade maior do que 2,3 m. Strom (1962 apud WEBB & ERSKINE, 2003) evidenciou que, após a remoção de uma série de acumulações, a erosão do leito havia exposto outra camada de detritos lenhosos, outrora soterrada. Isso demonstra a competência de acumulações, como estruturas eficazes na retenção de sedimentos dentro de canais. Brooks et alii (2003) também evidenciam que cerca de 32% dos 2 m superiores do leito do Rio Thurra (Austrália) compreendem detritos lenhosos soterrados.

Essa substancial quantidade de madeira pode ser soterrada nos sedimentos da planície de inundação e coberta pela vegetação, onde pode persistir por centenas de anos sobre condições aeróbicas (ABBE & MONTGOMERY, 2003; MONTGOMERY et alii, 2003; MONTGOMERY & ABBE, 2006). A erosão do leito pode exumar os detritos soterrados (SWANSON et alii, 1976; GURNELL et alii, 2002; ABBE & MONTGOMERY et alii, 2003) e expor peças com idade superior da vegetação ripária atual (DAHLSTRÖM et alii, 2005; MONTGOMERY & ABBE, 2006).

Larson et alii (2001), mediante a experimental adição de estruturas de detritos lenhosos em um canal urbano, perceberam que essas estruturas adicionais foram capazes de armazenar aproximadamente 1/3 dos sedimentos depositados pelo canal. De modo semelhante, Brooks et alii (2006) sugerem, com seus experimentos, que extensões do canal contendo abundante quantidade desses elementos são fundamentais para a retenção de sedimentos e, portanto, importantes para estudos acerca da evolução de canais.

Em relação à retenção de matéria orgânica, Daniels (2006) demonstrou que sua concentração era mais alta nas proximidades de acumulações de detritos lenhosos, sobretudo onde a velocidade do fluxo e a tensão de cisalhamento são significativamente reduzidos. A autora ressalta ainda o fato de os próprios materiais funcionarem como fonte de matéria orgânica, por meio de suas taxas de apodrecimento. Enfatiza ainda que, após a remoção das acumulações, a quantidade de matéria orgânica contida nos sedimentos de fundo reduziu cerca de 33% após um ano.

Acumulações de detritos lenhosos podem, com a retenção de sedimentos da carga de leito, forçar morfologias aluviais em extensões de leito rochoso, sobretudo em canais planálticos (GOMI et alii, 2003; MONTGOMERY et alii, 2003; BRUMMER et alii, 2006). Assim, esses materiais podem criar canais aluviais onde a alta tensão de cisalhamento do leito

e o baixo suprimento de sedimentos deveriam ser esperados para criar canais rochosos (FAUSTINI & JONES, 2003; HASCHENBURGER & RICE, 2004).

Massong & Montgomery (2000) descrevem que, no Rio Willapa (EUA), 80% dos canais previstos para serem rochosos tinham morfologias aluviais, enquanto quase metade daqueles previstos para serem aluviais apresentavam-se rochosos. Nesse sentido, a expressão aluvial forçada (*forced alluvial*) é empregada para aqueles trechos do canal cujas acumulações ou grandes detritos lenhosos forçam a deposição de sedimentos, de modo a criar morfologias aluviais onde deveria ser rochosa (Figura 9) (MASSONG & MONTGOMERY, 2000). De modo inverso, essas acumulações podem também levar para a formação de trechos rochosos forçados (*forced bedrock*), sobretudo imediatamente a jusante dessas acumulações, devido à escavação do leito promovido por esses degraus de detritos (MASSONG & MONTGOMERY, 2000).

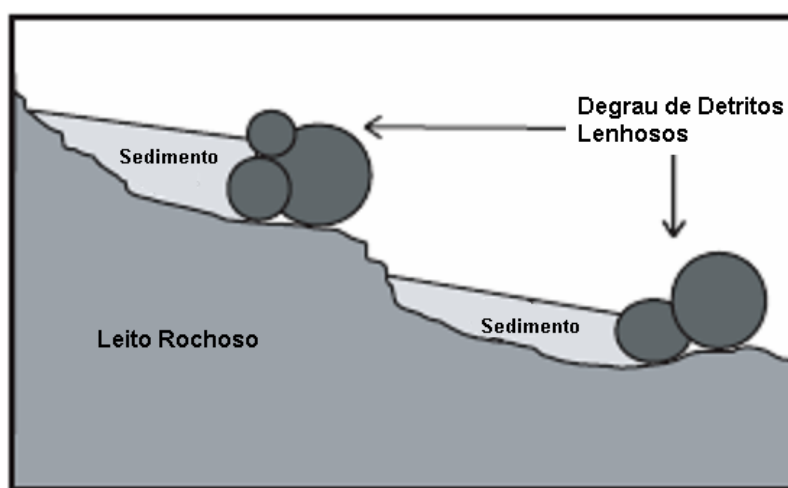


Figura 9: Formação de trechos com cobertura aluvial forçada.
Fonte: Massong & Montgomery (2000) modificada por Andrey Luis Binda (2007).

Massong & Montgomery (2000) encontraram uma série de acumulações que forçaram a formação de trecho aluvial a montante e rochoso a jusante. Observaram também que, após a remoção dessas acumulações, a extensão aluvial converteu-se rapidamente em rochosa, enquanto a extensão a jusante transformou-se em uma morfologia mista aluvial-rochosa (*mixed alluvial-bedrock*). Essa conversão, segundo os autores, ocorreu em menos de um ano após a remoção, o que demonstra o potencial para uma resposta rápida a perturbações locais e a influência de detritos lenhosos sobre a morfologia forçada do canal.

Detritos lenhosos forçam ainda a escavação de depressões pelo fluxo (BAILLIE & DAVIES, 2002; KAIL, 2003; MONTGOMERY et alii, 2003). Zelt & Wohl (2004) empregam o termo “depressões forçadas” (*forced pools*) para descrever depressões formadas

por obstruções existentes dentro do canal. Os detritos lenhosos podem ainda exercer controle sobre a distância e a frequência de depressões e de barras em rios com leito de cascalho (MONTGOMERY et alii, 2003). No geral, a frequência de depressões aumenta com a frequência desses elementos no canal (GURNELL et alii, 2002).

Collins et alii (2002) estudaram a distribuição e a morfologia de depressões em três distintos rios, sendo dois deles intensamente alterados e outro com características semelhantes à pré-colonização europeia. Os autores demonstraram que cerca de 61% das depressões no canal natural eram formada por detritos lenhosos, ao passo que esses detritos eram responsáveis por apenas 12% e 6% nos outros dois canais.

Baillie & Davies (2002) estudaram a distribuição e a influência de detritos lenhosos em dois canais, um drenando floresta nativa e o outro, área de silvicultura (*pinus*). Os autores notaram que esses elementos em canais nativos geravam mais depressões do que canais circundados por silvicultura. Perceberam também que, em ambos os canais, com exceção de uma depressão, todas as demais eram formadas por peças que se encontravam parcialmente soterradas no leito e alinhadas perpendicularmente ou obliquamente ao fluxo do canal.

Deve-se enfatizar que depressões originadas por detritos lenhosos são formadas pela erosão acima, abaixo, ao redor ou ao lado de acumulações (ou peças únicas), ou pelo efeito de represamento da água a montante de degraus de detritos (WEBB & ERSIKINE, 2003). Para Swanson et alii (1976), as depressões mais profundas são desenvolvidas em quedas ou em áreas de fluxo convergente abaixo das obstruções.

Linstead & Gurnell (1999) mostram que degraus de detritos podem formar dois tipos de depressões, sendo por quedas ou por represamento. A primeira é formada pela escavação promovida imediatamente a jusante do degrau. A segunda é originada a montante do degrau e constitui locais importantes para a retenção de sedimentos e material orgânico, atenuando sua transferência a jusante (THOMPSON, 1995).

Com o tempo, as depressões por represamento podem ser colmatadas por sedimentos, reduzindo a declividade do leito e dando lugar a uma soleira (Linstead & GURNELL, 1999; FERNANDEZ, 2004; MONTGOMERY & ABBE, 2006). Thompson (1995) chama a atenção para o fato de que depressões por represamento fornecem locais apropriados para a deposição de sedimentos finos, enquanto que depressões por queda, sobretudo por meio de eventos de alta magnitude, permitem a remoção seletiva e engrossamento do leito a jusante do obstáculo.

Digno de nota é o fato de depressões formadas por detritos lenhosos serem comumente mais profundas do que aquelas criadas por outros processos (COLLINS et alii, 2002). Esse fato é também mencionado por Fernandez (2004), que, ao comparar soleiras (*riffles*) e depressões (*pools*) formadas pela variação temporal da tensão de cisalhamento, com aquelas formadas por materiais lenhosos, percebeu que as últimas apresentavam profundidades extremas, ou seja, as soleiras eram mais rasas e as depressões mais profundas.

Soleiras e depressões são elementos geomorfológicos fundamentais de canais fluviais e resultam da erosão, de transporte e de armazenamento de sedimentos no leito e, portanto, contribuem para uma maior diversidade de *habitat* físico dentro do canal. A distância entre soleiras e depressões ao longo de um rio varia normalmente entre 5 a 7 larguras do canal (LEOPOLD et alii, 1964), porém distâncias menores podem ocorrer na presença de detritos lenhosos (MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997; LINSTED & GURNELL, 1999; LOFTHOUSE & ROBERT, 2008).

Webb & Erskine (2003) afirmaram que os detritos lenhosos hidraulicamente rearranjados no trecho estudado no Arroio Tonghi (Austrália) estruturaram as distâncias entre depressões para ocorrerem entre 0,8 larguras do canal. Thompson (1995) relatou que unidades soleira-depressão (*riffle-pools*) imediatamente a montante e a jusante de acumulações podem ser 55% mais próximas do que a média de distância normal. Dessa forma, grandes detritos lenhosos podem ser importantes na fixação de soleiras e na criação de profundas depressões dentro de um canal (LISLE, 1987 apud THOMPSON, 1995).

Brooks et alii (2003), estudando dois rios australianos, um alterado (Rio Cann) e outro em condições naturais (Rio Thurra), demonstraram que a ausência de elementos grosseiros dentro do canal do Rio Cann levou a uma homogeneização do leito, enquanto o Rio Thurra, na presença de acumulações, mostrava soleiras e depressões com variação vertical acima de 2 m na elevação do leito a curtas distâncias. Deve-se enfatizar que o objetivo dos autores era comparar dois rios que, sob condições naturais, deveriam ser semelhantes. A ação antrópica conduziu, porém, a intensas modificações fluviais, inclusive à prática de remoção de detritos lenhosos.

Brooks et alii (2006) demonstraram também que a adição de detritos lenhosos em canais degradados levou à tendência de aumento de barras e de depressões. Abbe & Montgomery (2003) enfatizam que acumulações do tipo fluxo-defletoras podem gerar grandes depressões a montante do obstáculo, ao passo que a jusante podem ser formadas extensas barras.

Em canais meandrantos, ou em trechos sinuosos de baixo gradiente, o local preferencial para a retenção de sedimentos é primeiramente em barras no centro do canal a jusante de acumulações (KELLER & SWANSON, 1979; HASCHENBURGER & RICE, 2004; DANIELS, 2006).

Dessa forma, extensões contendo detritos lenhosos induzem maior disponibilidade, diversidade e complexidade de *habitat* físicos do que rios sem a presença dos mesmos (PIÉGAY & GURNELL, 1997; Linstead & GURNELL, 1999; DOWNS & SIMON, 2001; MONTGOMERY & PIÉGAY, 2003; LIMA & ZAKIA, 2004). Isso ocorre porque esses materiais exaltam a produtividade e a diversidade biológica, por criarem refúgios, fornecerem nutrientes ao canal, regularem o fluxo, aumentarem a variabilidade de profundidade e a qualidade da água (BRAUDRICK & GRANT, 2001; DANIELS, 2006; LESTER et alii, 2006).

Segundo Linstead & Gurnell (1999), depressões por queda e represamento, formadas por degraus de detritos, fornecem refúgios importantes para a fauna aquática durante baixos fluxos. Gurnell et alii (2002) adicionam ainda que *habitat* criados na presença de detritos lenhosos podem constituir refúgios para a biota durante episódios de poluição ou altos fluxos, tão bem quanto para a desova e a migração de peixes (BORG et alii, 2007).

Piégay et alii (1999) afirmam que até mesmo em sistemas com instáveis acumulações a abundância de peixes é significativamente maior em *habitat* formados junto aos detritos lenhosos. Wright & Flecker (2004) demonstraram que depressões contendo esses elementos apresentavam maior número de indivíduos e mais espécies de peixes do que depressões sem madeiras. Além do mais, quando os autores adicionaram troncos nas depressões, ocorreu um aumento na abundância e na riqueza de espécies.

Dessa forma, detritos lenhosos são fundamentais na geração de unidades soleira-depressão, constituindo *habitat* físicos imprescindíveis para a manutenção de ecossistemas aquáticos (FERNANDEZ, 2004).

2.4. DETRITOS LENHOSOS E MORFOLOGIA DE CANAIS FLUVIAIS

Acumulações de detritos lenhosos podem influenciar decisivamente a morfologia do canal, induzindo processos de migração, formação de canais secundários, geração de ilhas, formação de planícies de inundação e terraços, nos mais variados ambientes fluviais (BROOKS et alii, 2003; O'CONNOR et alii, 2003; MONTGOMERY et alii, 2003;

MONTGOMERY & ABBE, 2006), além de desempenharem uma função fundamental na manutenção da agradação de planícies de inundação (BROOKS et alii, 2003).

Segundo Jeffries et alii (2003) e Montgomery & Abbe (2006), as planícies de inundação são formadas em virtude da migração do canal que permite a acreção lateral pela carga de leito, e/ou pela acreção vertical de grãos finos durante fluxos sobre a margem. Em ambos os processos, os detritos lenhosos influenciam na retenção de sedimentos (ZIMMERMAN et alii, 1967; SWANSON et alii, 1976; DOWNS & SIMON, 2001; JEFFRIES et alii, 2003).

O desvio do fluxo e a migração do canal podem ocorrer, portanto, mais frequentemente em canais com grande abundância de detritos lenhosos do que naqueles onde eles são escassos. O processo de migração do canal ocorre devido à intensa sedimentação a montante da obstrução, forçando a migração lateral do canal (BRUMMER et alii, 2006), ou quando as acumulações (fluxo-defletora) direcionam o fluxo contra uma margem (O'CONNOR et alii, 2003).

Segundo Brummer et alii (2006) e Montgomery & Abbe (2006), essa sedimentação a montante de acumulações pode fazer com que a agradação exceda a altura da margem. Dessa forma, detritos lenhosos podem formar feições topográficas num nível acima da cota da planície de inundação e, portanto, serem inundadas menos frequentemente do que as planícies (MONTGOMERY & ABBE, 2006).

Como decorrência da migração, pode ocorrer um aumento na taxa de aporte de sedimentos e de recrutamento de novas peças, que passam a formar novas acumulações, que mantêm o canal em processo contínuo de migração (THOMPSON, 1995; BENDA & SIAI, 2003; ABBE & MONTGOMERY, 2003; O'CONNOR et alii, 2003).

Luzi (2000 apud BRUMMER et alii, 2006) documentou que, quatro anos depois da formação de uma acumulação, o leito tinha agradado cerca de 1,5 m, elevando barras de cascalhos acima do nível das margens. Três anos depois, a contínua sedimentação forçou o canal a migrar lateralmente. Após quinze anos, a acumulação rompeu e o canal voltou ao alinhamento pré-acumulação. O'Connor et alii (2003) também enfatizam que o crescimento de barras e a migração do canal causada por acumulações no Rio Queets e Nisqually (Estados Unidos) retrabalham a planície de inundação a cada 300-500 anos.

Acumulações de detritos lenhosos podem influenciar a largura do canal por promover localizada erosão e, conseqüentemente, alargamento da seção transversal (ZIMMERMAN et alii, 1967; THOMPSON, 1995; MONTGOMERY et alii, 2003; LENZI et alii, 2006). Keller & Swanson (1979), estudando uma série de seções transversais,

documentaram a migração em aproximadamente duas larguras do canal, decorrente de apenas uma única árvore caída dentro do rio.

Haschenburger & Rice (2004) mencionam que uma acumulação de detritos lenhosos promoveu a deflexão do fluxo e consequente mudança lateral do canal, concomitante ao crescimento de uma barra de cascalho imediatamente a jusante da obstrução. Para Abbe & Montgomery (2003), acumulações do tipo fluxo-defletora são abandonadas depois de 5 a 15 anos quando o canal ativo migra.

Swanson et alii (1976) e Abbe & Montgomery (2003) afirmam que acumulações de detritos lenhosos podem forçar a migração e consequente soterramento das peças, formando novos segmentos da planície de inundação. Esses segmentos podem perdurar por longos períodos até o retrabalhamento dos depósitos (COLLINS et alii, 2002), o que demonstra sua importante função na reconstituição da história paleoambiental do canal (BINDA & LIMA, 2008b).

Para Montgomery & Abbe (2006), acumulações de detritos lenhosos soterradas na planície de inundação podem ser expostas em locais do canal com margem erodida. Esses pontos, chamados pelos autores de pontos de estrangulamento (*hard points*), podem ser importantes nos processos de migração do canal, principalmente por limitarem as taxas de erosão, criando refúgio florestal a longo prazo.

As acumulações de detritos lenhosos podem influenciar o padrão do canal, especialmente por fornecer locais para a avulsão e a formação de canais secundários (ZIMMERMAN et alii, 1967; GURNEL et alii, 2002; MONTGOMERY et alii, 2003). Podem, portanto, transformar um único canal (meandrante) em uma série de canais menores (anastomosados) (KELLER & SWANSON, 1979; SWANSON et alii, 1984; MONTGOMERY et alii, 2003; LENZI et alii, 2006).

O'Connor et alii (2003) relatam um caso ocorrido no curso inferior do Rio Quinalt, onde uma acumulação de detritos lenhosos bloqueou completamente o canal, levando à formação de um pequeno canal secundário. Tempos depois, esse canal secundário tornou-se o principal, com aproximadamente 500 m de avulsão de quase 1 km do rio.

Segundo Collins et alii (2002), o Rio Stillaguamish tem atualmente um único canal, porém mapas e fotos aéreas indicam que o canal tinha um padrão anastomosado, influenciado por inúmeras acumulações que ajudavam a manter esse padrão de múltiplos canais. Entretanto, a influência antrópica conduziu à alteração na quantidade e nas taxas de recrutamento de detritos lenhosos, e, assim, à modificação na morfologia do canal.

Os detritos lenhosos, sobretudo em canais meandantes de baixo gradiente, podem levar à formação de barras ou à acreção de barras preexistentes (GURNELL et alii, 2002). Binda & Lima (2007b) relatam que a existência de uma acumulação no Rio das Pedras, Guarapuava-PR, permitiu a aceleração da sedimentação e a ascensão de barras em pontal, acima do nível da água. Conforme os autores, quando essas barras se tornaram vegetadas, conduziram à formação de ilhas ao longo de um trecho de aproximadamente 80 m. Processos de erosão na margem interna da curva, decorrente do desvio do fluxo pela acumulação, permitiram a formação de um canal secundário ativo.

Acumulações de detritos lenhosos podem, ainda, ter impacto significativo na morfologia de canais meandantes, por estimularem o rompimento de meandros (KELLER & SWANSON, 1979; FETHERSTON et alii, 1995; GURNELL et alii, 2002 O'CONNOR et alii, 2003). A alta rugosidade promovida pelas acumulações resulta em maior frequência de fluxo sobre a margem, o que pode levar à formação de calhas (chute) em colos de meandros, calhas que podem, com o tempo, promover o rompimento e a avulsão do canal (KELLER & SWANSON, 1979; O'CONNOR et alii, 2003; WEBB & ERSKINE, 2003).

Brummer et alii (2006) relatam que, logo após o rompimento de um grande meandro no Rio Nysqually, iniciou-se a formação de uma acumulação imediatamente a jusante do novo canal, que acabou, com o tempo, desviando o fluxo novamente para o meandro abandonado, porém no sentido reverso da antiga corrente. Além disso, a inundação da planície levou à geração de um novo canal no ápice da curva. Toda essa mudança foi verificada em fotografias aéreas tiradas entre 1989 e 1999.

Keller e Swanson (1979) também relatam que a formação de uma acumulação de detritos lenhosos em uma curva de meandro facilitou a formação de uma calha de águas altas ao longo do colo. Com o tempo, o canal principal ocupou essa calha, favorecendo o rompimento e o abandono do meandro.

Zimmerman et alii (1967) perceberam que a vegetação influenciava decisivamente a morfologia de pequenos canais, pois neles os pressupostos da geometria hidráulica, de aumento da largura e da profundidade do canal em relação à área de drenagem, não poderiam ser aplicados. Perceberam ainda que canais drenando áreas florestadas apresentavam maior variação de largura do que canais sobre áreas de campo, pois a vegetação ripária fornecia peças de detritos lenhosos ao canal, que promoviam a erosão e consequente alargamento, tendo importante reflexo na morfologia.

Dessa forma, os detritos lenhosos podem causar alargamento ou estreitamento, escavação ou sedimentação, estabilidade ou instabilidade em diferentes pontos ao longo do

leito e das margens do canal (SWANSON et alii, 1974). Segundo Gurnell et alii (2002), em muitas circunstâncias, esses elementos podem proteger estruturas sedimentares, mas, em outros casos, podem acelerar a erosão.

Em muitas situações, grandes detritos lenhosos tendem a estabilizar o leito e as margens de canais (SWANSON et alii, 1976; DOWNS & SIMON, 2001), já em outras pode causar a sua instabilidade por direcionar o fluxo contra as margens (KELLER & SWANSON, 1979). Para Wallerstein & Thorne (2004), esses materiais podem causar tanto a erosão do leito e das margens do canal por meio do desvio do fluxo, quanto o armazenamento de sedimentos devido ao efeito de barramento do canal. Entretanto, os efeitos tendem a ser positivos, pois acumulações armazenam mais sedimentos do que mobilizam, promovendo a estabilidade e a recuperação do perfil longitudinal, após a incisão em canais com leitos arenosos (WALLERSTEIN & THORNE, 2004).

Acumulações em meandros podem reduzir consideravelmente as taxas de erosão de margens côncavas e influenciar o grau de curvatura, diminuindo a migração e interferindo na evolução da curva (ABBE & MONTGOMERY, 2003; DANIELS & RHOADS, 2003). Do mesmo modo podem levar ao desenvolvimento de bancos laterais (ABBE & MONTGOMERY, 2003), aumentando a agradação das margens do canal, através do desenvolvimento de depósitos de sedimentos finos, sobre os detritos lenhosos (BINDA & LIMA, 2008).

CAPÍTULO 3

TÉCNICAS DE LEVANTAMENTO DA INFLUÊNCIA DE DETRITOS LENHOSOS NA MORFOLOGIA E NA SEDIMENTOLOGIA DE CANAIS FLUVIAIS

Como foi possível perceber no capítulo anterior, os detritos lenhosos podem influenciar decisivamente tanto a morfologia de leito e do canal, quanto a sedimentologia dos depósitos fluviais. Dessa forma, procurou-se aplicar, no presente trabalho, métodos e técnicas que fossem eficazes para verificar a influência de detritos lenhosos nas seções levantadas no Rio Guabiroba, Guarapuava-PR. Esses métodos e técnicas foram executados em quatro seções de monitoramento distribuídas em dois trechos ao longo do canal principal do Rio Guabiroba. A escolha dos trechos e das seções foi feita de modo a contemplar diferentes tipos de acumulações.

3.1. LEVANTAMENTO BATIMÉTRICO NAS SEÇÕES DE MONITORAMENTO

O levantamento batimétrico nas seções de monitoramento foi realizado adotando-se a metodologia empregada por Fernandez (2003), que consiste na delimitação de um polígono dentro do canal, local onde são realizadas as medidas de profundidade em intervalos definidos. O processo de coleta das medidas foi realizado a vau, onde as profundidades são medidas diretamente dentro do canal, caminhando sobre o leito. Dessa forma, após a identificação e a classificação dos segmentos com expressivas acumulações de detritos lenhosos, procedeu-se à montagem dos polígonos referentes às seções de monitoramento batimétrico examinadas neste estudo.

O polígono foi inicialmente delimitado por estacas, fortemente fixadas no leito do canal (FERNANDEZ, 2003), de modo a contemplar setores a montante e a jusante das acumulações de detritos lenhosos. Assim foi possível avaliar a influência das obstruções nas unidades do canal imediatamente adjacentes. Os tamanhos dos polígonos variaram entre 6,4 a 11,80 m de comprimento (eixo y) e 2,40 a 7,40 m de largura (eixo x), com área entre 24,00 a 47,36 m².

As medidas foram tomadas esticando-se firmemente uma corda de *nylon* ligando os dois pontos do eixo x (vértices do polígono). Esta corda foi graduada com pontos

distanciados a cada 20 cm. A localização dos pontos de medição foi definida com a utilização de uma corda móvel, também graduada a intervalos de 20 cm (eixo y) amarrada em ambos os lados das cordas fixas (eixo x) formando, assim, um conjunto de coordenadas cartesianas. Cada vez que a corda móvel era movimentada, iniciava-se um novo perfil. A medição da profundidade foi realizada com o auxílio de uma régua (FERNANDEZ, 2003).

O valor da cota do leito do canal foi calculado a partir de um marco com nível arbitrário de 100 m, instalado na margem do canal, em local que não estivesse sendo afetado por processos fluviais, tais como erosão ou deposição de sedimentos (HARRELSON et alii, 1994; FERNANDEZ et alii, 2001). Em todas as campanhas de campo definia-se o nível da lâmina de água com o emprego de um nível de mangueira. Sabendo-se a cota da lâmina de água, a cota do leito foi calculada subtraindo os valores de profundidade de cada ponto. A Figura 10 apresenta bloco representativo de uma seção de monitoramento batimétrico.

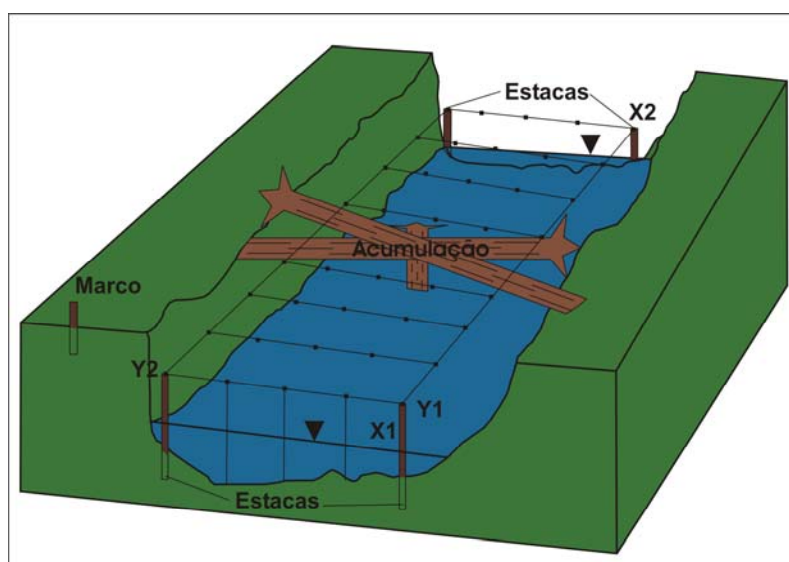


Figura 10: Levantamento da batimetria do canal ao entorno da acumulação de detritos lenhosos.
Fonte: Fernandez (2003) modificada por Andrey Luis Binda (2008).

No *software* SPRING² (Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas), versão 4.3.3, criou-se uma malha de pontos representativa para cada seção amostrada. Os valores da cota de leito foram calculados para cada ponto medido em campo e inseridos no programa como valor de z. Após a inserção de todos os pontos, o plano de informação foi exportado no formato *shapefile* e importado para o módulo ArcScene do *software* Arcgis³, versão 9.1, onde foi realizada a modelagem 3D para cada seção. Os parâmetros estatísticos aplicados nas seções de monitoramento batimétrico foram obtidos pela

² INPE© (Copyright – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

³ ESRI© (Copyright - Environmental Systems Research Institute).

função *área e volume* do menu *3D analyst* do ArcScene. Todos os trabalhos de geoprocessamento foram realizados no Laboratório de Geoprocessamento (LAGEOP) da Universidade Estadual do Oeste do Paraná – Unioeste – *campus* Francisco Beltrão-PR.

3.2. LEVANTAMENTO DE SEÇÕES TRANSVERSAIS

Juntamente com o levantamento batimétrico, implantaram-se, em cada seção de monitoramento, duas seções transversais com transectos permanentes, sendo uma situada a montante e outra a jusante da acumulação em estudo, isso de modo a permitir verificar a influência dos detritos lenhosos na morfologia do canal.

As seções transversais foram montadas com a fixação de uma estaca em cada margem do canal, estacas que delimitavam os extremos da seção (FERNANDEZ et alii, 2001). Com o auxílio de um nível de mangueira, as estacas foram niveladas (a partir do marco instalado na seção), sendo marcados os pontos onde se esticava uma corda de *nylon* graduada em intervalos de 20 cm, que servia como referência para a coleta das profundidades. Com uma régua media-se a distância entre a corda de *nylon* e o leito do canal (OLSON-RUTZ & MARLOW, 1992) (Figura 11).

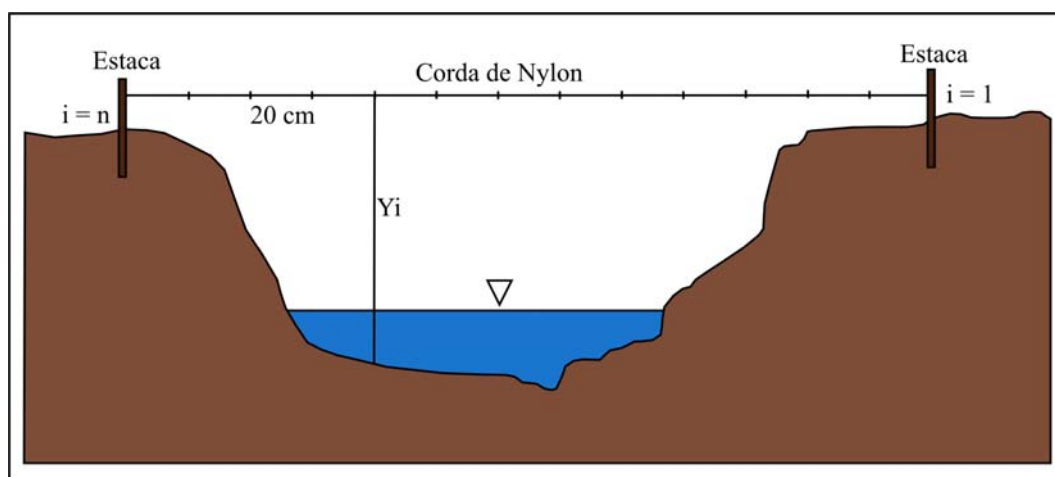


Figura 11: Levantamento do perfil transversal.

Fonte: Fernandez et alii (2001) modificada por Andrey Luis Binda (2008).

A partir dos dados levantados nas seções transversais em campo foram confeccionados os perfis transversais no *software* Office Excel⁴2003. Esses dados foram também plotados no *software* Grapher⁵ versão 7.2.2127 (Demo) para a realização do cálculo

⁴ Microsoft© (Copyright – Microsoft Corporation).

⁵ Golden Software© (Copyright – Golden Software, Inc). Disponível em: <www.goldensoftware.com>.

da área da seção. Com os dados dos cinco levantamentos de campo, procedeu-se à aplicação dos parâmetros estatísticos propostos por Olson-Rutz & Marlow (1992):

1) Índice de forma do canal (F): o índice foi calculado pela seguinte fórmula (1):

$$F = \frac{W_{mp}}{D_{mp}} \dots\dots\dots(1)$$

Onde W_{mp} é a largura do canal em nível de margens plenas e D_{mp} é a profundidade média do canal. Os canais com um alto valor de F são rasos e largos, enquanto aqueles com um baixo valor de F são estreitos e profundos (FERNANDEZ et alii, 2001). Para Fernandez et alii (2001), a diferença obtida pela comparação entre dois levantamentos consecutivos ($\Delta F = F_{ant} - F_{pos}$) indica a tendência erosiva (valores negativos) ou deposicional (valores positivos).

2) Variação residual da área da seção transversal ($\Delta A\%$): este índice foi dado pela fórmula (2).

$$\Delta A\% = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_{i\ ant} - Y_{i\ post})}{\sum_{i=1}^n Y_{i\ ant}} \times 100 \dots\dots\dots(2)$$

Onde Y_i é a profundidade do canal medida no i-ésimo ponto ao longo da seção, n é o número total de leituras de profundidade, Y_{iant} e Y_{ipost} representam os levantamentos anterior e posterior (FERNANDEZ et alii, 2001). Esse parâmetro indica o processo predominante (erosão – negativo ou deposição – positivo).

3) Variação total da área na seção transversal ($|\Delta A\%|$): esse índice foi obtido pela fórmula (3):

$$|\Delta A\%| = \frac{\sum_{i=1}^n |Y_{i\ ant} - Y_{i\ post}|}{\sum_{i=1}^n Y_{i\ ant}} \times 100 \dots\dots\dots(3)$$

Onde os indicadores foram mencionados na equação (2). Esse parâmetro indica a porcentagem da área da seção afetada pela erosão e deposição ($|\Delta A\%| = \text{erosão} + \text{deposição}$).

3.3. COLETA DE SEDIMENTOS DA CARGA DE LEITO E ANÁLISE GRÂNULOMÉTRICA

A coleta de sedimentos de fundo foi realizada com o auxílio de um amostrador confeccionado em plástico com abertura de 7 x 8,5 cm. Os pontos escolhidos para a coleta corresponderam aos locais onde ocorreu a retenção ou a sedimentação de material, por influência da acumulação. As coordenadas XY do ponto foram anotadas e, em todas as

campanhas, procedeu-se à amostragem do material do leito nesses locais. Deve-se enfatizar que a coleta do material de fundo restringiu-se aos sedimentos superficiais (FERNANDEZ, 2003).

Em laboratório, as amostras foram despejadas em *beckers* de 1000 ml e levadas à estufa por quatro dias a uma temperatura entre 50°C e 60°C. Após secas, as amostras foram colocadas em grau de porcelana e destorroadas com o auxílio de um pistilo de porcelana com extremidade revestida por borracha. Nessa etapa, retiravam-se e descartavam-se manualmente, das amostras, grandes itens orgânicos, tais como fragmentos de madeira, conchas e restos de seres bentônicos (DANIELS, 2006).

A análise granulométrica dos sedimentos de fundo obedeceu à rotina empregada no Laboratório de Geomorfologia Dinâmica e Aplicada da Universidade Estadual do Centro-Oeste (Unicentro), *campus* Guarapuava-PR, e foi desenvolvida seguindo as orientações do Manual de Métodos de Análise de Solo, do Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos da Embrapa (1979), orientações adaptadas a estudos sedimentológicos. A técnica de análise granulométrica utilizada foi a de peneiramento, normalmente utilizada para sedimentos grosseiros, o que, para Suguio (1973), corresponde ao limite inferior de 0,062 mm (+4,0 phi).

Dessa forma, cada amostra foi inicialmente pesada e despejada na peneira de 4 mm ou -2,0 phi (*seixo*) e agitada por 5 minutos em agitador manual. As frações maiores e menores foram então pesadas. A fração maior que 4 mm (-2,0 phi) era subdividida manualmente com auxílio de um cascalhómetro (*pebblesmeter*) (HEY & THORNE, 1983; YUZYK, 1986), em seixo fino (4 mm ou -2,0 phi), seixo médio (8 mm ou -3,0 phi), seixo grosso (16 mm ou -4,0 phi) e seixo muito grosso (32 mm ou -5,0 phi), sendo cada fração posteriormente pesada e condicionada em sacos plásticos devidamente identificados. O cascalhómetro utilizado neste trabalho foi confeccionado conforme Rohenkohl & Fernandez (2003) e possui 14 aberturas, sendo a mínima de 2 mm e a máxima de 181 mm. (Figura 12). Segundo Fernandez & Arndt (2008), embora o cascalhómetro não forneça medidas absolutas, a facilidade de manuseio e a precisão na distribuição das classes tornam-no um excelente substituto ao método tradicional do paquímetro (*caliper*).

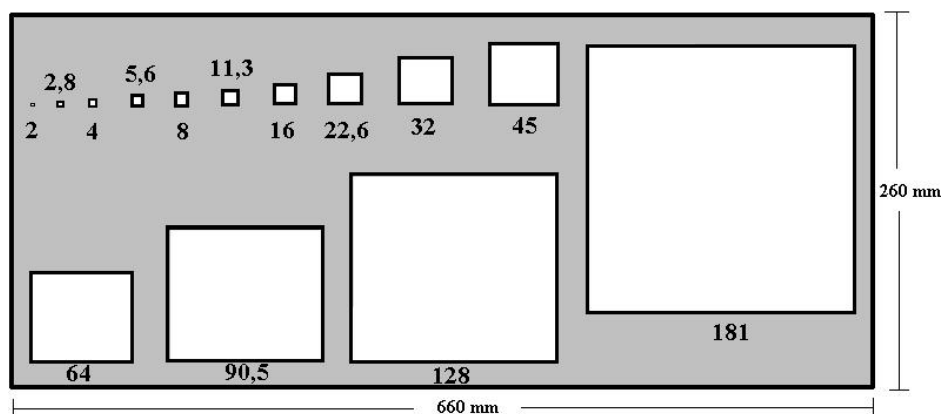


Figura 12: Disposição das aberturas adotadas no cascilhômetro.
Fonte: Rohenkohl & Fernandez (2003).

A fração inferior a 4 mm foi despejada no quarteador de câmaras (tipo Jones) até a amostra ser reduzida a aproximadamente 100 g. Esse material foi, então, peneirado por 10 minutos, obedecendo à seguinte ordem de peneiras: 2 mm ou -1,0 phi (*grânulo*), 1 mm ou 0 phi (*areia muito grossa*), 0,5 mm ou 1,0 phi (*areia grossa*), 0,250 mm ou 2,0 phi (*areia média*) e 0,125 mm ou 3,0 phi (*areia fina*). O material retido em cada peneira era pesado e armazenado em saco plástico contendo o nome da amostra, peso e tamanho da peneira.

A fração inferior a 0,125 mm foi, então, acondicionada em copo plástico e colocada em solução contendo 25 ml de água destilada e 25 ml de hidróxido de sódio onde permanecia em repouso por 16 horas. Essas amostras foram, então, separadas mediante via úmida, em peneira de 0,063 ou 4,0 phi (*areia muito fina*). A fração retida foi inserida em uma placa previamente pesada e levada à estufa. Após a secagem, pesava-se novamente. A fração fina (*argila* e *silte*) foi, então, calculada como resíduo. Todos os dados foram anotados em formulário específico (ANEXO 1).

Com os dados preenchidos no formulário, foi calculada a granulometria do material em uma planilha eletrônica (Excel). Esses dados foram, então, utilizados para calcular os parâmetros estatísticos granulométricos de Folk & Ward (1957) (curtose, diâmetro médio, assimetria e grau de seleção) e os percentis D_{16} , D_{50} e D_{84} .

3.4. LEVANTAMENTO DO TRAÇADO DO CANAL FLUVIAL E SEQUÊNCIA DE SOLEIRAS E DE DEPRESSÕES

Sequências de soleiras (*riffles*) e depressões (*pools*) têm sido reconhecidas como feições fluviais fundamentais de canais aluviais de baixo a moderado gradiente (0,001-0,02 m/m), com leito composto principalmente por cascalhos (*gravels*) (YANG, 1971; MILNE,

1982; O'NEILL & ABRAHAM, 1984; MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997; FROTHINGHAM & BROWN, 2002; BUFFINGTON et alii, 2003; LOFTHOUSE & ROBERT, 2008).

As soleiras são caracterizadas como trechos rasos, com seção transversal simétrica mais larga que a média e leito composto por material grosseiro. As depressões constituem trechos fundos, com seção transversal assimétrica mais estreita que a média e material de leito caracterizado por frações finas (KELLER, 1971; LISLE, 1979; CLIFFORD, 1993; FERNANDEZ et alii, 2002; FROTHINGHAM & BROWN, 2002; LOFTHOUSE & ROBERT, 2008). A Figura 13 apresenta em planta e em perfil a posição de soleiras e depressões em canal fluvial.

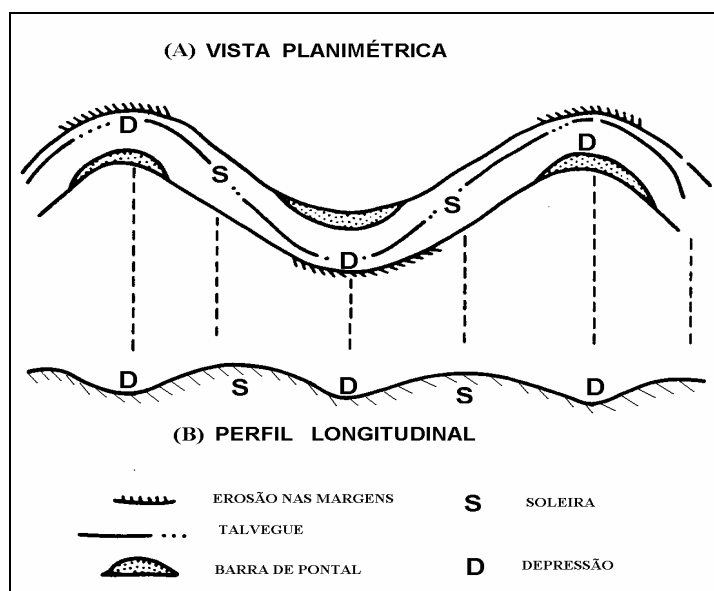


Figura 13: Sequência de soleiras e de depressões
Fonte: Keller & Melhorn (1978) modificada.

A caracterização das sequências de soleira-depressão no trecho estudado foi realizada mediante levantamento geométrico composto, por irradiação altimétrica (GARCIA & PIEDADE, 1984), considerando como referência de nível (RN) a cota arbitrária de 100 m. Uma vez instalado o nível óptico, seguia a inspeção visual e levantamento a vau das alterações da topografia de leito (LOFTHOUSE & ROBERT, 2008), bem como a mensuração da largura e da profundidade do canal em cada ponto. Esse procedimento foi responsável pela definição da morfologia do canal em planta (*planform*) e na variação vertical do leito.

Em gabinete foi calculada a distância horizontal (DH) e a cota do leito para cada ponto. Em seguida, esses dados foram plotados no *software* Office Excel⁶ 2003. A definição de soleiras e de depressões seguiu a técnica empregada por Richards (1976), que consiste na aplicação de regressão linear, mediante a adição de linha de tendência à morfologia do leito. Segundo essa técnica, soleiras são caracterizadas como zonas de resíduos positivos e depressões como zonas de resíduos negativos (RICHARDS, 1976).

Deve-se enfatizar que, embora O'Neill & Abrahams (1984) tenham demonstrado algumas deficiências no método proposto por Richards (1976), acredita-se que sua aplicação no presente trabalho permitiu importantes reflexões sobre o papel dos detritos lenhosos na configuração espacial de soleiras e de depressões no trecho levantado.

⁶ Microsoft© (Copyright – Microsoft Corporation).

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados das cinco campanhas de campo. Nessas campanhas foram coletados dados referentes à batimetria do canal ao longo das seções de monitoramento, ao levantamento de perfis transversais e à coleta de sedimentos de fundo. As campanhas foram realizadas nos dias 17-18 de dezembro de 2007, 17-18 de março de 2008, 8-9 de julho de 2008, 14-17 de novembro de 2008 e 13-15 de março de 2009.

4.1. DESCRIÇÃO DO REGIME PLUVIOMÉTRICO

Durante o período monitorado, a precipitação total alcançou 1457,8 mm (Figura 14). A distribuição das chuvas apresentou-se variável, com os maiores índices ocorrendo no período entre a 3ª e a 4ª campanha. Isso fica claro com a relação tempo x precipitação, onde os valores das demais campanhas encontraram-se entre 2,65 e 2,74, enquanto foi de 4,48 no período em questão (Tabela 2).

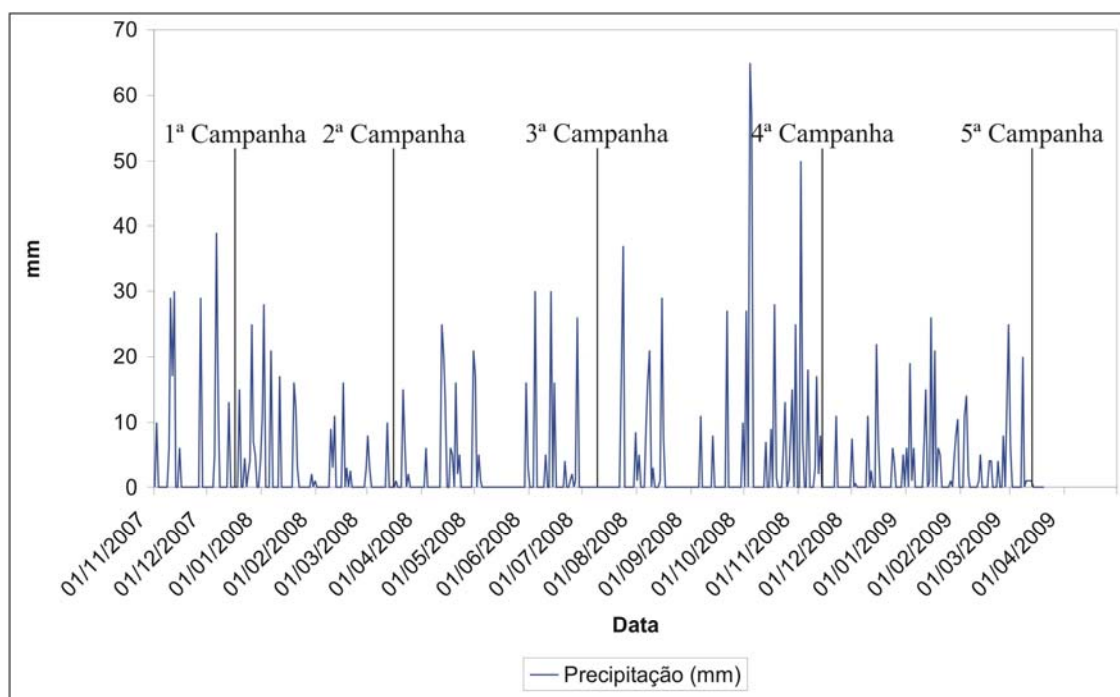


Figura 14: Pluviograma do período de 1º de novembro de 2007 a 15 de março de 2009.
 Fonte: Grupo de Pesquisa “Monitoramento, Experimentação e Modelagem em Hidrogeomorfologia” (2007-2009). Dados trabalhados por Andrey Luis Binda (2009).

Tabela 2: Caracterização pluviométrica entre as campanhas de campo.

<i>Campanhas</i>	<i>Período</i>	<i>Precipitação acumulada (mm) P</i>	<i>Chuva máxima 24 horas (mm)</i>	<i>Tempo transcorrido (dias) T</i>	<i>Dias com chuva</i>	<i>Relação P/T</i>
1ª – 2ª Campanha	18/12/2007 a 17/3/2008	246,0	28,0	91	27	2,70
2ª – 3ª Campanha	18/03/2008 a 8/7/2008	300,0	30,0	113	28	2,65
3ª – 4ª Campanha	9/7/2008 a 14/11/2008	577,5	65,0	129	35	4,48
4ª – 5ª Campanha	17/11/2008 a 14/3/2009	334,3	26,0	122	42	2,74

Organização: Andrey Luis Binda (2009).

Entretanto, no período entre a 3ª e a 4ª campanha ocorreram também os maiores valores diários de precipitação, alcançando o máximo de 65 mm/24 h e acumulado em dois dias de 122 mm. Nas demais campanhas, as chuvas máximas em 24 horas alcançaram no máximo 30 mm (Tabela 2).

4.2. DESCRIÇÃO DOS TRECHOS MONITORADOS

O trecho 1 (Figura 15) localiza-se a aproximadamente 4,910 km da foz do Rio Guabiroba e tem aproximadamente 350 m de extensão, índice de sinuosidade da ordem de 1,9 e declividade da lâmina de água de 0,0027 m/m. Ocorre em área que varia de floresta secundária a campo, com atividades desde pecuária (caprinos) a agricultura (feijão).

Nesse trecho, o canal desenvolve cinco inflexões com angularidade próxima a 90°, e os principais *habitat* aquáticos tem íntima relação com a feição morfológica do canal, sendo representados por sequências de soleira-depressão.

Durante o levantamento do perfil longitudinal do trecho 1 (21 de novembro de 2008), o canal apresentava-se em baixo fluxo, de modo a permitir o mapeamento e a mensuração de 12 soleiras e 11 depressões, totalizando, portanto, 23 *habitat* aquáticos e 11 sequências de soleira-depressão (vide Figura 15).

A profundidade nas soleiras variou de 0,12 a 0,59 m, com média de 0,28 m, enquanto nas depressões esteve entre 0,35 a 0,97 m, sendo 0,64 m a profundidade média. Nas depressões, a largura média do canal foi de 5,20 m (3,90 a 6,60 m), enquanto nas soleiras apresentava 8,25% maior, com média de 5,42 m (4,10 a 6,50 m). Digno de nota é o fato de que, embora a maior largura mensurada nesse levantamento (6,60 m) tenha ocorrido em

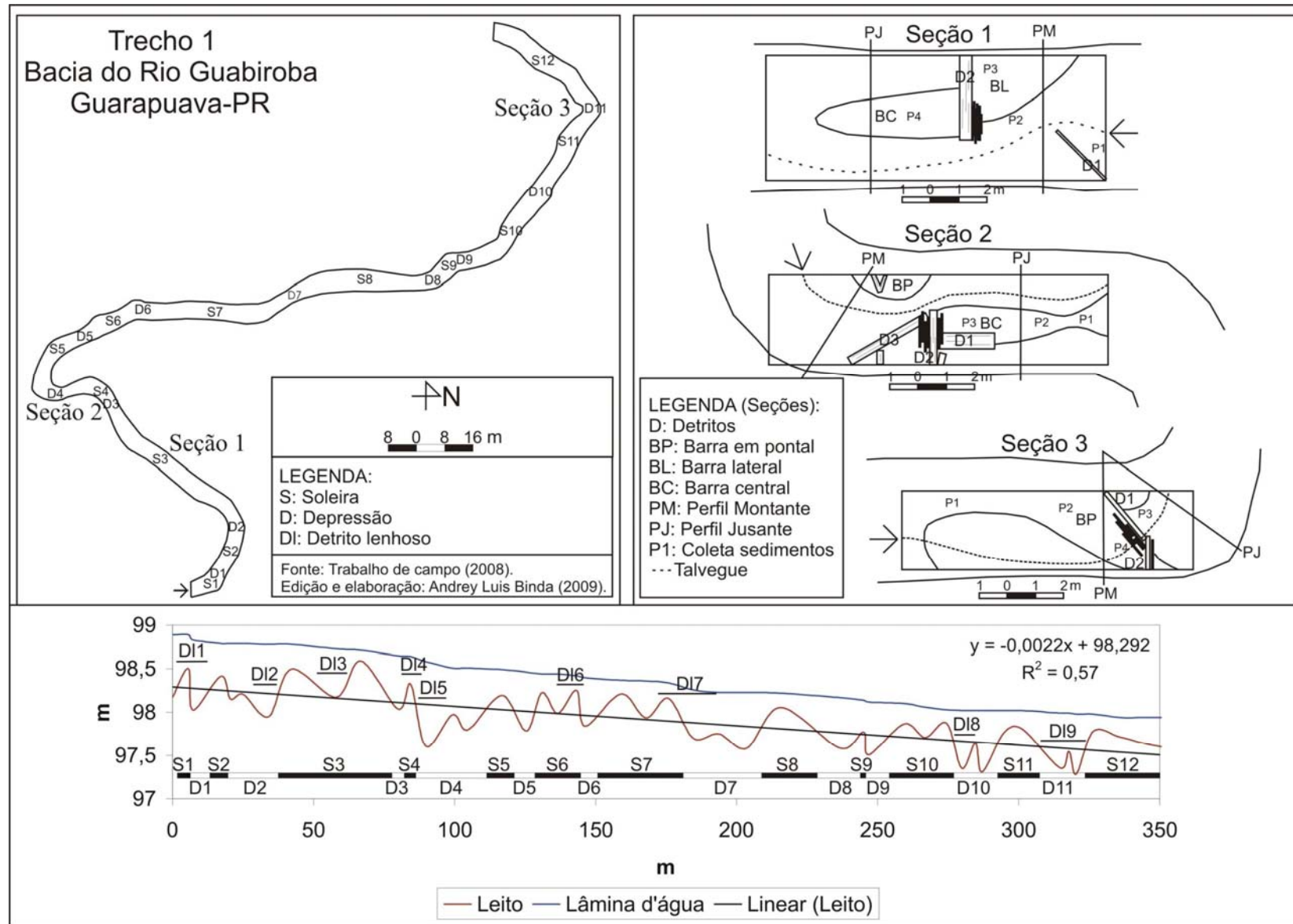


Figura 15: Planta, perfil longitudinal e croquis esquemáticos das seções do trecho 1

uma depressão, esse valor não deve ser contabilizado, isso devido à saída de um canal abandonado nesse local.

No geral, as sequências de soleira-depressão ocorreram em média a cada 5,44 vezes a largura do canal. Entretanto, acumulações de detritos lenhosos foram responsáveis pelo estabelecimento de soleiras e de depressões forçadas. No perfil longitudinal da Figura 15 podem ser visualizadas as posições das soleiras e das depressões influenciadas por detritos lenhosos.

Ao longo do trecho 1 foram monitoradas três seções de levantamento batimétrico e seis perfis transversais. A seção 1 (Figura 16) ocorre sobre uma soleira (vide Figura 15), onde um grande detrito autóctone, com aproximadamente 0,86 m de perímetro, prolonga-se transversalmente, ultrapassando o nível de margens plenas, estando em contato com o leito por cerca de 2 m da margem direita ao centro do canal. Ocorre ainda outro membro, situado a 3 m a montante, com 0,33 m de perímetro, que se encontra parcialmente soterrado no leito. A montante desses detritos são acumulados inúmeros pequenos detritos lenhosos. Essa acumulação pode ser descrita como do tipo fluxo-deflectora (ABBE & MONTGOMERY, 2003) durante períodos de baixa vazão. Entretanto, devido ao prolongamento do tronco acima no nível de margens plenas (vide Figura 16), faz com que a acumulação desempenhe, durante altos fluxos, papel semelhante ao pilar de ponte, conforme aponta Borg et alii (2007).



Figura 16: Seção 1 (trecho 1). Vista a jusante.
Foto: Andrey Luis Binda (2008).

A seção 2 (Figura 17) encontra-se entre duas inflexões (vide Figura 15), em ambiente formado por depressão na margem côncava associada à barra em pontal na margem convexa. É formada por quatro membros-chave, sendo dois deles cepos de árvores que caíram e foram posteriormente removidas pelos proprietários da área. Dois membros-chave são os principais formadores da acumulação, sendo um de aproximadamente 3 m de comprimento e perímetro de 1,10 m, orientado paralelo ao canal (esse detrito foi completamente removido durante os eventos chuvosos entre a terceira e a quarta campanha), e outro formado por detrito autóctone de 2 m de comprimento e 0,55 m de perímetro, situado transversal ao canal. Esses dois membros-chave são responsáveis pela deposição de vários pequenos detritos lenhosos, mas também alguns grandes detritos lenhosos, incluindo um de cerca de 3,5 m de comprimento e 0,74 m de perímetro. Essa acumulação pode ser descrita como fluxo-defletora (ABBE & MONTGOMERY, 2003), fato pelo qual tem promovido a erosão das margens do canal. Deve-se, no entanto, salientar que, durante altos fluxos, a acumulação atua como uma unidade degrau-depressão.



Figura 17: Seção 2 (trecho 1). Vista a jusante.
Foto: Andrey Luis Binda (2008).

A seção 3 (Figura 18) está localizada em ponto de inflexão (vide Figura 15), em sistema formado por associação de depressão na margem côncava e sedimentação de barras em pontal na margem convexa. A acumulação é formada por vários pequenos detritos lenhosos, sendo os membros-chave formados por dois troncos, um aderido à margem esquerda com 1 m de comprimento e 0,43 de perímetro e outro com 2 m de comprimento e

perímetro de 0,50 m. Ambos estão orientados transversalmente ao canal. Esses detritos desempenham a função de barramento de água a montante, sendo, portanto, descritos como uma acumulação do tipo fluxo-defletora, embora possa atuar como degrau de detritos em altos fluxos (ABBE & MONTGOMERY, 2003).



Figura 18: Seção 3 (trecho 1). Vista a jusante.
Foto: Andrey Luis Binda (2008).

O trecho 2 (Figura 19) encontra-se a cerca de 3,130 km a jusante do trecho 1 e, portanto, a 1,780 km da foz do Rio Guabiroba. Tem aproximadamente 160 m de extensão, índice de sinuosidade de 1,4, declividade da lâmina de água de 0,0002 m/m e ocorre em área de floresta secundária. Compreende uma sinuosidade onde foram mapeadas sete soleiras e seis depressões, ou seja, seis sequências de soleiras e de depressões. O levantamento topográfico do perfil longitudinal foi realizado no dia 17 de março de 2009, em período de baixo fluxo.

A profundidade das soleiras variou de 0,13 a 0,52 m, com média de 0,31 m, enquanto a profundidade das depressões ficou entre 0,46 a 1,09 m, sendo em média 0,78 m. Diferentemente do trecho 1, a largura das soleiras no trecho 2 foi menor do que das depressões. Nesse *habitat*, a largura variou de 5,17 a 8,03 m (média igual 6,21 m) e nas depressões oscilou entre 4,67 a 9,10 m (média igual 7,03 m). Deve-se, no entanto, ressaltar que a largura máxima da soleira e da depressão foi medida junto à acumulação de detritos lenhosos que corresponde à seção 4.

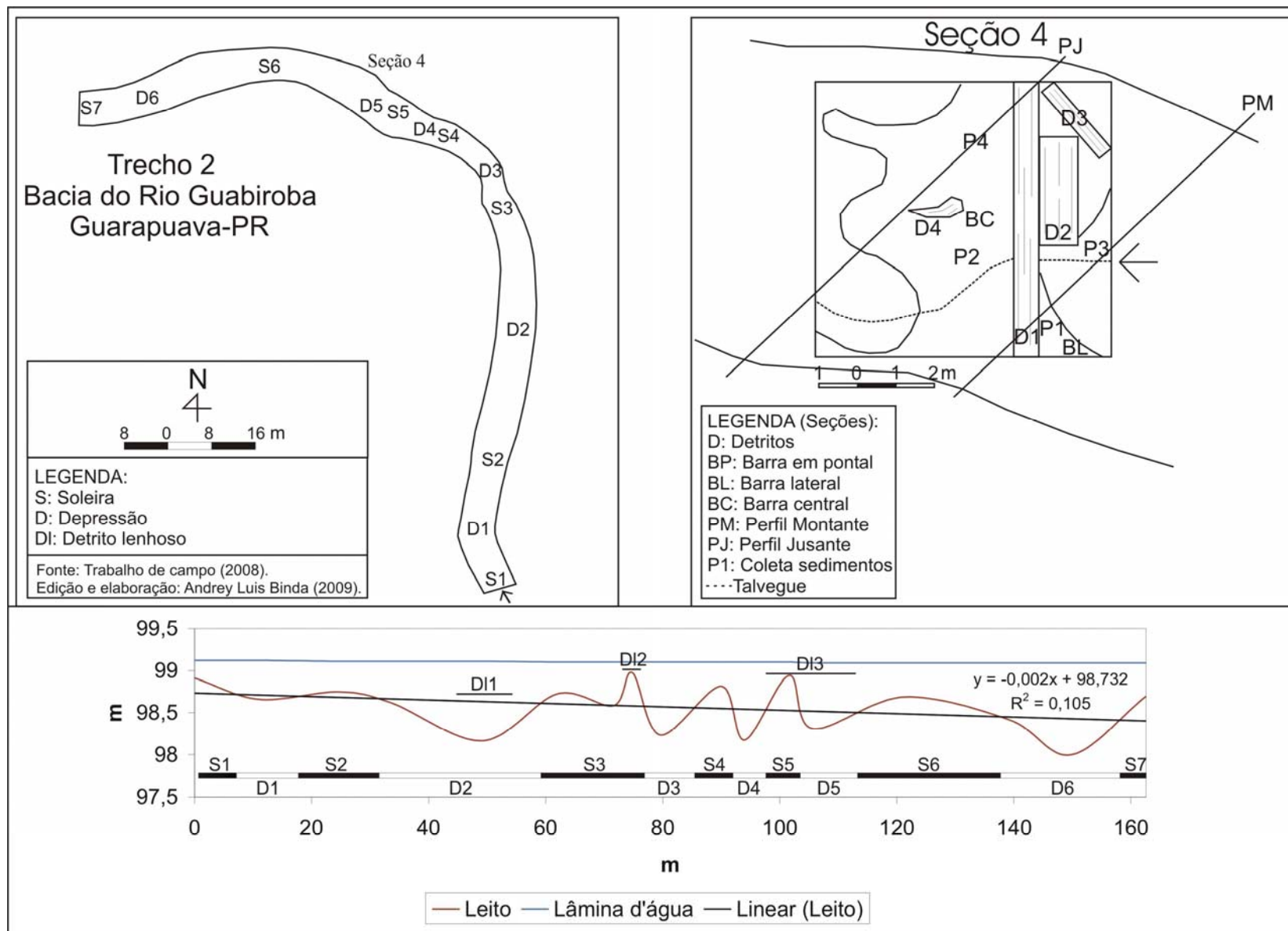


Figura 19: Planta, perfil longitudinal e croquis esquemáticos das seções do trecho 2.

As sequências de soleiras e de depressões estão fixadas ao longo do trecho 2 a cada 3,97 vezes a largura do canal. Tal como no trecho 1, detritos lenhosos são responsáveis pela ocorrência de soleiras e de depressões forçadas que são nítidas no perfil longitudinal da figura 19.

A seção 4 (Figura 20) foi a única seção de monitoramento batimétrico instalada no trecho 2. Nela foram também levantados dois perfis transversais. De modo geral, essa seção se encontra num limite nítido entre o setor sinuoso com planície de inundação bem definida, para o setor de corredeiras/encachoeirado, predominante no curso inferior do Rio Guabiroba. Embora todo o trecho 2 seja marcado por baixa declividade da lâmina de água, a variação textural do material de leito é marcante, passando de grânulo e seixo fino para blocos e matacões. Dessa forma, os dois membros-chave, que ocorrem oblíquos ao canal, com dimensões de 12,10 e 2,35 m de comprimento e 1,80 e 1,42 m de perímetro, respectivamente, constituem o último ambiente de deposição de materiais finos, antes da passagem para o setor dominado por blocos e por matacões com escassa cobertura aluvial fina. A acumulação da seção 4 pode ser descrita como degrau depressão (ABBE & MONTGOMERY, 2003).

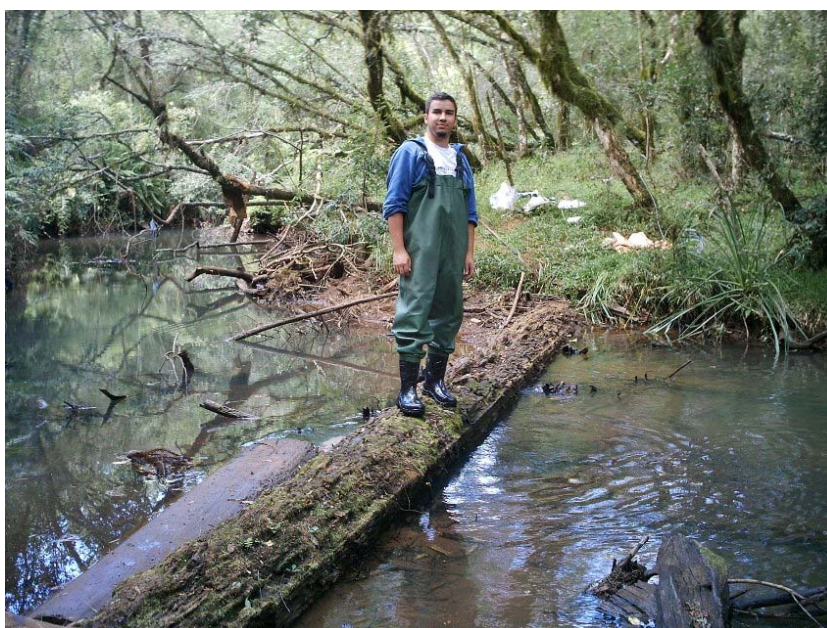


Figura 20: Seção 4 (trecho 2). Vista a montante.
Foto: Wellington Barbosa da Silva (2008).

4.3. A INFLUÊNCIA DE DETRITOS LENHOSOS NA MORFOLOGIA DE LEITO E NOS PROCESSOS EROSIVO-DEPOSICIONAIS NO CANAL

Neste item são apresentados, inicialmente, os resultados obtidos a partir da elaboração de perfis transversais realizados a montante e a jusante das acumulações e a aplicação de parâmetros estatísticos, que contribuíram para a descrição dos processos de erosão e de sedimentação que atuaram na alteração da morfologia do canal. Em seguida, são apresentados os resultados das seções de monitoramento batimétrico, mediante a representação tridimensional da forma do leito e da análise estatística dos blocos diagramas.

4.3.1. ANÁLISE DAS MUDANÇAS NA MORFOLOGIA DO CANAL POR MEIO DE PERFIS TRANSVERSAIS EM TORNO DAS ACUMULAÇÕES DE DETRITOS LENHOSOS

4.3.1.1. Seção 1

Na seção 1, o perfil transversal situado a montante da acumulação de detritos lenhosos apresentou, durante o período monitorado, a intensificação de processos erosivos intracanal, que culminaram na escavação do leito, bem como no alargamento do canal, por meio do solapamento das margens. Esse processo conduziu, ao final do monitoramento, ao aumento da área da seção em 1,883 m² e diminuição do índice de forma em 1,418, em virtude dos valores de $\Delta A\%$ de -22,934 e $|\Delta A\%|$ de 24,738 (Tabela 3).

No perfil transversal a jusante da acumulação, os intensos processos de erosão do canal verificados entre as três primeiras campanhas foram parcialmente atenuados por sedimentação intracanal nas duas campanhas subsequentes. Entretanto, quando se comparam os resultados da primeira e da quinta campanha, nota-se o aumento da área da seção em 0,265 m² e redução do índice de forma em 0,180. Isto é resultado da predominância de processos de erosão que atingiram $\Delta A\%$ de -3,235 e $|\Delta A\%|$ de 6,615 (Tabela 3).

Considerando o perfil transversal montante (Tabela 3; Figura 21), entre o primeiro e segundo levantamento, o valor de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ foi de -3,388 e 4,899, indicando a erosão como fator predominante na evolução da seção nesse período. A área da seção aumentou em 0,277 m², passando de 8,169 para 8,437 m² e o índice de forma passou de 7,604 para 7,355. A erosão do canal permitiu o seu alargamento, mediante o solapamento da margem direita, bem como, a erosão no leito do canal perto da margem esquerda e da barra lateral, situada perto da margem direita.

Da segunda para a terceira campanha, as margens permaneceram praticamente estáveis, sem grandes alterações. As maiores alterações promovidas ocorreram por processos de erosão do leito. O valor de $\Delta A\%$ de -2,452 indica a predominância de processos de erosão, sendo $|\Delta A\%|$ de 2,829. A área do canal apresentou aumento para 8,646 m², enquanto o índice de forma reduziu para 7,179. Os processos de erosão foram predominantemente no leito, mais especificamente próximos à margem esquerda e na borda da barra lateral.

Tabela 3: Perfis transversais Seção 1

<i>Setor</i>	<i>Campanha</i>	<i>Data</i>	<i>Área da seção (m²)</i>	<i>F (w/d)</i>	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	<i>Processo predominante</i>
Montante	1ª Campanha	17/12/2007	8,160	7,604	-----	-----	-----
	2ª Campanha	17/3/2008	8,437	7,355	-3,388	4,899	Erosão
	Diferença	-----	0,277	-0,249	-----	-----	-----
	3ª Campanha	8/7/2008	8,646	7,179	-2,452	2,829	Erosão
	Diferença	-----	0,209	-0,176	-----	-----	-----
	4ª Campanha	14/11/2008	9,973	6,229	-15,255	17,948	Erosão
	Diferença	-----	1,327	-0,950	-----	-----	-----
	5ª Campanha	13/3/2009	10,043	6,186	-0,699	4,172	Erosão
	Diferença	-----	0,070	-0,043	-----	-----	-----
	TOTAL	1ª – 5ª Campanha	1,883	-1,418	-22,934	24,738	Erosão
Jusante	1ª Campanha	17/12/2007	8,243	5,746	-----	-----	-----
	2ª Campanha	17/3/2008	8,516	5,562	-3,308	4,853	Erosão
	Diferença	-----	0,273	-0,184	-----	-----	-----
	3ª Campanha	8/7/2008	8,699	5,445	-2,150	2,991	Erosão
	Diferença	-----	0,183	-0,117	-----	-----	-----
	4ª Campanha	14/11/2008	8,532	5,548	1,853	4,278	Deposição
	Diferença	-----	-0,167	0,103	-----	-----	-----
	5ª Campanha	13/3/2009	8,508	5,566	0,326	2,238	Deposição
	Diferença	-----	-0,024	0,018	-----	-----	-----
	TOTAL	1ª – 5ª Campanha	0,265	-0,180	-3,235	6,615	Erosão

Organização: Andrey Luis Binda (2009).

Entretanto, os maiores valores de erosão verificados ocorreram entre a terceira e a quarta campanha, quando $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ atingiram -15,255 e 17,948, respectivamente. Os processos de erosão estiveram restritos ao leito do canal, que aprofundou quase que uniformemente, chegando a erodir, em certos pontos, 0,43 m. Com isso, a área do canal aumentou para 9,973 m², com redução do índice de forma para 6,229.

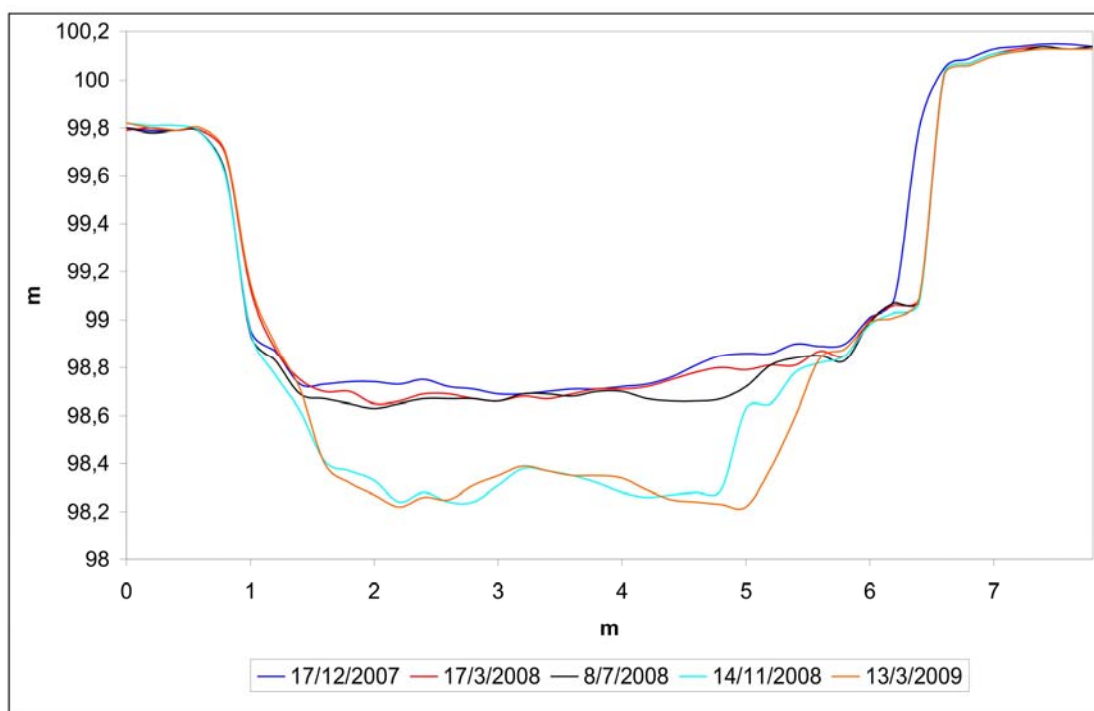


Figura 21: Variações na morfologia do canal no perfil montante da seção 1.

Fonte: Dados de campo (2007-2009)

Organização e elaboração: Andrey Luis Binda (2009).

Entre a quarta e a quinta campanha, os processos de erosão continuam, no entanto, em valores muito inferiores àqueles verificados nas campanhas anteriores. Os valores de $\Delta A\%$ e de $|\Delta A\%|$ foram de somente -0,699 e 4,172, respectivamente. Esses processos de erosão ocorreram, principalmente, na barra lateral. Os valores da área do canal e o índice de forma foram de 10,043 m² e 6,186.

No perfil transversal jusante (Tabela 3; Figura 22), entre a primeira e a segunda campanha, os processos erosivos predominaram, com valor de $\Delta A\%$ de -3,308 e $|\Delta A\%|$ de 4,853. A área do canal apresentou aumento de 8,243 para 8,516 m², ao passo que o índice de forma do canal diminuiu de 5,746 para 5,562. Os pontos mais assolados pelos processos de erosão ocorreram na margem esquerda e em extensões do leito próximas à barra central.

Entre a segunda e a terceira campanha, o processo de erosão do canal continua, alcançando valores de $\Delta A\%$ de -2,150 e $|\Delta A\%|$ de 2,991. A área do canal aumentou novamente, passando para 8,699 m², enquanto o índice de forma do canal apresentou redução de 0,117. As margens do canal permaneceram inalteradas, sendo, portanto, a influência dos processos erosivos mais atuante sobre o leito do canal, principalmente na barra central.

Entre a terceira e a quarta campanha, os processos de erosão dão lugar à deposição de sedimentos no leito. Os valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ correspondem a 1,853 e a 4,278, respectivamente. A área do canal apresentou redução para 8,532 m² e o índice de forma subiu

para 5,548. De modo geral, ocorreu, nesse período, singelo deslocamento da barra central em direção à margem direita, quase que descaracterizando sua existência.

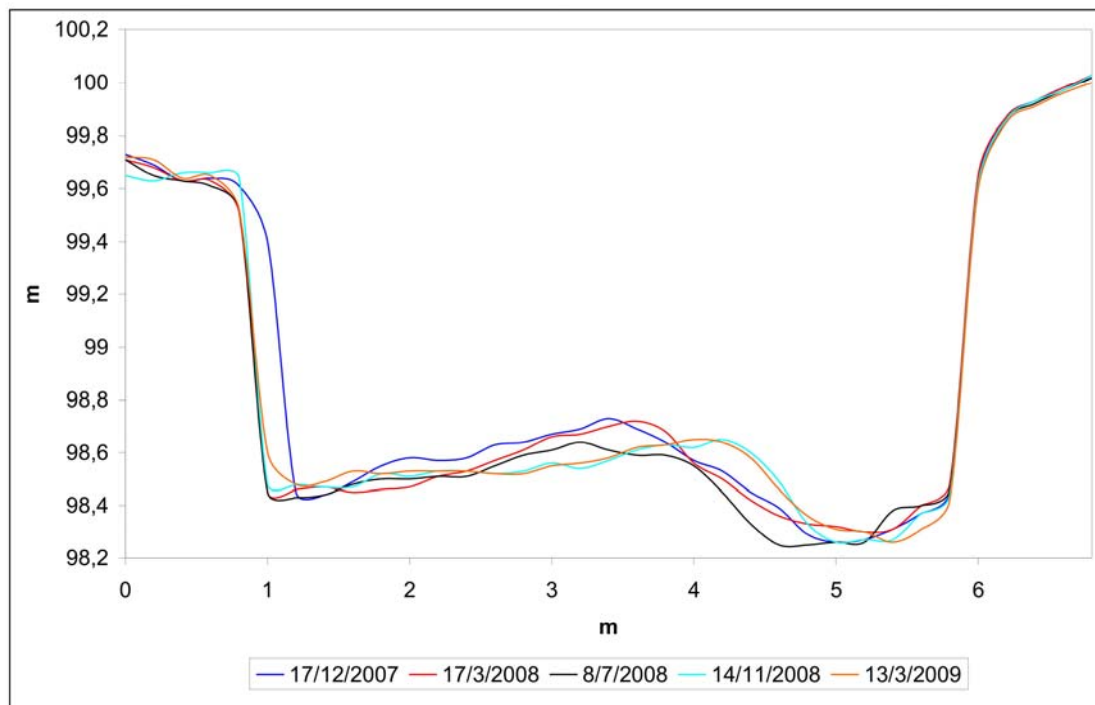


Figura 22: Variações na morfologia do canal no perfil jusante da seção 1.

Fonte: Dados de campo (2007-2009)

Organização e elaboração: Andrey Luis Binda (2009).

No período entre a quarta e a quinta campanha ocorre novamente a sedimentação de material nesse perfil. Entretanto, com valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ de 0,326 e 2,238, pode-se dizer que a seção praticamente permaneceu estável. A área passou a 8,508 m² e o índice de forma foi de 5,566.

4.3.1.2. Seção 2

Nos perfis transversais da seção 2, os processos de erosão e de sedimentação ocorreram simultaneamente e, de modo divergente, quando comparados os dois perfis, ou seja, os processos de erosão no perfil transversal de montante foram concomitantes com a sedimentação no perfil de jusante e vice-versa, exceto entre a quarta e a quinta campanha, quando se verificou a deposição de sedimentos em ambos perfis. Assim, a área da seção transversal dos perfis apresentou variações (ora aumentando, ora reduzindo), juntamente com os valores relacionados com o índice de forma do canal.

Entretanto, quando são comparados os dados do primeiro e do último levantamento, reconhecem-se importantes diferenças entre os perfis monitorados. O perfil

montante apresentou a predominância de erosão, com valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ de -4,345 e 10,642, respectivamente. No geral, isso levou ao aumento da área da seção em 0,332 m² e redução do índice de forma em 0,273. Já o perfil de jusante apresentou a ocorrência de sedimentação, com $\Delta A\%$ de 14,258 e $|\Delta A\%|$ de 17,200, com importante reflexo na diminuição da área da seção em 1,322 m² e aumento do índice de forma em 0,858 (Tabela 4).

Tabela 4: Perfis transversais Seção 2

<i>Setor</i>	<i>Campanha</i>	<i>Data</i>	<i>Área da seção (m²)</i>	<i>F (w/d)</i>	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	<i>Processo predominante</i>
Montante	1ª Campanha	17/12/2007	7,657	6,557	-----	-----	-----
	2ª Campanha	17/3/2008	7,903	6,354	-3,201	6,531	Erosão
	Diferença	-----	0,246	-0,203	-----	-----	-----
	3ª Campanha	8/7/2008	7,702	6,517	2,496	5,522	Deposição
	Diferença	-----	-0,201	0,163	-----	-----	-----
	4ª Campanha	17/11/2008	8,162	6,152	-5,922	8,042	Erosão
	Diferença	-----	0,460	-0,365	-----	-----	-----
	5ª Campanha	14/3/2009	7,989	6,284	2,100	3,638	Deposição
	Diferença	-----	-0,173	0,132	-----	-----	-----
	TOTAL	1ª – 5ª Campanha	0,332	-0,273	-4,346	10,642	Erosão
Jusante	1ª Campanha	17/12/2007	9,203	5,157	-----	-----	-----
	2ª Campanha	17/3/2008	8,971	5,289	2,492	4,050	Deposição
	Diferença	-----	-0,232	0,132	-----	-----	-----
	3ª Campanha	8/7/2008	9,496	4,999	-5,800	6,511	Erosão
	Diferença	-----	0,525	-0,290	-----	-----	-----
	4ª Campanha	17/11/2008	8,054	5,884	15,039	17,727	Deposição
	Diferença	-----	-1,442	0,885	-----	-----	-----
	5ª Campanha	14/3/2009	7,881	6,015	2,176	4,845	Deposição
	Diferença	-----	-0,173	0,131	-----	-----	-----
	TOTAL	1ª – 5ª Campanha	-1,322	0,858	14,258	17,200	Deposição

Organização: Andrey Luis Binda (2009).

No perfil montante da seção 2 (Tabela 4; Figura 23), entre a primeira e a segunda campanha, os processos erosivos predominaram no leito do canal, chegando a valores de $\Delta A\%$ de -3,201 e $|\Delta A\%|$ de 6,531, permitindo o aprofundamento do talvegue próximo à margem direita, embora tenha ocorrido pequena sedimentação sobre a barra em pontal, situada na margem esquerda. A área da seção nesse período apresentou aumento de 7,657 m² para 7,903 m², enquanto o índice de forma passou de 6,557 para 6,354.

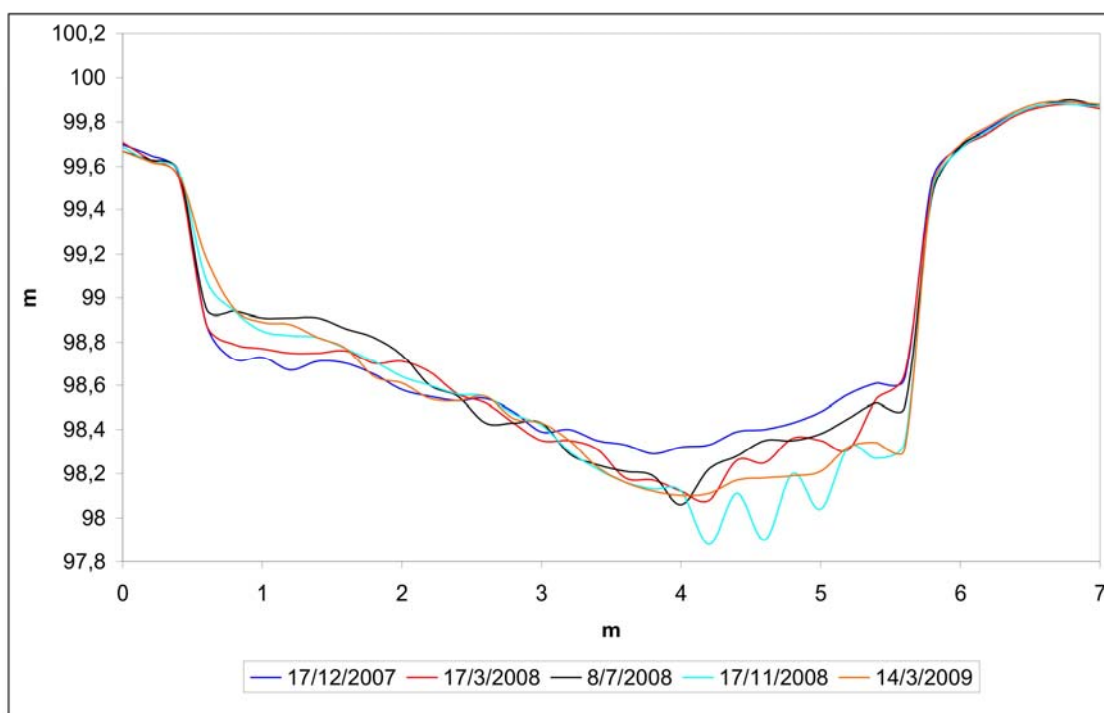


Figura 23: Variações na morfologia do canal no perfil montante da seção 2.

Fonte: Dados de campo (2007-2009)

Organização e elaboração: Andrey Luis Binda (2009).

Entre a segunda e a terceira campanha, os processos de erosão foram compensados pela sedimentação, quando os valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ chegaram a 2,496 e 5,522, respectivamente, levando à redução da área da seção em cerca de 0,201 m², enquanto o índice de forma passou para 6,517. A linha do talvegue, escavado durante a segunda campanha, apresentou pequenas oscilações, entretanto a sedimentação na barra em pontal alcançou, em alguns pontos, 0,16 m.

Entre a terceira e a quarta campanha, os processos de erosão voltam a ocorrer, alcançando valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ de -5,922 e 8,042, respectivamente. A área do canal passou para 8,162 m² e o índice de forma diminuiu para 6,152. Os processos de erosão ocorrem praticamente em toda a extensão do perfil, mas, principalmente, na barra em pontal da margem esquerda e no leito próximo à margem direita, onde se instala o talvegue do canal.

Entretanto, entre a quarta e a quinta campanha, ocorre a deposição de sedimentos, com valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ de 2,100 e 3,638, respectivamente. Isso foi responsável pela diminuição da área do canal para 7,989 m² e aumento do índice de forma para 6,284. De modo geral, a sedimentação ocorre próxima à margem direita soterrando as linhas de talvegue da quarta campanha.

Já o perfil transversal jusante (Tabela 4; Figura 24) apresentou, entre a primeira e a segunda campanha, a ocorrência de deposição, com valor de $\Delta A\%$ de 2,492 e $|\Delta A\%|$ de

4,050, valores que culminaram na redução da área da seção de 9,203 para 8,971 m², ao passo que o índice de forma aumentou de 5,157 para 5,289. O processo de sedimentação ocorreu somente sobre o leito, mais especificamente, na barra central do canal, onde alguns pontos apresentaram a deposição de até 0,19 m de material.

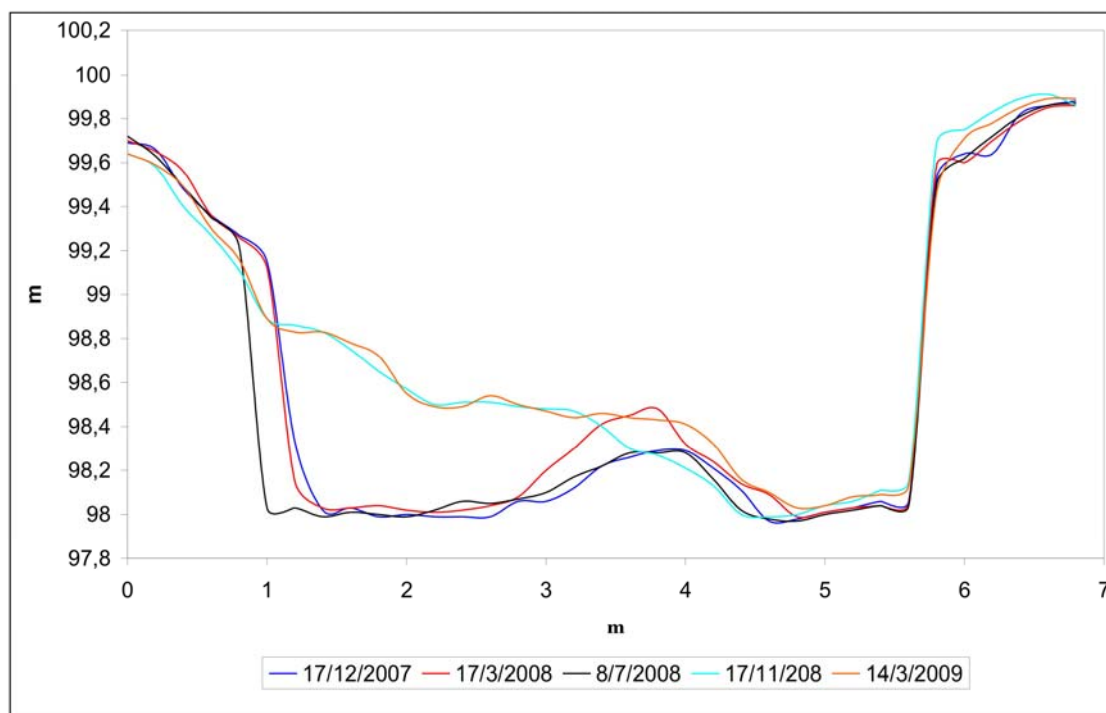


Figura 24: Variações na morfologia do canal no perfil jusante da seção 2.

Fonte: Dados de campo (2007-2009)

Organização e elaboração: Andrey Luis Binda (2009).

Entre a segunda e terceira campanha, o processo de sedimentação foi trocado pela erosão, que atingiu valores de $\Delta A\%$ de -5,800 e $|\Delta A\%|$ de 6,511, levando ao aumento na área da seção para 9,496 m² e redução do índice de forma para 4,999. O processo erosivo favoreceu a erosão lateral na margem esquerda, bem como, a redução da cota da barra central, que voltou a valores muito próximos daqueles encontrados na primeira campanha.

Entretanto, as maiores diferenças nos valores e na forma da seção ocorreram entre a terceira e a quarta campanha. Nesse período ocorre intensa sedimentação, alcançando valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ da ordem de 15,039 e 17,727, respectivamente. Com isso, ocorre grande redução da área da seção para 8,054 m² e aumento do índice de forma para 5,884. A acumulação, que anteriormente desviava o fluxo em direção à margem esquerda, foi parcialmente destruída, isso devido às intensas chuvas que ocorreram nesse período. Isso promoveu a descaracterização da barra central e a sedimentação de até 0,85 m perto da

margem esquerda, configurando, assim, perfil típico de canais sinuosos, ou seja, barra em pontal na margem convexa e talvegue próximo à margem côncava.

Entre a quarta e quinta campanha continuou a deposição na seção, com valores de $\Delta A\%$ de 2,176 e $|\Delta A\%|$ de 4,845. A área do canal diminuiu para 7,881 m² e o índice de forma subiu para 6,015. O perfil praticamente permaneceu inalterado, exceto pela maior sedimentação no centro do canal.

4.3.1.3. Seção 3

Os perfis transversais da seção 3 apresentaram as maiores diversidades em termos quantitativos. Quando se comparam os dados do primeiro e do quinto levantamento, percebe-se nitidamente que os dois perfis se comportaram de modos diferentes.

O perfil de montante, devido aos valores de $\Delta A\%$ de -5,405 e $|\Delta A\%|$ de 6,574, indica a ocorrência de erosão, que foi responsável pelo aumento na área da seção em 0,432 m² e redução do índice de forma em 0,280. Por outro lado, o perfil de jusante, apresentou singela deposição com $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ de 0,760 e 8,977, respectivamente. Isso conduziu à redução da área da seção em 0,072 m² e ao aumento do índice de forma em 0,049 (Tabela 5).

Entre a primeira e a segunda campanha, o perfil de montante (Tabela 5; Figura 25) apresentou pequena taxa de erosão, com valor de $\Delta A\%$ de -0,950 e $|\Delta A\%|$ de 3,725. A área da seção transversal aumentou de 8,174 para 8,238 e o índice de forma reduziu de 5,464 para 5,412, refletindo a pequena proporção da atuação dos processos de erosão. As margens permaneceram estáveis e o leito sofreu pequenas alterações. O centro do canal foi o local onde os processos de erosão foram mais intensos, permitindo singelo aprofundamento.

Entretanto, entre a segunda e a terceira campanha, os processos de erosão foram intensificados, atingindo valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ da ordem de -3,907 e 4,390, respectivamente, promovendo aumento na área da seção transversal para 8,568 m² e a redução do índice de forma para 5,209. De maneira geral, o leito do canal permaneceu pouco alterado em relação à 2ª campanha, porém a margem esquerda passou por forte erosão, permitindo o alargamento o canal. Embora nessa margem ocorra uma barra em pontal, o redirecionamento do fluxo pelos detritos lenhosos permitiu que ocorresse erosão nesse local.

Tabela 5: Perfis transversais seção 3

<i>Setor</i>	<i>Campanha</i>	<i>Data</i>	<i>Área da seção (m²)</i>	<i>F (w/d)</i>	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	<i>Processo predominante</i>
Montante	1ª Campanha	17/12/2007	8,174	5,464	-----	-----	-----
	2ª Campanha	17/3/2008	8,238	5,412	-0,950	3,725	Erosão
	Diferença	-----	0,064	-0,052	-----	-----	-----
	3ª Campanha	8/7/2008	8,568	5,209	-3,907	4,390	Erosão
	Diferença	-----	0,330	-0,203	-----	-----	-----
	4ª Campanha	17/11/2008	8,558	5,217	0,162	5,176	Deposição
	Diferença	-----	-0,010	0,008	-----	-----	-----
	5ª Campanha	14/3/2009	8,606	5,184	-0,651	1,953	Erosão
	Diferença	-----	0,048	-0,033	-----	-----	-----
	TOTAL	1ª – 5ª Campanha	0,432	-0,280	-5,405	6,574	Erosão
Jusante	1ª Campanha	17/12/2007	9,706	6,409	-----	-----	-----
	2ª Campanha	17/3/2008	10,343	6,016	-6,532	7,724	Erosão
	Diferença	-----	0,637	-0,393	-----	-----	-----
	3ª Campanha	8/7/2008	10,152	6,128	1,832	3,644	Deposição
	Diferença	-----	-0,191	0,112	-----	-----	-----
	4ª Campanha	17/11/2008	9,565	6,504	5,775	11,550	Deposição
	Diferença	-----	-0,587	0,376	-----	-----	-----
	5ª Campanha	14/3/2009	9,634	6,458	-0,709	3,544	Erosão
	Diferença	-----	0,069	-0,046	-----	-----	-----
	TOTAL	1ª – 5ª Campanha	-0,072	0,049	0,760	8,977	Deposição

Organização: Andrey Luis Binda (2009).

Entre a terceira e a quarta campanha ocorreu inexpressiva sedimentação, com valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ de apenas 0,162 e 5,176. A área do canal diminuiu para 8,558 e o índice de forma passou para 5,217. Entretanto, esses resultados devem ser vistos com cautela. A cautela é necessária porque ocorreu, em todo o centro do canal, a deposição de sedimentos e, portanto, a elevação do leito do canal. A erosão da margem direita acabou, porém, reduzindo a efetividade dos processos de sedimentação no perfil transversal.

Entre a quarta e a quinta campanha voltam a ocorrer os processos de erosão em valores muito baixos, de -0,651 para $\Delta A\%$ e 1,953 para $|\Delta A\%|$. A área do canal atingiu 8,606 m² e o índice de forma foi de 5,184. No geral, ocorreram pequenas flutuações no leito do canal, que não alteraram a morfologia do perfil.

No perfil jusante (Tabela 5; Figura 26), entre a primeira e a segunda campanha, ocorreram intensos processos erosivos, que alcançaram valores de $\Delta A\%$ de -6,532 e $|\Delta A\%|$ de 7,724. A área da seção passou de 9,706 m² para 10,343 m² e o índice de forma variou de

6,409 para 6,016. A erosão atingiu, principalmente, a margem esquerda, onde ocorreu a destruição parcial da barra em pontal.

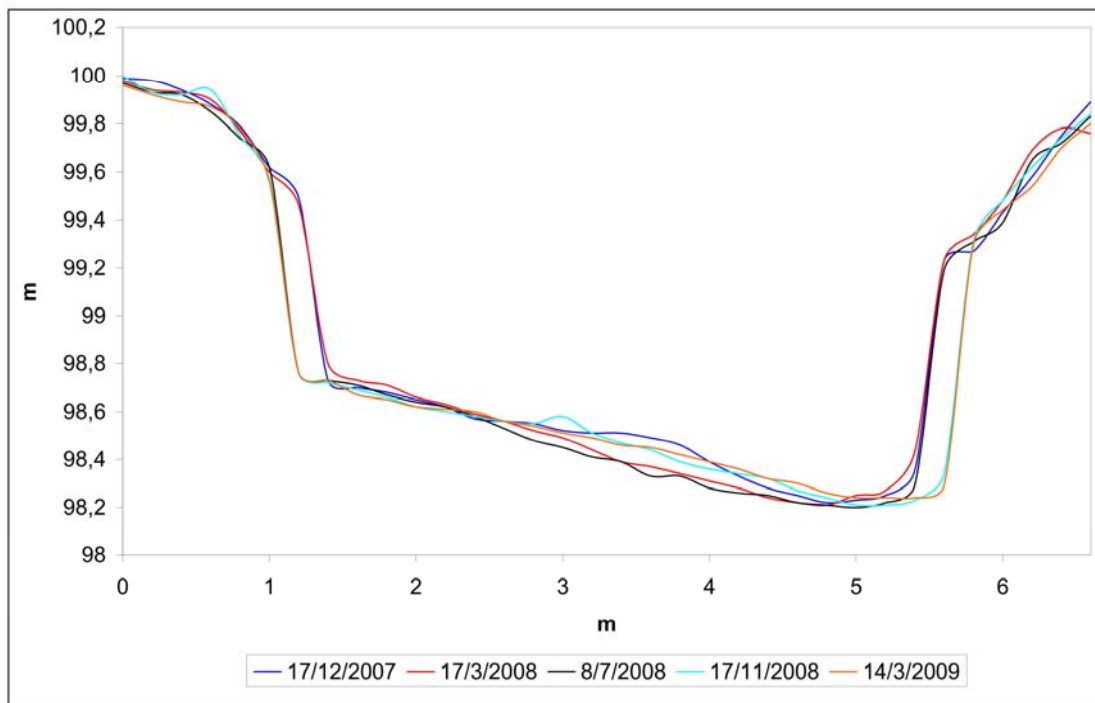


Figura 25: Variações na morfologia do canal no perfil montante da seção 3.

Fonte: Dados de campo (2007-2009)

Organização e elaboração: Andrey Luis Binda (2009).

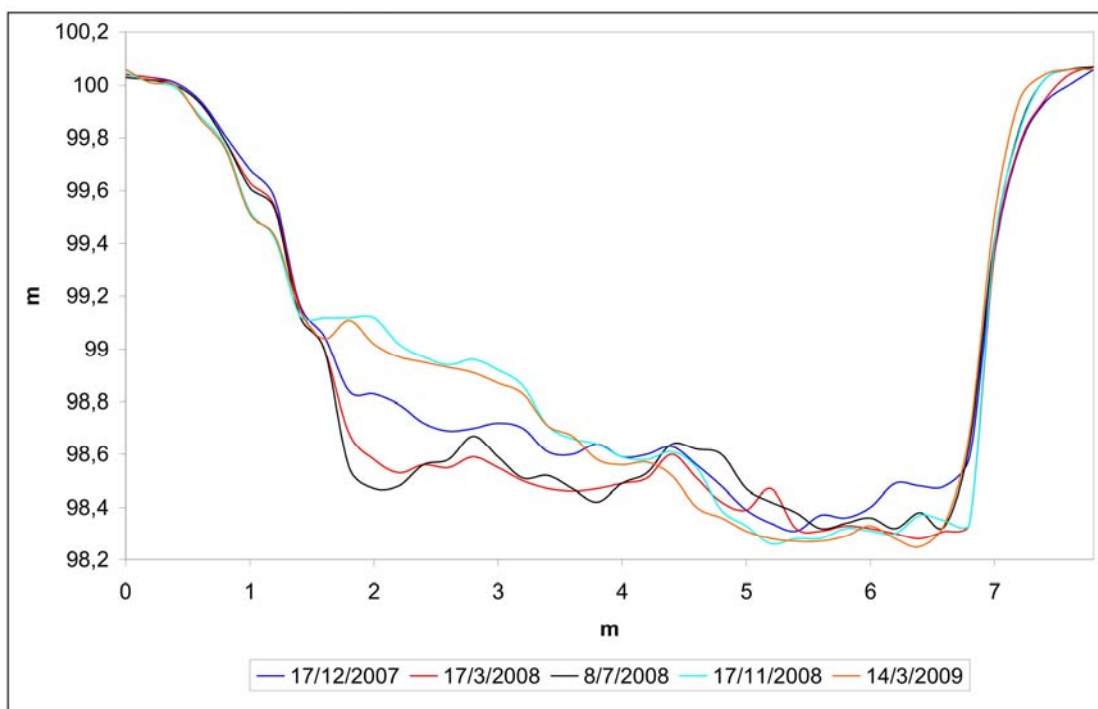


Figura 26: Variações na morfologia do canal no perfil jusante da seção 3.

Fonte: Dados de campo (2007-2009)

Organização e elaboração: Andrey Luis Binda (2009).

Entre a segunda e a terceira campanha ocorreu, nesse perfil, a deposição de sedimentos, deposição que atingiu valores de $\Delta A\%$ de 1,832 e de $|\Delta A\%|$ de 3,644, correspondendo a uma diminuição da área da seção para 10,152 m² e a um aumento em 0,112 no índice de forma. A deposição ocorreu preferencialmente no centro do canal e próxima à margem direita, embora tenha ocorrido pequena taxa de erosão no leito junto à margem esquerda.

Entretanto, é entre a terceira e a quarta campanha que os processos de sedimentação agiram intensamente, chegando a alcançar valores de $\Delta A\%$ de 5,775 e de $|\Delta A\%|$ de 11,550. Esses processos foram responsáveis pela redução da área do canal para 9,565 m² e pelo aumento para 6,504 do índice de forma. A intensidade dos processos de sedimentação ocorreu devido à reconstrução da anteriormente erodida barra em pontal, com deposição em alguns pontos de até 0,65 m.

Entre a quarta e a quinta campanha, os processos deposicionais são trocados pela erosão do leito em valores de apenas -0,709 para $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ de 3,544. A área aumentou para 9,634 m² e o índice de forma foi de 6,458. Esses processos de erosão atuaram sobre a barra em pontal, enquanto a cota do talvegue, próxima à margem direita, manteve-se praticamente inalterada. Deve-se enfatizar que, durante todo o período monitorado, as margens permaneceram estáveis nesse perfil.

4.3.1.4. Seção 4

Os perfis transversais da seção 4 apresentaram, no período levantado, a ocorrência de processos de erosão, sobretudo entre as três primeiras campanhas, e processos de deposição nas duas últimas campanhas (exceto no perfil jusante, que teve erosão entre a terceira e a quarta campanha). Entretanto, esses processos de erosão e de deposição se comportaram de maneiras distintas entre os perfis, sendo que, naquele de jusante, as taxas de erosão foram superiores quando comparadas com o de montante.

Quando comparados os dados da primeira e da quinta campanha, nota-se que ambos os perfis passaram por erosão. No perfil montante, $\Delta A\%$ foi de -3,586 e $|\Delta A\%|$ de 10,143. Isso conduziu para o aumento da área da seção em 0,350 m² e a redução do índice de forma em 0,391. O perfil de jusante atingiu valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ de -4,697 e 7,588, com redução da área da seção em 0,510 m² e aumento do índice de forma em 0,413 (Tabela 6).

Tabela 6: Perfis transversais Seção 4

<i>Setor</i>	<i>Campanha</i>	<i>Data</i>	<i>Área da seção (m²)</i>	<i>F (w/d)</i>	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $	<i>Processo predominante</i>
Montante	1ª Campanha	17/12/2007	9,742	11,295	-----	-----	-----
	2ª Campanha	17/3/2008	10,275	10,711	-5,451	9,631	Erosão
	Diferença	-----	0,533	-0,584	-----	-----	-----
	3ª Campanha	8/7/2008	10,316	10,670	-0,389	3,226	Erosão
	Diferença	-----	0,041	-0,041	-----	-----	-----
	4ª Campanha	17/11/2008	10,165	10,827	1,452	6,988	Deposição
	Diferença	-----	-0,151	0,157	-----	-----	-----
	5ª Campanha	15/3/2009	10,092	10,904	0,707	2,966	Deposição
	Diferença	-----	-0,073	0,077	-----	-----	-----
	Diferença	1ª – 5ª Campanha	0,350	-0,391	-3,586	10,143	Erosão
Jusante	1ª Campanha	17/12/2007	11,032	9,214	-----	-----	-----
	2ª Campanha	17/03/2008	11,189	9,088	-1,391	3,812	Erosão
	Diferença	-----	0,157	-0,126	-----	-----	-----
	3ª Campanha	8/7/2008	11,480	8,851	-2,673	4,277	Erosão
	Diferença	-----	0,291	-0,237	-----	-----	-----
	4ª Campanha	17/11/2008	11,702	8,687	-1,892	5,675	Erosão
	Diferença	-----	0,222	-0,164	-----	-----	-----
	5ª Campanha	15/3/2009	11,542	8,801	1,294	2,725	Deposição
	Diferença	-----	-0,160	0,114	-----	-----	-----
	Diferença	1ª – 5ª Campanha	0,510	-0,413	-4,697	7,588	Erosão

Organização: Andrey Luis Binda (2009).

No perfil montante da seção 4 (Tabela 6; Figura 27), entre a primeira e a segunda campanha, ocorreram intensos processos de erosão, processos que alcançaram $\Delta A\%$ de -5,451 e $|\Delta A\%|$ de 9,631, permitindo o aumento da área da seção de 9,742 para 10,275 m² e redução do índice de forma de 11,295 para 10,711. Essa grande taxa de erosão ocorreu em virtude da ação conjunta de processos de erosão do leito e da margem direita. Embora tenha ocorrido a sedimentação de material próximo ao membro-chave da acumulação, a erosão permitiu o aprofundamento do canal próximo à margem direita.

Entre a segunda e a terceira campanha, o processo de erosão permaneceu, entretanto, não tão significativo quanto o anterior, com valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ foram -0,389 e 3,226, respectivamente. O canal apresentou aumento na área da seção para 10,316 m² e redução do índice de forma para 10,670. A erosão ocorreu a jusante do membro-chave da acumulação, onde foi registrada a redução da cota do leito em até 0,27 m.

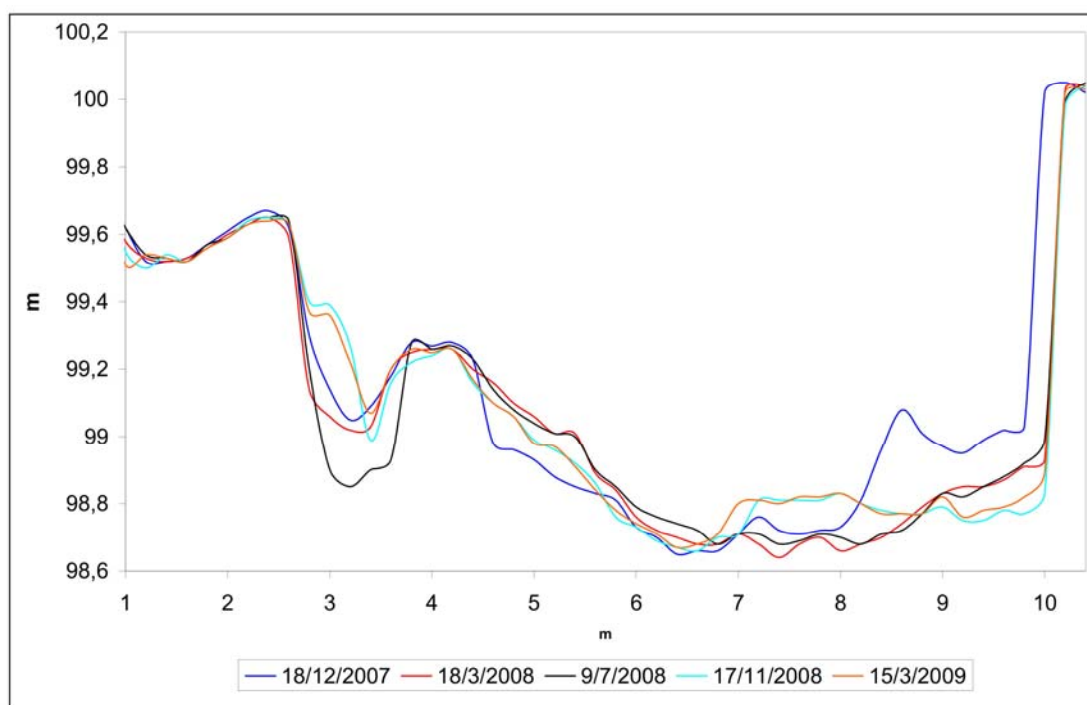


Figura 27: Variações na morfologia do canal no perfil montante da seção 4.

Fonte: Dados de campo (2007-2009)

Organização e elaboração: Andrey Luis Binda (2009).

Entre a terceira e a quarta campanha ocorreu a deposição de sedimentos na seção transversal, com $\Delta A\%$ de 1,452 e $|\Delta A\%|$ de 6,988. Esse processo foi responsável pela redução da área para 10,165 m² e pelo aumento no índice de forma para 10,827. A deposição de sedimentos ocorreu, preferencialmente, próxima ao pequeno dique marginal da margem direita e no centro do canal, embora tenham sido registrados processos de erosão a montante do membro-chave.

Entre a quarta e a quinta campanha ocorreu, novamente, a deposição de sedimentos, entretanto, em valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ de 0,707 e 2,966, respectivamente. A área do canal reduziu para 10,092 m² e o índice de forma foi de 10,904. No geral, ocorreu pouca alteração no perfil, quando em comparação com a campanha anterior, sendo os principais pontos de deposição o centro do canal e em local próximo à margem direita.

No perfil jusante da seção 4 (Tabela 6; Figura 28), entre a primeira e a segunda campanha, predominaram processos de erosão, com valores de $\Delta A\%$ de -1,391 e $|\Delta A\%|$ de 3,812. A área da seção aumentou de 11,032 para 11,189 m² e o índice de forma reduziu de 9,214 para 9,088. Os processos de erosão atuaram, preferencialmente, no centro do canal e em local próximo à margem esquerda.

Entre a segunda e a terceira campanha, os processos de erosão continuaram, exceto por serem mais intensos, atingindo valores de $\Delta A\%$ de -2,673 e $|\Delta A\%|$ de 4,277, com

aumento na área da seção para 11,480 m² e redução do índice de forma para 8,851. De modo semelhante ao apresentado acima, os processos de erosão ocorreram no leito, próximo à margem esquerda e no centro do canal.

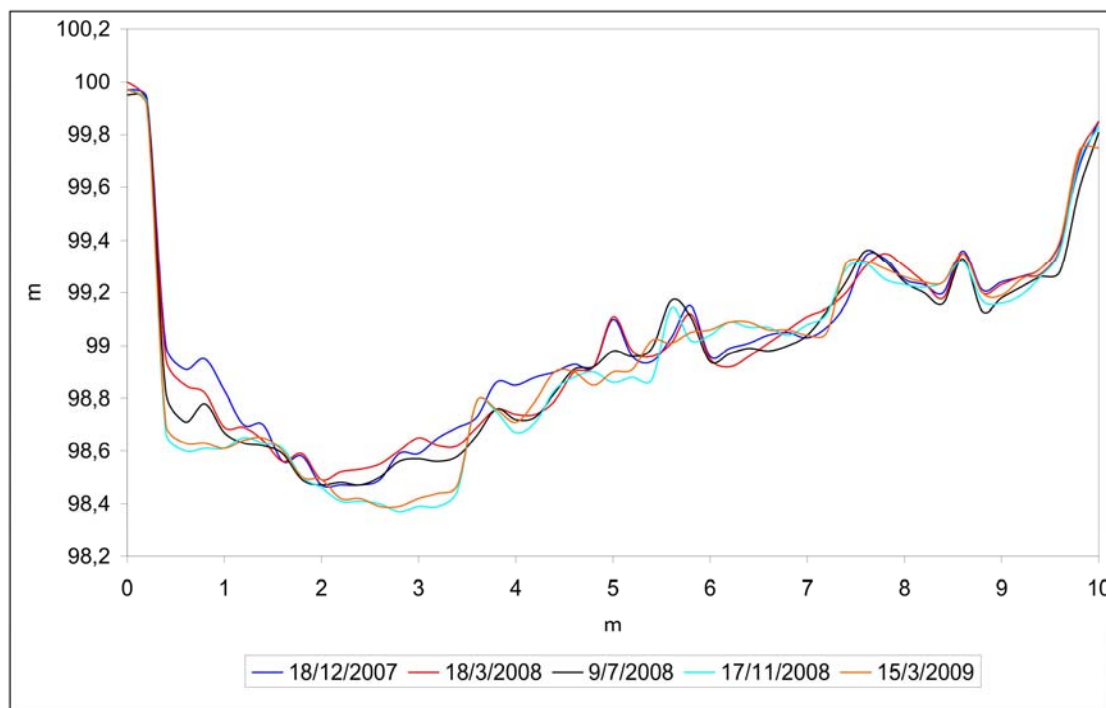


Figura 28: Variações na morfologia do canal no perfil jusante da seção 4.

Fonte: Dados de campo (2007-2009)

Organização e elaboração: Andrey Luis Binda (2009).

Entre a terceira e a quarta campanha, os valores de $\Delta A\%$ de -1,892 apontam para a manutenção dos processos de erosão do canal com $|\Delta A\%|$ de 5,675. A área do canal aumentou para 11,702 m² com redução do índice de forma para 8,687. Esses processos foram responsáveis pela escavação e pelo deslocamento do talvegue em direção ao centro do canal.

Entre a quarta e a quinta campanha ocorreu a alteração do processo dominante, sendo agora caracterizado por sedimentação com valores de $\Delta A\%$ e $|\Delta A\%|$ de 1,294 e 2,725, respectivamente. Os processos de sedimentação foram responsáveis pela diminuição da área do canal para 11,542 m² e aumento do índice de forma para 8,801. A deposição de sedimentos ocorreu em diversos pontos ao longo do perfil transversal.

4.3.2. ANÁLISE TRIDIMENSIONAL DOS PROCESSOS EROSIVO-DEPOSICIONAIS ASSOCIADOS ÀS ACUMULAÇÕES DE DETRITOS LENHOSOS

Semelhante aos resultados obtidos pela análise estatística realizada com dados oriundos de seções transversais permanentes, onde foi possível perceber que, ao longo do período monitorado, ocorreram, predominantemente, processos de erosão, a análise dos dados nas seções de monitoramento batimétrico permitiu a confirmação desses processos. Embora essas seções fossem caracterizadas pela oscilação entre processos de erosão e de sedimentação, em diferentes magnitudes, no geral, os processos de erosão promoveram o rebaixamento do leito ao término do período avaliado.

4.3.2.1. Seção 1

A seção 1 foi caracterizada pela ocorrência de processos de sedimentação na segunda campanha e por processos de erosão nas demais campanhas. Ao final do monitoramento foi possível perceber, por meio da comparação entre os resultados obtidos na primeira e na quinta campanha, que os processos de erosão foram predominantes. Isso conduziu para significativas mudanças, sobretudo nas cotas mínima e média, com redução em 0,14 m e 0,20 m, respectivamente. Embora a área superficial tenha apresentado aumento em 1,17 m², o que demonstra maior variação nas cotas do leito, o volume reduziu em 9,94 m³ (Tabela 7; Figura 29).

A primeira campanha foi caracterizada por valores de 98,91; 98,25 e 98,61 m para a cota máxima, mínima e média, respectivamente, conferindo desvio padrão de 0,137. A área superficial da seção foi de 48,27 m² e o volume calculado para o bloco diagrama com cota de referência de 98,00 m, foi de 28,99 m³.

Na segunda campanha foi possível perceber aumento nas cotas máxima e mínima para 98,94 e 98,30 m, com redução do desvio padrão para 0,131. Quando considerada a cota média, o valor apresentou pequeno aumento para 98,62 m. Esse aumento nas cotas máxima, mínima e média é explicado, quando se considera a área superficial que reduziu para 48,22 m², tornando o leito mais plano, e pelo volume, que alcançou o valor de 29,11 m³, caracterizando o período deposicional na seção.

De modo inverso, na terceira campanha, as cotas máxima, mínima e média, apresentaram redução, respectivamente para 98,89, 98,22 e 98,58 m, com desvio padrão de 0,124. A área superficial atingiu valores de 48,27 m², resultado idêntico ao da primeira

campanha, entretanto, o volume passou a 27,38 m³, indicando a predominância de erosão do leito.

Tabela 7: Características erosivo-deposicionais da seção 1.

Campanha	Cota (m)				Nº de pontos	Área superficial (m²)	Volume (m³)*	Processo predominante
	Máxima	Mínima	Média	D.P.				
1ª Campanha 17/12/2007	98,91	98,25	98,61	0,137	1113	48,27	28,99	-----
2ª Campanha 17/3/2008	98,94	98,30	98,62	0,131	1113	48,22	29,11	Deposição
Diferença	0,03	0,05	0,01	-----	-----	-0,05	0,12	-----
3ª Campanha 8/7/2008	98,89	98,22	98,58	0,124	1113	48,27	27,38	Erosão
Diferença	-0,05	-0,08	-0,04	-----	-----	0,05	-1,73	-----
4ª Campanha 14/11/2008	98,88	98,16	98,42	0,128	1113	50,00	19,58	Erosão
Diferença	-0,01	-0,06	-0,16	-----	-----	1,73	-7,80	-----
5ª Campanha 13/3/2009	98,91	98,11	98,41	0,124	1113	49,44	19,05	Erosão
Diferença	0,03	-0,05	-0,01	-----	-----	-0,56	-0,53	-----
Diferença 1ª – 5ª Campanha	0,00	-0,14	-0,20	-----	-----	1,17	-9,94	Erosão

*Cota de referência: 98,00 m.

D.P.: Desvio padrão

Fonte: Dados de campo (2007-2009). Organização: Andrey Luis Binda (2009).

Na quarta campanha, os processos de erosão foram intensificados, de modo a permitir a redução das cotas máxima, mínima e média para 98,88, 98,16, e 98,42 m, com desvio padrão de 0,128. Deve-se enfatizar a diminuição da cota média em cerca de 0,16 m. Esses processos erosivos foram fundamentais na redução do volume para 19,58 m³, enquanto a área superficial alcançou seu máximo com 50,00 m², demonstrando a maior variação das cotas do leito.

Na quinta campanha, a seção apresentou a ocorrência de erosão, entretanto apresentou-a em valores muitos inferiores ao da quarta campanha. Com exceção da cota máxima, que apresentou aumento para 98,91 m, as cotas mínima e média reduziram, respectivamente, para 98,11 e 98,41 m, conferindo desvio padrão de 0,124. A área superficial reduziu para 49,44 m², enquanto o volume passou para 19,05 m³.

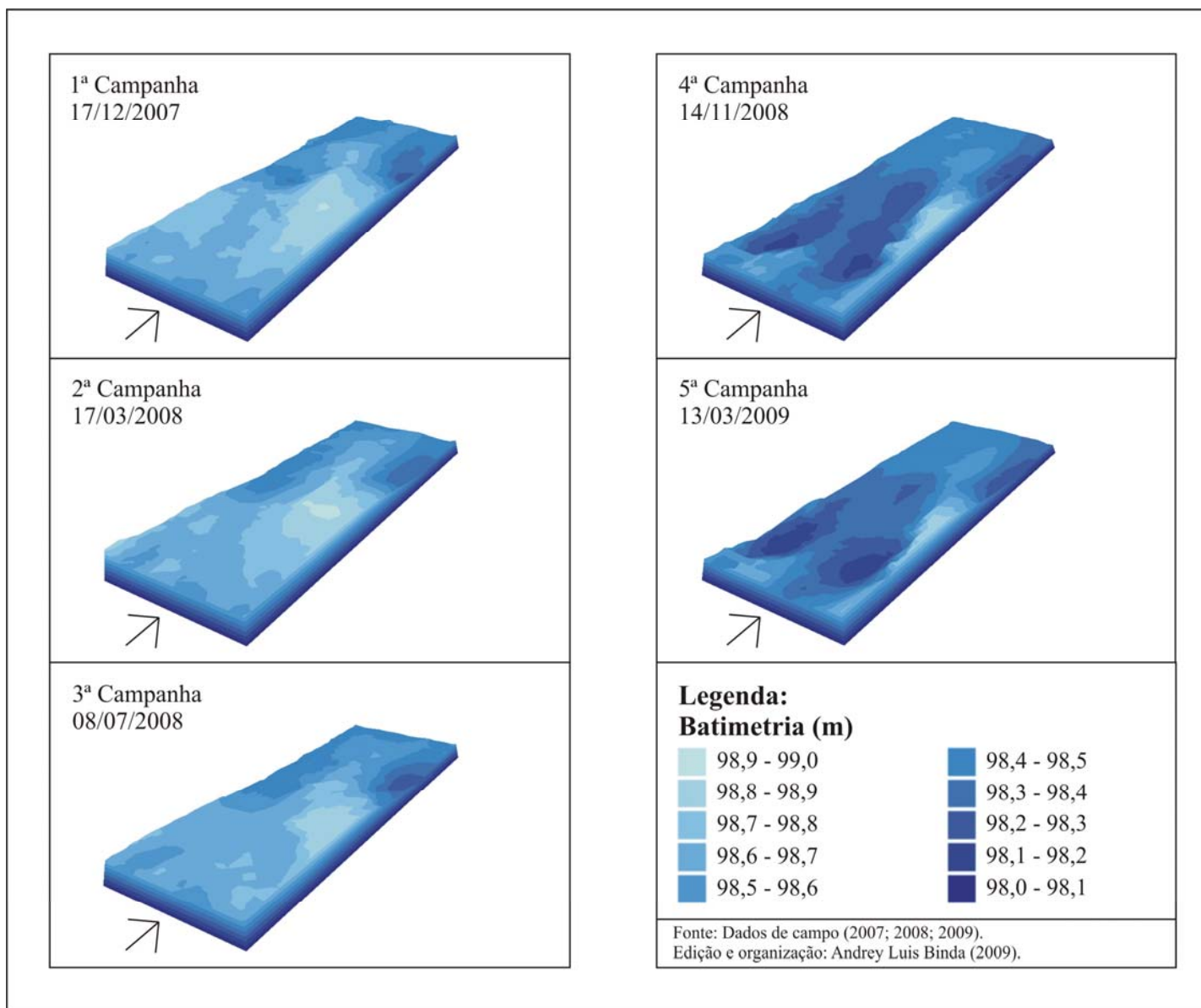


Figura 29: Modelos 3D da seção 1.

4.3.2.2. Seção 2

Ao comparar os dados morfológicos obtidos nas cinco campanhas, foi possível observar a ocorrência de períodos de sedimentação e de erosão, com a predominância deste último processo. Com exceção da cota máxima, que foi de 98,91 m, as cotas mínima e média reduziram em 0,04 e 0,06 m. Do mesmo modo, a área superficial e o volume apresentaram redução em 0,47 e 2,08 m³, respectivamente (Tabela 8; Figura 30).

Na primeira campanha, as cotas máxima, mínima e média foram de 98,91, 97,89 e 98,31 m, respectivamente, com desvio padrão de 0,198. A área superficial foi de 40,53 m² e o volume, considerando como cota de referência 97,60 m, foi de 26,37 m³.

Tabela 8: Características erosivo-deposicionais da seção 2.

Campanha	Cota (m)				Nº de pontos	Área superficial (m ²)	Volume (m ³)*	Processo predominante
	Máxima	Mínima	Média	D.P.				
1ª Campanha 17/12/2007	98,91	97,89	98,31	0,198	918	40,53	26,37	-----
2ª Campanha 17/3/2008	98,87	97,96	98,34	0,180	918	40,47	27,49	Deposição
Diferença	-0,04	0,07	0,03	-----	-----	-0,06	1,12	-----
3ª Campanha 8/7/2008	98,89	97,92	98,26	0,187	918	40,95	24,49	Erosão
Diferença	0,02	-0,04	-0,08	-----	-----	0,48	-3,00	-----
4ª Campanha 14/11/2008	98,88	97,63	98,22	0,229	918	40,36	23,07	Erosão
Diferença	-0,01	-0,29	-0,04	-----	-----	-0,59	-1,42	-----
5ª Campanha 14/3/2009	98,91	97,85	98,25	0,196	918	40,06	24,29	Deposição
Diferença	0,03	0,22	0,03	-----	-----	-0,30	1,22	-----
Diferença 1ª – 5ª Campanha	0,00	-0,04	-0,06	-----	-----	-0,47	-2,08	Erosão

*Cota de referência: 97,60 m.

D.P.: Desvio padrão

Fonte: Dados de campo (2007-2009). Organização: Andrey Luis Binda (2009).

Na segunda campanha, embora a cota máxima tenha reduzido para 98,87 m, ocorreu o aumento da cota mínima para 97,96 m e da cota média para 98,34 m, conferindo desvio padrão de 0,180. Esses valores são explicados pela redução da área superficial para 40,47 m² e o aumento do volume para 27,49 m³, o que demonstra a predominância de processos de sedimentação no leito.

Na terceira campanha, com exceção da cota máxima, que aumentou para 98,89 m, as cotas mínima e média reduziram, respectivamente, para 97,92 e 98,26 m, com desvio

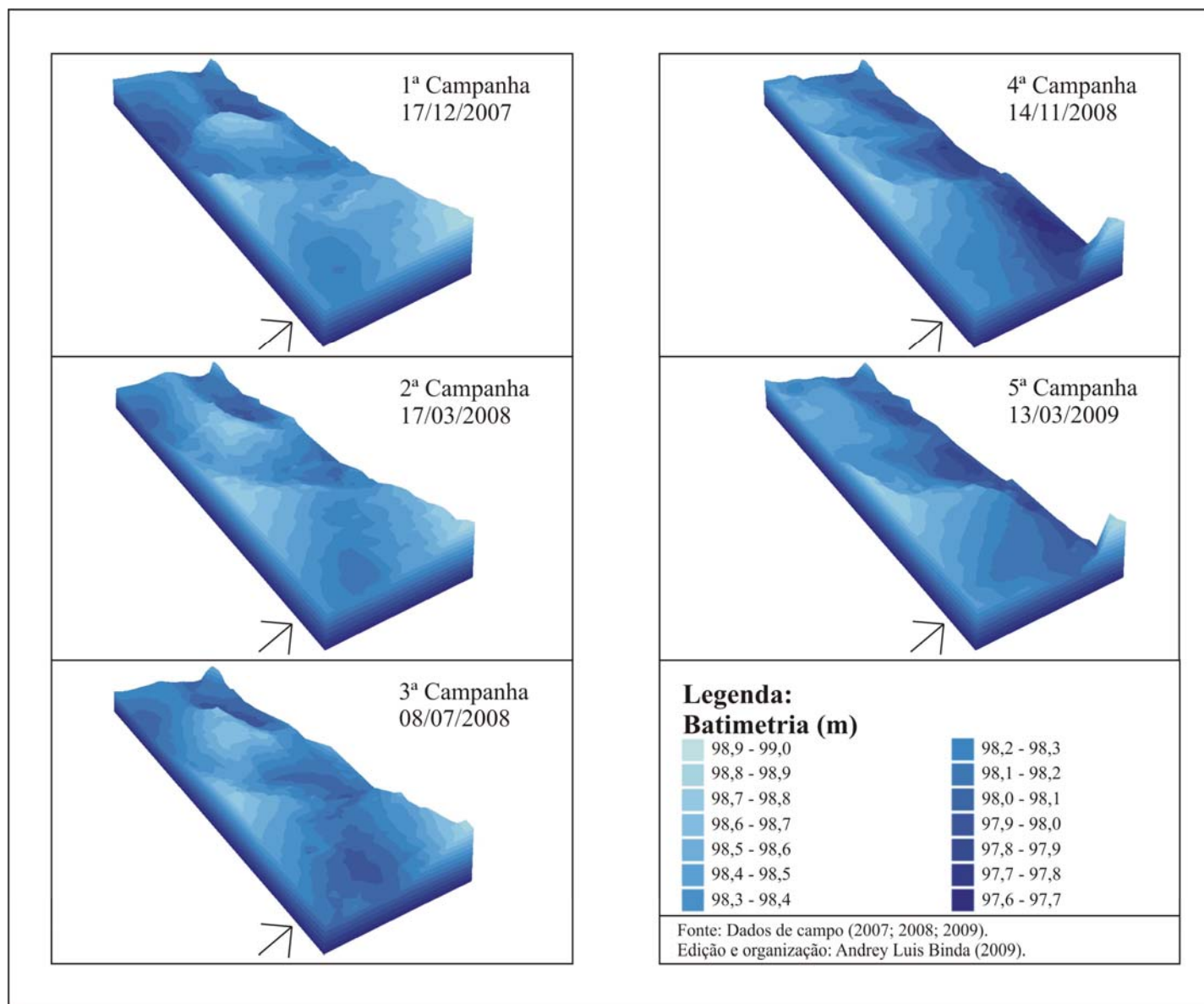


Figura 30: Modelos 3D da seção 2.

padrão de 0,187. A área superficial aumentou para 40,95 m² e o volume reduziu para 24,49 m³, indicando a ocorrência de processos erosivos no leito.

Na quarta campanha ocorreu a continuação dos processos de erosão do leito, entretanto, em valores inferiores àqueles mencionados para a terceira campanha. A cota máxima reduziu para 98,88 m, enquanto a média apresentou redução para 98,22 m. Chama-se atenção para a redução na cota mínima, que atingiu, nessa campanha, o valor de 97,63 m. O desvio padrão foi de 0,229, a área superficial e o volume reduziram para 40,36 m² e 23,07 m³, respectivamente.

Na quinta campanha, os processos de erosão do leito que predominaram nas duas campanhas anteriores foram substituídos por processos de sedimentação na seção. De modo geral, as cotas máxima, mínima e média apresentaram significativo aumento para 98,91, 97,85 e 98,25 m, respectivamente, com desvio padrão de 0,196. A área superficial reduziu para 40,06 m², menor valor obtido durante o período monitorado e o volume aumentou para 24,29 m³, indicando os processos de sedimentação na seção.

4.3.2.3. Seção 3

Na seção 3, os processos de erosão foram predominantes em três dos quatro comparativos. Assim, a comparação entre os resultados obtidos na primeira e na quinta campanha confirma a ocorrência dos processos de erosão. Embora a cota máxima tenha aumentado em 0,08 m, as cotas mínima e média reduziram 0,08 e 0,04 m, respectivamente. A área superficial reduziu em 0,48 m², tornando o leito mais homogêneo, enquanto o volume reduziu em 0,96 m³ (Tabela 9; Figura 31).

Na primeira campanha as cotas máxima, mínima e média foram de 98,80; 98,19 e 98,46 m, respectivamente, com desvio padrão de 0,130. A área superficial foi de 25,04 m² e o volume de 13,47 m³, considerando como cota de referência 97,90 m.

Na segunda campanha ocorreu o aumento na cota máxima para 98,84 m, enquanto a cota mínima permaneceu em 98,19 m e com desvio padrão de 0,140, o que poderia dar a falsa ideia de processos de sedimentação no leito. Entretanto, a cota média do leito reduziu para 98,44 m, de modo a permitir a área superficial atingir 24,77 m² e o volume reduzir para 12,95 m³, valores que indicam a ocorrência de processos de erosão do leito.

Na terceira campanha, as cotas máxima, mínima e média reduziram para 98,82, 98,16 e 98,41 m, respectivamente, com desvio padrão de 0,138. Embora a área superficial tenha aumentado para 25,06 m², tornando o leito menos homogêneo, o volume apresentou a redução para 12,13 m³, indicando a manutenção dos processos de erosão intracanal.

Tabela 9: Características erosivo-deposicionais da seção 3.

Campanha	Cota (m)				Nº de pontos	Área superficial (m²)	Volume (m³)*	Processo predominante
	Máxima	Mínima	Média	D.P.				
1ª Campanha 17/12/2007	98,80	98,19	98,46	0,130	611	25,04	13,47	-----
2ª Campanha 17/3/2008	98,84	98,19	98,44	0,140	611	24,77	12,95	Erosão
Diferença	0,04	0,00	-0,02	-----	-----	-0,27	-0,52	-----
3ª Campanha 8/7/2008	98,82	98,16	98,41	0,138	611	25,06	12,13	Erosão
Diferença	-0,02	-0,03	-0,03	-----	-----	0,29	-0,82	-----
4ª Campanha 14/11/2008	98,83	98,10	98,39	0,140	611	24,78	11,82	Erosão
Diferença	0,01	-0,06	-0,02	-----	-----	-0,28	-0,31	-----
5ª Campanha 14/3/2009	98,88	98,11	98,42	0,134	611	24,56	12,51	Deposição
Diferença	0,05	0,01	0,03	-----	-----	-0,22	0,69	-----
Diferença 1ª – 5ª Campanha	0,08	-0,08	-0,04	-----	-----	-0,48	-0,96	Erosão

*Cota de referência: 97,90 m. .

D.P.: Desvio padrão

Fonte: Dados de campo (2007-2009). Organização: Andrey Luis Binda (2009).

Na quarta campanha mantêm-se os processos de erosão. Mesmo a cota máxima aumentando para 98,83 m, as cotas mínima e média atingiram nessa campanha seu mínimo, com 98,10 e 98,39 m, respectivamente, com desvio padrão de 0,140. A área superficial reduziu para 24,78 m², valor muito próximo daquele encontrado na segunda campanha, e o volume atingiu seu mínimo com 11,82 m³.

Já na quinta campanha ocorreu significativo aumento nas cotas máxima, mínima e média, para 98,88, 98,11 e 98,42 m, respectivamente, e desvio padrão de 0,134. A área superficial apresentou redução para 24,56 m² e o volume aumentou para 12,51 m³, indicando a predominância de processos de sedimentação na seção.

4.3.2.4. Seção 4

Embora tenham ocorrido processos de erosão e de sedimentação na seção 4, os primeiros foram mais ativos. A comparação entre a primeira e a quinta campanha permite afirmar que todos os parâmetros analisados apresentaram redução. As cotas máxima, mínima e média reduziram em 0,03, 0,07 e 0,03 m, respectivamente. A área superficial apresentou redução em 0,62 m², tornando o leito mais plano, enquanto o volume reduziu em 1,38 m³, confirmando a predominância dos processos de erosão do leito (Tabela 10; Figura 32).

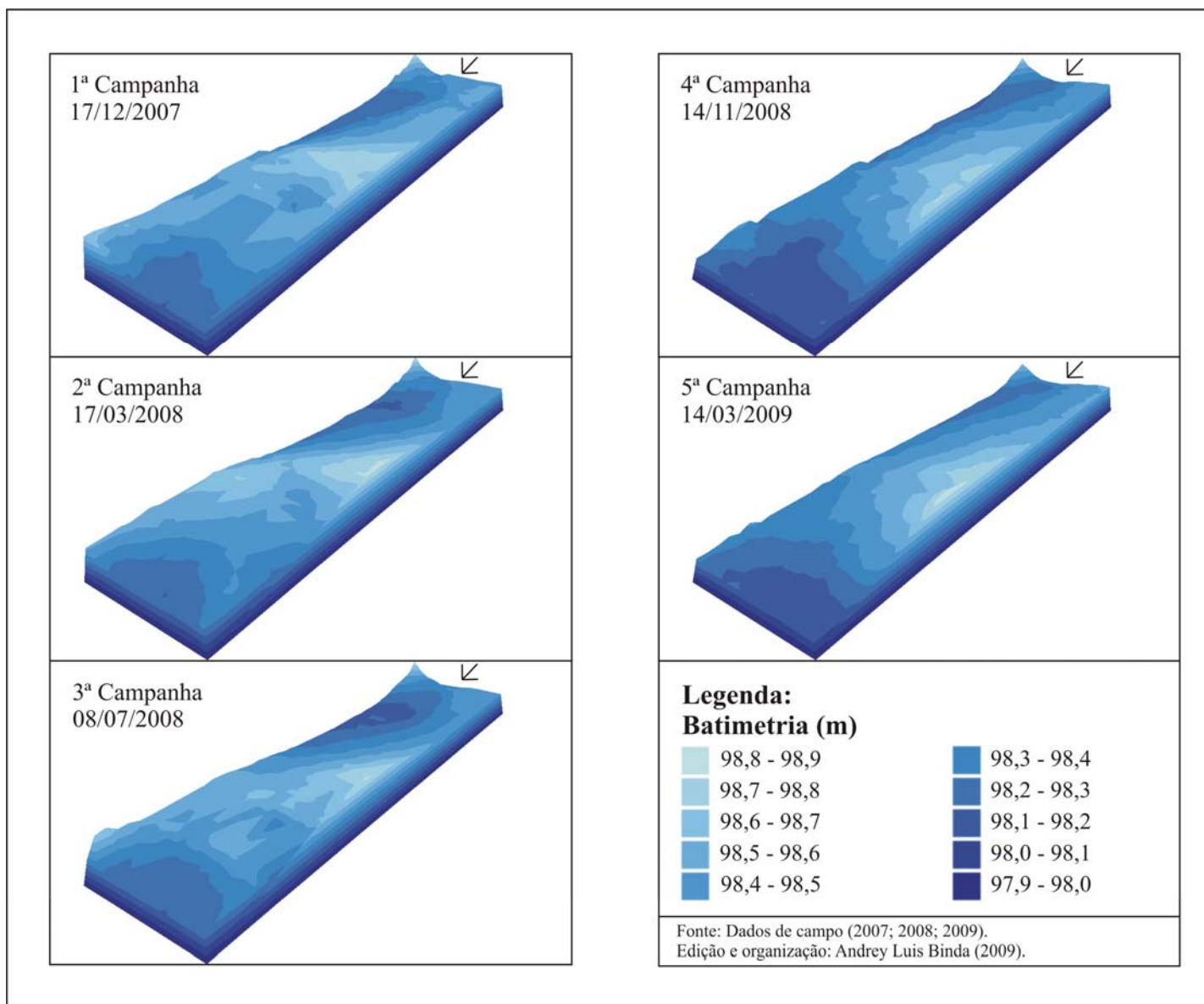


Figura 31: Modelos 3D da seção 3.

Tabela 10: Características erosivo-deposicionais da seção 4.

Campanha	Cota (m)				Nº de pontos	Área superficial (m²)	Volume (m³)*	Processo predominante
	Máxima	Mínima	Média	D.P.				
1ª Campanha 17/12/2007	99,52	98,46	98,86	0,188	1254	50,29	31,05	-----
2ª Campanha 17/3/2008	99,50	98,47	98,88	0,181	1254	49,65	32,27	Deposição
Diferença	-0,02	0,01	0,02	-----	-----	-0,64	1,22	-----
3ª Campanha 8/7/2008	99,54	98,44	98,83	0,184	1254	49,99	29,64	Erosão
Diferença	0,04	-0,03	-0,05	-----	-----	0,34	-2,63	-----
4ª Campanha 17/11/2008	99,44	98,36	98,80	0,194	1254	50,42	28,36	Erosão
Diferença	-0,10	-0,08	-0,03	-----	-----	0,43	-1,28	-----
5ª Campanha 15/3/2009	99,49	98,39	98,83	0,195	1254	49,67	29,67	Deposição
Diferença	0,05	0,03	0,03	-----	-----	-0,75	1,31	-----
Diferença 1ª – 5ª Campanha	-0,03	-0,07	-0,03	-----	-----	-0,62	-1,38	Erosão

*Cota de referência: 98,20 m. .

D.P.: Desvio padrão

Fonte: Dados de campo (2007-2009). Organização: Andrey Luis Binda (2009).

Na primeira campanha, as cotas máxima e mínima foram de 99,52 e 98,46 m, respectivamente, conferindo desvio padrão de 0,188, enquanto a cota média ficou em torno de 98,86 m. A área superficial nessa campanha foi de 50,29 m² e o volume, considerando a cota de 98,20 m como referência, foi de 31,05 m³.

Na segunda campanha, com exceção da cota máxima, que apresentou redução para 99,50 m, as cotas mínima e média apresentaram aumento para 98,47 e 98,88 m, respectivamente. A área superficial reduziu para 49,65 m², indicando certa homogeneização do leito, e o volume aumentou para 32,27 m³, caracterizando período deposicional no leito.

Na terceira campanha, embora a cota máxima apresentasse aumento para 99,54 m, as cotas mínima e média atingiram 98,44 e 98,82 m, respectivamente. A cota média do leito teve redução de 0,06 m. Embora a área superficial apresentasse aumento para 49,99 m², o volume reduziu consideravelmente para 29,64 m³, demonstrando a intensidade dos processos erosivos no leito.

Na quarta campanha ocorreu a intensificação dos processos de erosão, de modo a permitir que as cotas máxima, mínima e média atingissem os menores valores observados no período avaliado, de 99,44; 98,36 e 98,80 m, respectivamente, com desvio padrão de 0,194. A

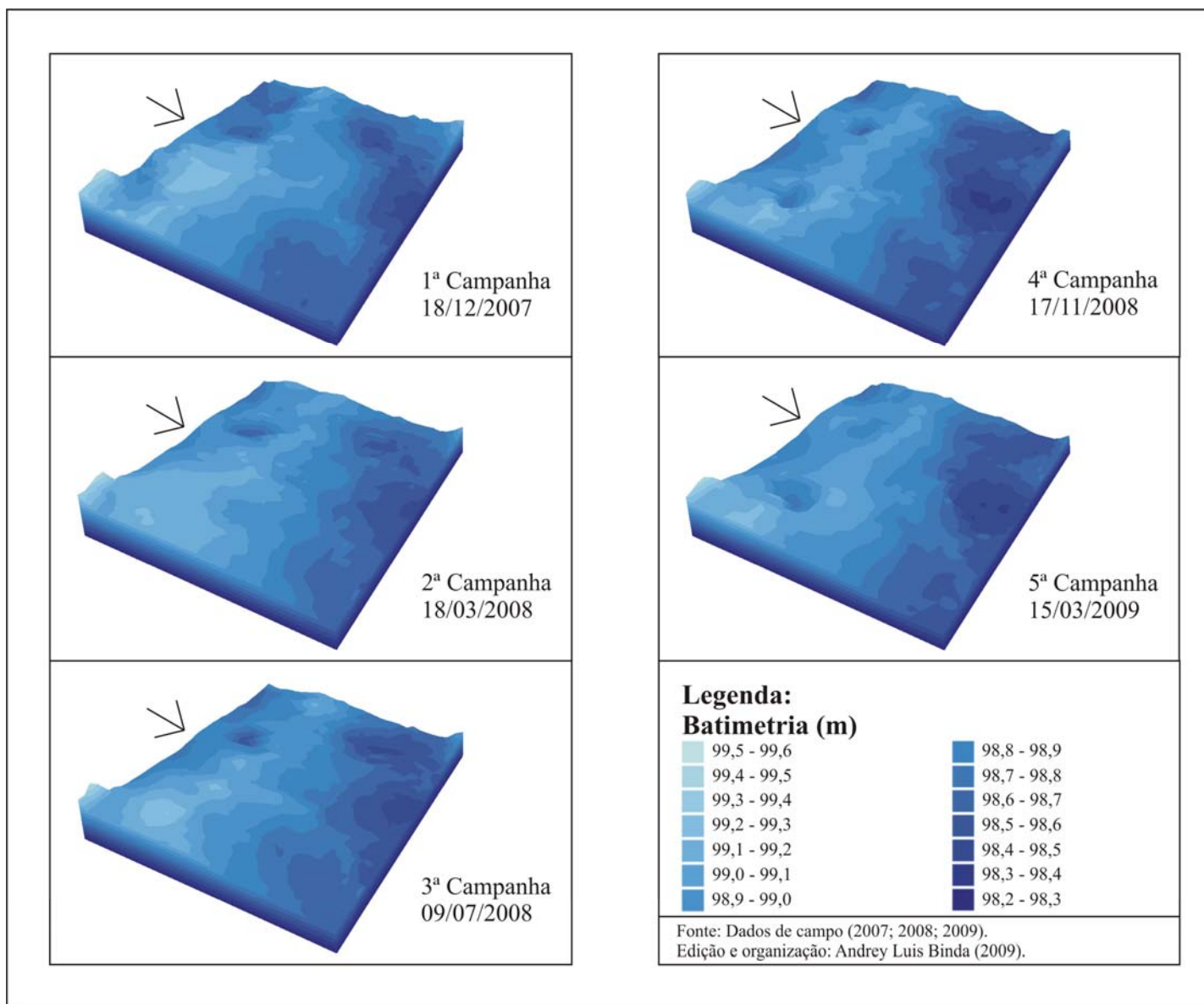


Figura 32: Modelos 3D da seção 4.

área superficial aumentou para 50,42 m², indicando que o leito tornou-se mais irregular, enquanto o volume atingiu o valor mínimo de 28,36 m³.

Na quinta campanha volta a ocorrer a sedimentação de material na seção, aumentando para 99,49; 98,39 e 98,83 m as cotas máxima, mínima e média, respectivamente, com desvio padrão de 0,195. A área superficial apresentou redução para 49,67 m² e o volume aumentou para 29,67 m³.

4.4. CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS ASSOCIADOS ÀS ACUMULAÇÕES DE DETRITOS LENHOSOS

A partir da análise granulométrica das amostras de fundo foram obtidos os parâmetros estatísticos granulométricos de Folk e Ward (1957), para cada amostra coletada. Os dados encontram-se nos Anexos 2, 3, 4 e 5 e os resultados são apresentados a seguir.

4.4.1. SEDIMENTOLOGIA DAS AMOSTRAS DA SEÇÃO 1

As amostras coletadas no ponto 1 localizam-se a montante da acumulação, próximas ao centro do canal (vide Figura 15). Ali os percentis D_{16} , D_{50} e D_{84} apresentaram pequenas diferenças. O D_{16} foi representado por seixo grosso, exceto na terceira campanha, quando foi seixo médio. O D_{50} característico foi composto por seixo médio, com exceção da terceira campanha, que atingiu a classe seixo fino. O D_{84} foi caracterizado pela classe areia grossa, menos na quarta campanha, quando apresentou material mais grosseiro, representado por areia muito grossa. Quando se leva em consideração o diâmetro médio, verifica-se que a classe predominante foi seixo fino, nas duas primeiras e na última campanha, enquanto na terceira e na quarta foi representado por grânulo e seixo médio, respectivamente. As amostras apresentavam-se na primeira, na segunda e na quinta campanha, muito pobremente selecionadas e pobremente selecionadas na terceira e na quarta campanha. A assimetria foi muito positiva, exceto na terceira campanha, que foi positiva. A curtose predominante foi platicúrtica, menos na quarta campanha, quando foi mesocúrtica (Figura 33).

As amostras coletadas no ponto 2 encontram-se a montante da acumulação, entre o centro do canal e a barra lateral direita (vide Figura 15). Ao longo do monitoramento, essa amostra apresentou tendência para tornar-se mais fina ao longo do levantamento. O D_{16} nas três primeiras campanhas foi seixo grosso, passando nas duas últimas campanhas para seixo médio. O D_{50} foi seixo médio na primeira e terceira campanha, sendo que, na segunda

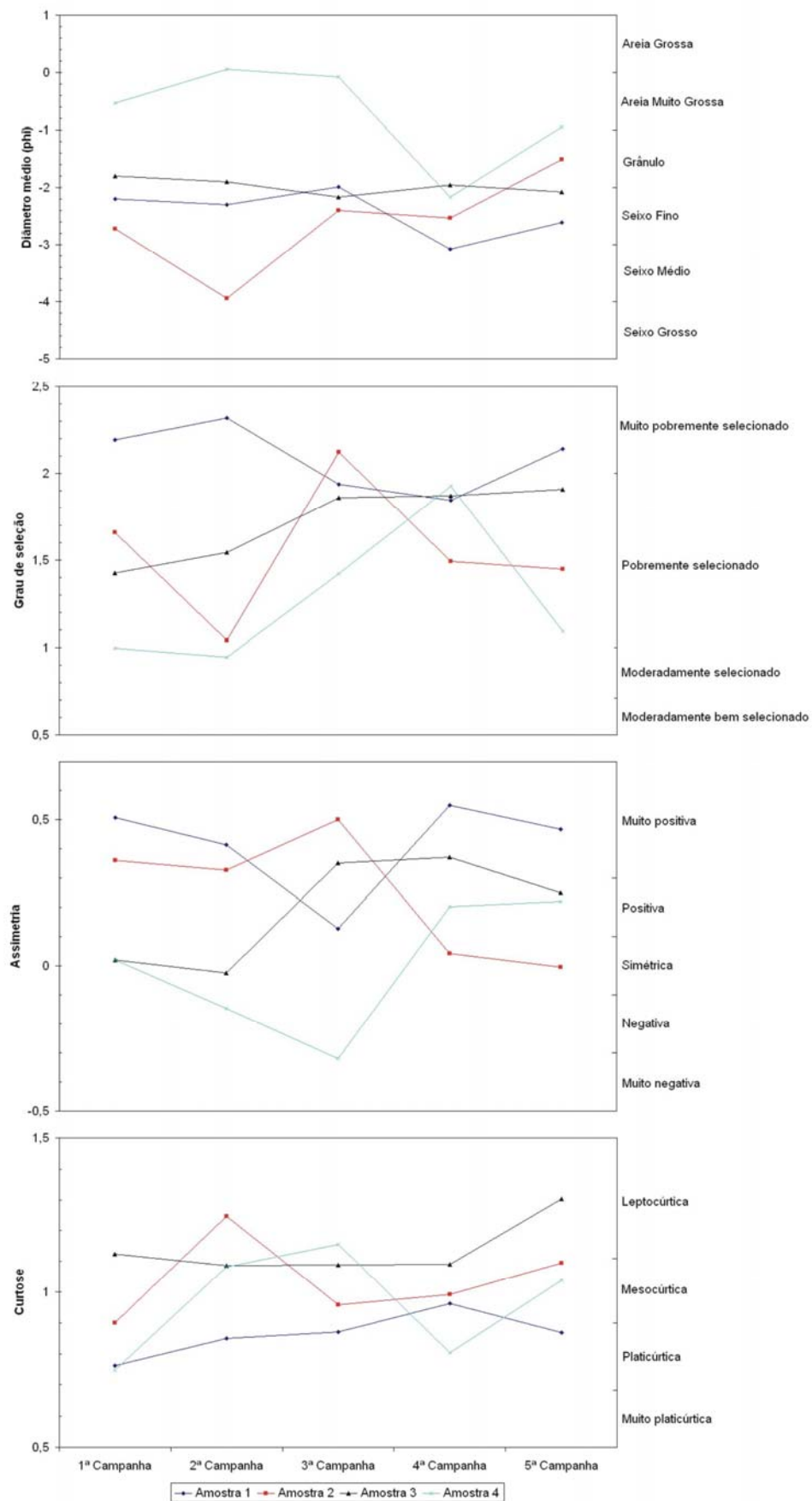


Figura 33: Variação dos parâmetros estatísticos granulométricos (Folk & Ward, 1957) da seção 1.

campanha, tornou-se mais grosseiro, atingindo a classe seixo grosso e, nas duas últimas, tornou-se mais fino, passando de seixo fino para grânulo. O D_{84} variou grandemente de areia muito grossa na primeira e última campanha a seixo fino na segunda, a areia grossa na terceira e a grânulo na quarta campanha. No geral, esses valores foram responsáveis pelo diâmetro médio, que foi de seixo fino na primeira, terceira e quarta campanhas, apresentando-se mais grosseiro na segunda campanha, quando atingiu a classe seixo médio, e mais fino na última campanha, representado por grânulo. As amostras encontravam-se pobremente selecionadas, exceto na terceira campanha, quando esteve muito pobremente selecionada. A assimetria passou de muito positiva nas três primeiras campanhas para aproximadamente simétrica nas duas últimas campanhas. A curtose foi platicúrtica na primeira, leptocúrtica na segunda e mesocúrtica nas demais campanhas (Figura 33).

O ponto 3 situa-se a montante da acumulação, sobre a barra lateral direita (vide Figura 15). As amostras apresentaram D_{16} constante, D_{50} com tendência a tornar-se mais grosseiro e D_{84} com pequenas variações. O D_{16} foi representado, em todas as campanhas, pela classe seixo médio. O D_{50} foi grânulo nas duas primeiras campanhas, passando para seixo fino nas demais campanhas. O D_{84} característico foi areia muito grossa, exceto na quarta campanha, quando foi areia grossa. O diâmetro médio foi grânulo nas duas primeiras e na quarta campanhas, enquanto na terceira e quinta campanha foi seixo médio. Todas as amostras encontravam-se pobremente selecionadas. A assimetria passou de aproximadamente simétrica nas duas primeiras campanhas para muito positiva na terceira e quarta campanha, e positiva na quinta campanha. A curtose foi leptocúrtica na primeira e última campanha e mesocúrtica nas demais campanhas (Figura 33).

Os percentis D_{16} , D_{50} e D_{84} apresentaram importantes variações nas amostras coletadas no ponto 4. Essas últimas amostras foram as únicas coletadas a jusante da acumulação da seção 1, mais especificamente sobre a barra central (vide Figura 15). O D_{16} foi grânulo na primeira, terceira e quinta campanhas, enquanto na segunda campanha encontrava-se mais fino, representado por areia muito grossa e, na quarta campanha, muito mais grosseiro do que nas demais amostras, atingindo a classe seixo grosso. O D_{50} foi areia muito grossa na primeira campanha, areia grossa na segunda e terceira campanha, seixo fino e grânulo na quarta e quinta campanhas, respectivamente. O D_{84} predominante foi areia grossa, exceto na terceira campanha, quando atingiu areia média. O diâmetro médio variou de areia muito grossa na primeira, terceira e quinta campanhas a areia grossa na segunda e a seixo fino na quarta campanha. As amostras passaram de moderadamente selecionadas nas duas primeiras campanhas para pobremente selecionadas nas demais campanhas. A assimetria apresentou

grande variação, passando de aproximadamente simétrica na primeira campanha, a negativa e a muito negativa na segunda e terceira campanha, e a positiva nas duas últimas campanhas. A curtose variou de platicúrtica na primeira e quarta campanha a mesocúrtica na segunda e quinta campanha, enquanto na terceira foi leptocúrtica (Figura 33).

4.4.2. SEDIMENTOLOGIA DAS AMOSTRAS DA SEÇÃO 2

As amostras coletadas no ponto 1 encontravam-se no centro do canal e a jusante da acumulação (vide Figura 15). Apresentaram D_{16} praticamente constante, D_{50} e D_{84} com tendência a tornar-se muito mais fina na segunda campanha, e constante nas três últimas campanhas. O D_{16} foi representado pela classe seixo médio, exceto na segunda campanha, quando foi grânulo. O D_{50} na primeira campanha foi seixo fino, na segunda campanha encontrava-se muito mais fino, sob a classe areia muito grossa e nas demais campanhas corresponderam a grânulo. O D_{84} foi grânulo na primeira, areia média na segunda e areia grossa nas três últimas campanhas. Em todas as campanhas, as amostras apresentavam-se pobremente selecionadas. A assimetria predominante foi aproximadamente simétrica, exceto na segunda campanha, quando foi negativa. A curtose variou de mesocúrtica na primeira e terceira campanha a platicúrtica nas demais campanhas (Figura 34).

As amostras coletadas no ponto 2 estão situadas entre a acumulação e o ponto 1, sobre a descaracterizada barra central (vide Figura 15). Os percentis D_{16} e D_{50} variaram grandemente, tornando-se mais finos na segunda campanha e mais grossos nas últimas campanhas, enquanto o D_{84} somente variou na segunda campanha. O D_{16} correspondeu a grânulo na primeira campanha, a areia grossa na segunda, a seixo médio na terceira e quinta campanha, e a seixo fino na quarta campanha. O D_{50} foi areia muito grossa na primeira e quarta campanha, areia média na segunda, seixo fino na terceira e grânulo na quinta campanha. O D_{84} predominante foi areia grossa, exceto na segunda campanha, quando foi areia média. As amostras encontravam-se pobremente selecionadas em todas as campanhas. A assimetria apresentou grande variação, passando de aproximadamente simétrica na primeira, a muito positiva na segunda, a positiva na terceira e na quinta campanha e a muito negativa na quarta campanha. A curtose foi mesocúrtica na primeira, terceira e quarta campanha, muito leptocúrtica na segunda e platicúrtica na quinta campanha (Figura 34).

As amostras do ponto 3 foram coletadas imediatamente a jusante da acumulação (vide Figura 15). Apresentaram as mesmas características daquelas citadas acima, ou seja, tornarem-se mais finas na segunda campanha e mais grossas nas últimas campanhas. O

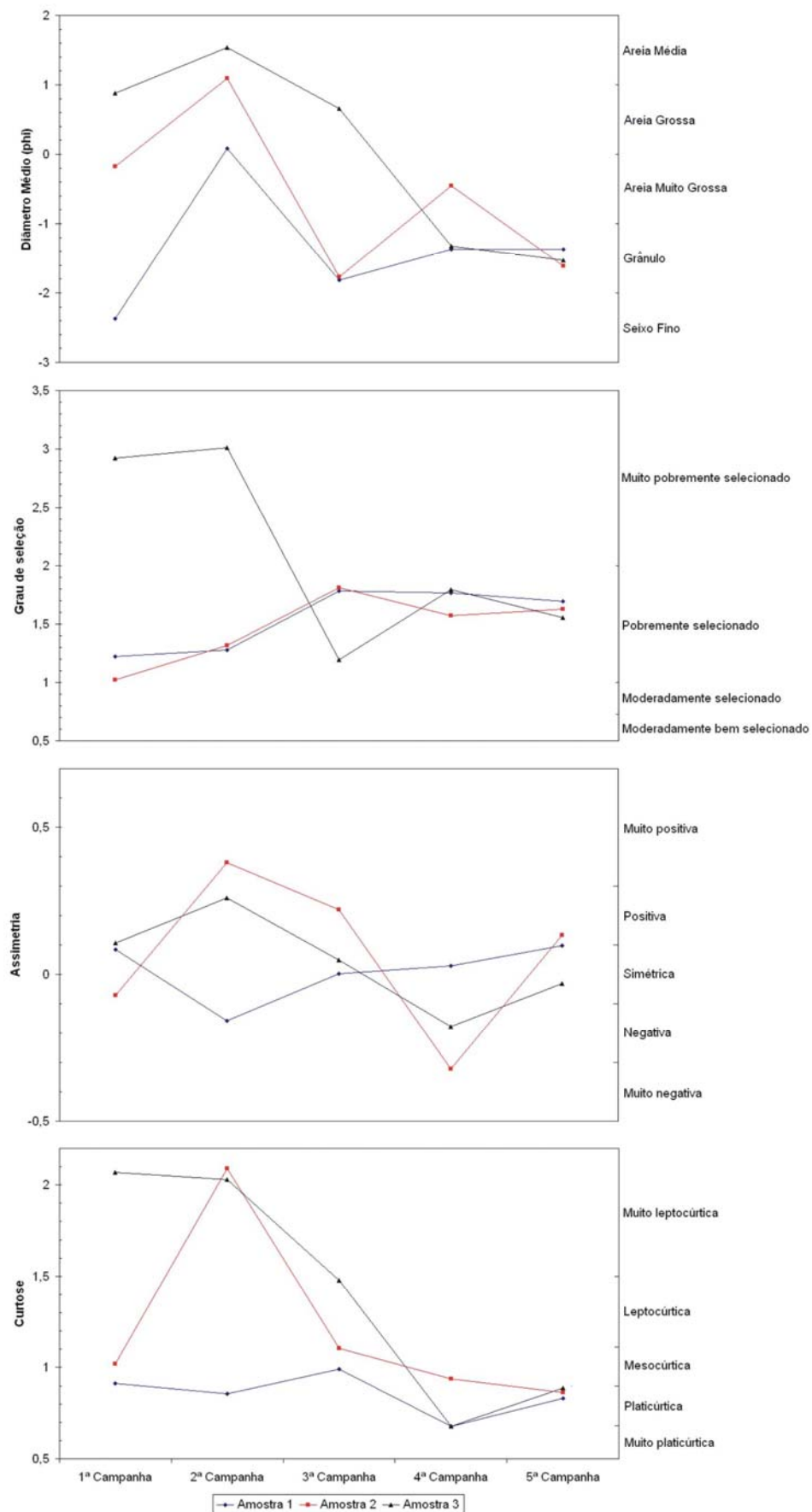


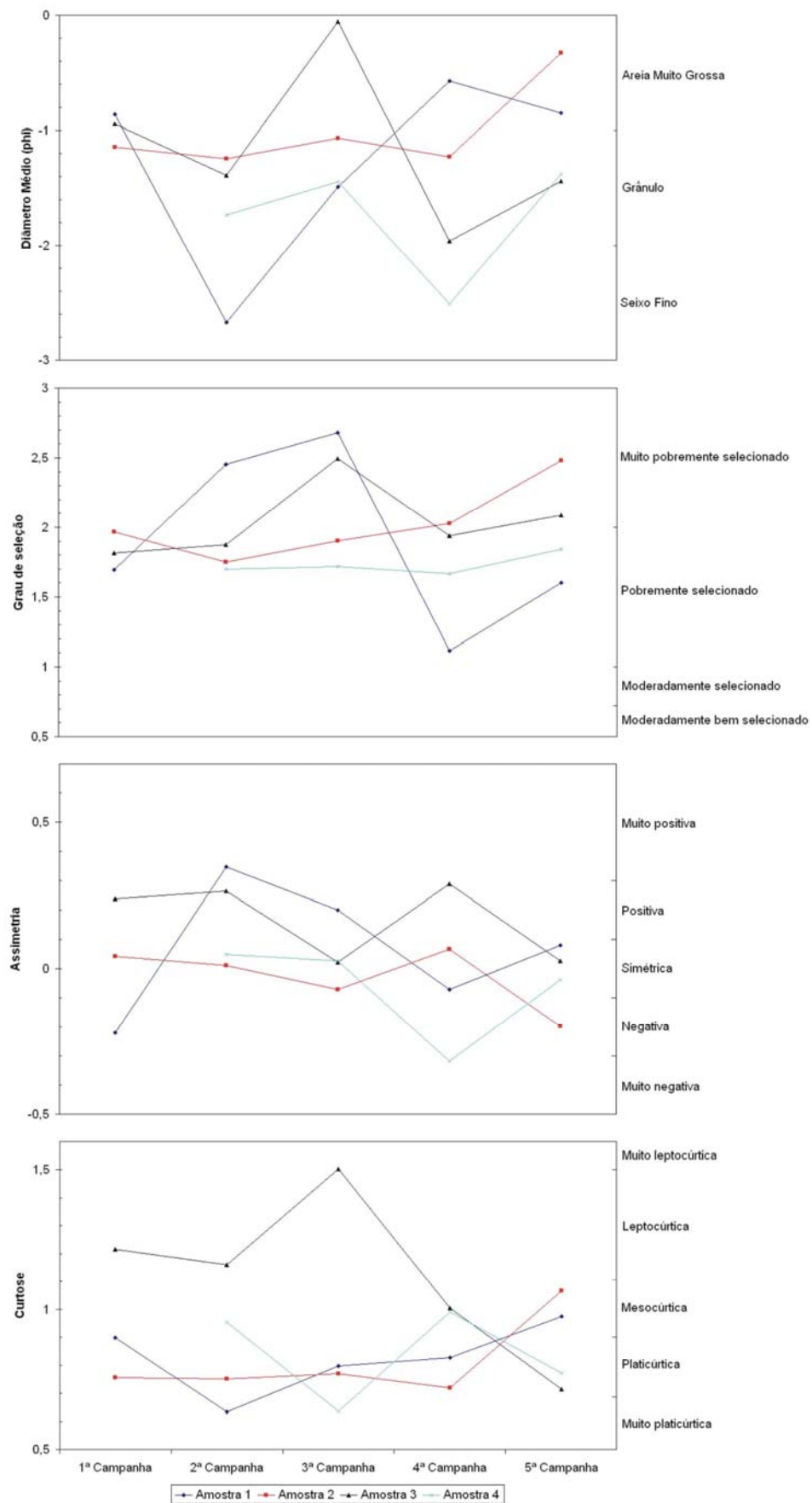
Figura 34: Variação dos parâmetros estatísticos granulométricos (Folk & Ward, 1957) da seção 2.

diâmetro D_{16} se enquadrava na classe grânulo na primeira campanha, passando para areia muito grossa na segunda e terceira campanha e seixo médio nas duas últimas campanhas. O D_{50} variou de areia média nas duas primeiras campanhas a areia grossa na terceira e a grânulo na quarta e quinta campanha. O D_{84} passou de areia fina na primeira campanha a silte na segunda campanha, a areia média na terceira e a areia grossa nas duas últimas campanhas. As amostras passaram de muito pobremente selecionadas nas duas primeiras campanhas para pobremente selecionadas nas demais campanhas. A assimetria foi positiva na primeira e segunda campanha, aproximadamente simétrica na terceira e quinta campanha e negativa na quarta campanha. A curtose passou de muito leptocúrtica nas duas primeiras campanhas para leptocúrtica na terceira e para platicúrtica nas duas últimas campanhas (Figura 34).

4.4.3. SEDIMENTOLOGIA DAS AMOSTRAS DA SEÇÃO 3

As amostras do ponto 1 foram coletadas a montante da acumulação (vide Figura 15). Elas apresentaram grande variação nos percentis estudados. O D_{16} foi representado pela classe seixo fino na primeira e na última campanha, enquanto as demais campanhas tiveram tendência a tornar-se mais grosso na segunda campanha, chegando à classe seixo muito grosso, passando na terceira e quarta campanha, para seixo grosso e grânulo. O D_{50} esteve entre areia muito grossa na primeira, quarta e quinta campanha, seixo médio na segunda e grânulo na terceira campanha. O D_{84} predominante foi areia grossa, exceto na terceira campanha, quando foi areia média. O diâmetro médio variou de areia muito grossa na primeira e nas duas últimas campanhas a seixo fino na segunda e a grânulo na terceira campanha. As amostras encontravam-se pobremente selecionadas, exceto na segunda e terceira campanha, quando foram muito pobremente selecionadas. A assimetria foi positiva na primeira e terceira campanha, muito positiva na segunda campanha e aproximadamente simétrica nas duas últimas campanhas. A curtose predominante foi platicúrtica, menos na segunda campanha, quando foi muito platicúrtica (Figura 35).

As amostras do ponto 2 encontravam-se a montante da acumulação, no início de barra em pontal (vide Figura 15). Apresentavam-se praticamente inalteradas ao longo do levantamento, sendo os percentis D_{50} e D_{84} aqueles que apresentaram as maiores diferenças. O D_{16} foi caracterizado em todas as campanhas por seixo médio. O D_{50} variou de grânulo nas duas primeiras e na quarta campanha a areia muito grossa na terceira campanha e a areia grossa na última campanha. O D_{84} esteve na classe areia grossa, exceto na quinta campanha, quando atingiu a classe areia média. O diâmetro médio manteve-se constante nas quatro



Fonte: Análise estatística (2007 - 2009). Organização: Andrey Luis Binda (2009)

Figura 35: Variação dos parâmetros estatísticos granulométricos (Folk & Ward, 1957) da seção 3.

primeiras campanhas, sendo representado pela classe grânulo, enquanto na última campanha apresentou-se mais fino, na classe areia muito grossa. O grau de seleção passou de pobremente selecionado nas três primeiras campanhas a muito pobremente selecionado nas duas últimas campanhas. A assimetria predominante variou de aproximadamente simétrica nas quatro primeiras campanhas, para negativa na última campanha. A curtose foi platicúrtica, exceto na última campanha, quando foi mesocúrtica (Figura 35).

As amostras do ponto 3 (vide Figura 15) foram coletadas imediatamente a jusante da acumulação. Os dados evidenciam importantes variações, ora tornando-se mais grossas, ora tornando-se mais finas. Em linhas gerais, o D_{16} variou entre seixo fino na primeira e terceira campanha a seixo médio nas demais campanhas. O D_{50} esteve nas duas primeiras e na última campanha na classe grânulo, enquanto que, na terceira e quarta campanha, enquadrou-se nas classes areia grossa e seixo fino, respectivamente. O D_{84} foi areia grossa, exceto na terceira campanha, quando atingiu a granulometria de areia média. As amostras encontravam-se pobremente selecionadas nas duas primeiras e na quarta campanha e muito pobremente selecionadas na terceira e quinta campanha. A assimetria foi positiva, exceto na terceira e na quarta campanha, quando foi aproximadamente simétrica. A curtose variou de leptocúrtica, nas duas primeiras campanhas, a muito leptocúrtica na terceira, a mesocúrtica na quarta e a platicúrtica na quinta campanha (Figura 35).

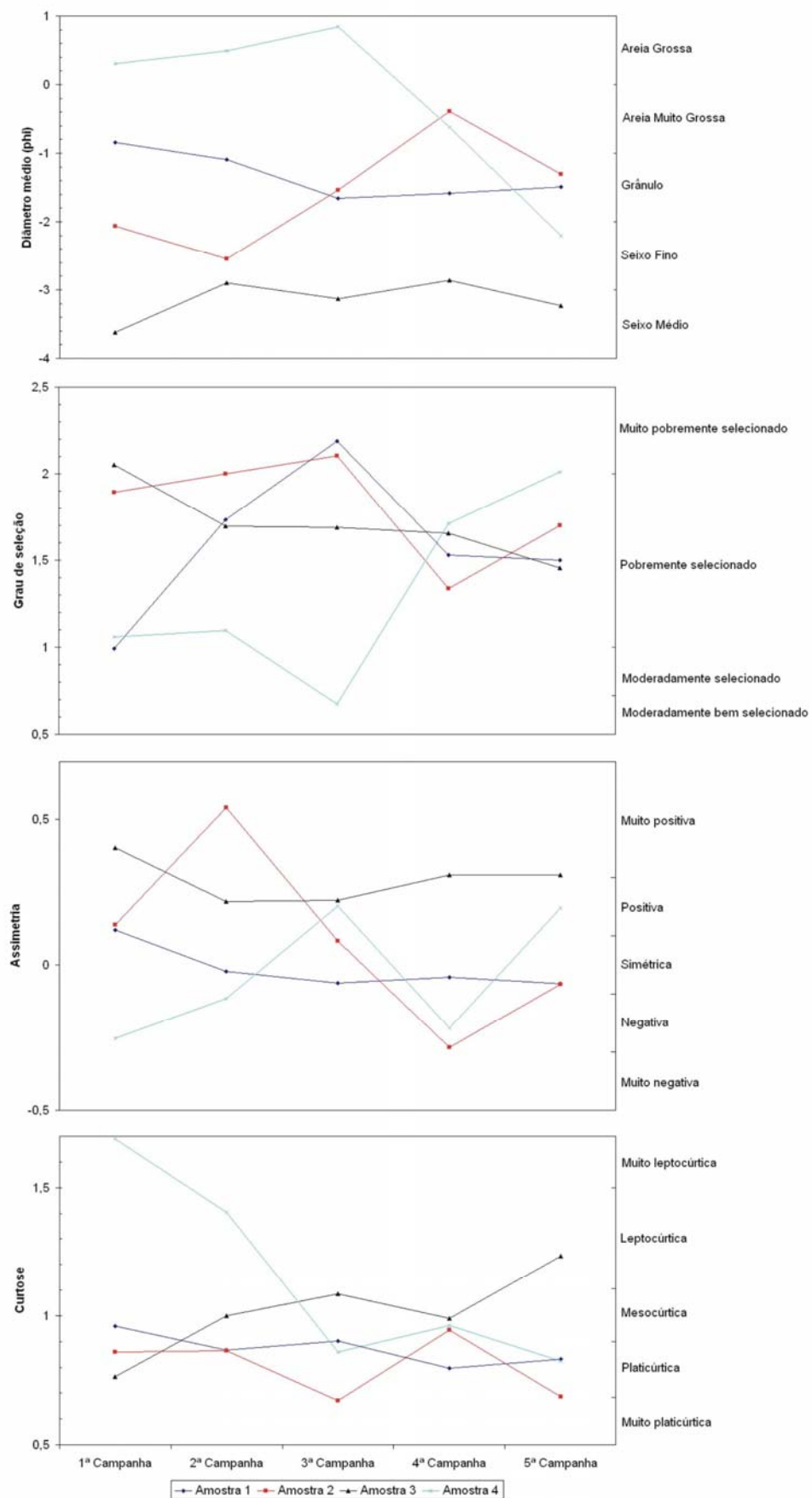
As amostras do ponto 4 foram coletadas a partir da segunda campanha, imediatamente a montante da acumulação (vide Figura 15), portanto não há dados referentes à primeira campanha. Os percentins D_{16} , D_{50} e D_{84} permaneceram, ao longo do período avaliado, praticamente constantes, exceto na quarta campanha, quando todos os percentis tornaram-se mais grossos. O D_{16} foi seixo médio na segunda, terceira e quinta campanha, e seixo grosso na quarta campanha. O D_{50} predominante foi grânulo, menos na quarta campanha, quando foi seixo fino. O D_{84} foi representado pela classe areia grossa, com exceção da quarta campanha, que foi grânulo. Esses dados permitiram que o diâmetro médio fosse grânulo, exceto na quarta campanha, quando atingiu seixo fino. De maneira geral, todas as amostras encontravam-se pobremente selecionadas. A assimetria foi aproximadamente simétrica, sendo somente na quarta campanha muito negativa. A curtose variou de mesocúrtica na segunda e quarta campanha, a muito platicúrtica e a platicúrtica na terceira e quinta campanha, respectivamente (Figura 35).

4.4.4. SEDIMENTOLOGIA DAS AMOSTRAS DA SEÇÃO 4

As amostras do ponto 1 encontravam-se a montante do detrito (vide Figura 19). Elas apresentaram, ao longo do período monitorado, o engrossamento do D_{16} , enquanto o D_{50} e o D_{84} permaneceram praticamente constantes. O D_{16} passou de grânulo na primeira campanha a seixo fino na segunda e a seixo médio nas demais campanhas. O D_{50} , na primeira campanha, foi areia muito grossa, enquanto nas outras campanhas foi representado por grânulo. O valor do D_{84} foi caracterizado pela classe areia grossa em todas as campanhas. O diâmetro médio na primeira campanha foi areia muito grossa, passando para grânulo nas campanhas seguintes. Os sedimentos encontravam-se moderadamente selecionados na primeira campanha, passando a pobremente selecionados na segunda, quarta e quinta campanha, sendo, na terceira campanha, muito pobremente selecionados. A assimetria predominante foi aproximadamente simétrica, exceto na primeira campanha, quando foi positiva. A curtose variou de mesocúrtica na primeira e terceira campanha a platicúrtica nas demais campanhas (Figura 36).

As amostras do ponto 2 foram coletadas a jusante do detrito, sobre a barra central (vide Figura 19). Nessas amostras, o D_{84} foi constante em todas as campanhas, sendo as variações mais expressivas no D_{50} . O D_{16} variou de seixo grosso nas duas primeiras campanhas a seixo médio na terceira e quinta campanha e a grânulo na quarta campanha. O D_{50} passou de seixo fino na primeira campanha a seixo médio na segunda, a grânulo na terceira e quinta e a areia muito grossa na quarta campanha. O D_{84} manteve-se estável na classe areia grossa em todas as campanhas. O diâmetro médio variou de seixo fino nas duas primeiras campanhas, passando para grânulo na terceira e quinta campanhas, sendo areia muito grossa na quarta campanha. As amostras apresentavam-se pobremente selecionadas, exceto na terceira campanha, quando estavam muito pobremente selecionadas. A assimetria apresentou grande variação, passando de positiva na primeira campanha a muito positiva na segunda, a aproximadamente simétrica na terceira e quinta campanha e a negativa na quarta campanha. A curtose predominante foi platicúrtica, menos na quarta campanha, quando foi mesocúrtica (Figura 36).

Nos sedimentos coletados no ponto 3, mais especificamente a montante dos detritos (vide Figura 19), os percentis se apresentaram praticamente inalterados, salvo na primeira campanha, quando em geral se encontravam mais grossos, sobretudo o D_{16} e o D_{50} . O D_{16} foi caracterizado na primeira campanha por seixo muito grosso, passando nas campanhas subsequentes a seixo grosso. O D_{50} encontrava-se na classe seixo grosso na primeira campanha, enquanto nas demais foi seixo médio. O D_{84} correspondeu a grânulo em



Fonte: Análise estatística (2007 - 2009). Organização: Andrey Luis Binda (2009)

Figura 36: Variação dos parâmetros estatísticos granulométricos (Folk & Ward, 1957) da seção 4.

todas as campanhas, entretanto, mesmo apresentando pequenas oscilações nos percentis, o diâmetro médio apresentou variações de seixo médio na primeira, terceira e quinta campanha, a seixo fino na segunda e quarta campanha. Com exceção da primeira campanha, quando os sedimentos encontravam-se muito pobremente selecionados, todas as demais campanhas foram caracterizadas por se apresentarem pobremente selecionadas. A assimetria variou de muito positiva na primeira e nas duas últimas campanhas, a positiva na segunda e terceira campanha. A curtose oscilou de muito leptocúrtica na primeira e segunda, a platicúrtica na terceira e quinta e a mesocúrtica na quarta campanha (Figura 36).

As amostras coletadas no ponto 4 encontravam-se a jusante dos detritos (vide Figura 19) e foram as que mais apresentaram variações nos percentis D_{16} , D_{50} e D_{84} , com tendência de se tornarem grosseiras, com importantes reflexos no diâmetro médio. O D_{16} correspondeu, nas duas primeiras campanhas, à classe areia muito grossa, passando para areia grossa na terceira, a seixo fino na quarta e a seixo grosso na quinta campanha. O D_{50} manteve-se constante nas três primeiras campanhas, correspondendo à classe areia grossa, sendo que, na quarta e na quinta, se enquadraram nas classes areia muito grossa e seixo fino, respectivamente. O D_{84} passou de areia média nas três primeiras campanhas, para areia grossa nas duas últimas campanhas. O diâmetro médio foi caracterizado por areia grossa nas três primeiras campanhas, passando posteriormente a areia muito grossa e a seixo fino. O grau de seleção variou de pobremente selecionados na primeira, segunda e quarta campanha, a moderadamente selecionados na segunda e a muito pobremente selecionados na quinta campanha (Figura 36).

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

No capítulo anterior foram apresentados os resultados quantitativos obtidos ao longo das cinco campanhas de campo e dos ensaios em laboratório. Nesta seção busca-se integrar os dados para caracterizar os processos hidrossedimentológicos na esculturação do canal e formas de leito nas proximidades de acumulações de detritos lenhosos (Tabela 11).

5.1. REGIME PLUVIOMÉTRICO E CARACTERIZAÇÃO DOS PERÍODOS EROSIVO-DEPOSICIONAIS

A esculturação de canais afetados pela presença de detritos lenhosos depende, principalmente, de dois fatores: 1) da existência de uma acumulação que seja suficientemente grande de modo a alterar a rugosidade do canal e 2) de fluxos que sejam fortes o suficiente para permitir a remobilização do material de leito. O efeito da rugosidade provada pela presença dos troncos permite que sejam criados fluxos com tensão de cisalhamento que ensejam processos de erosão ou de sedimentação em diferentes partes do canal.

Isso é claro quando é comparada a efetividade dos processos erosivo-deposicionais durante o período de monitoramento com o regime pluviométrico. Analisando os dados oriundos de perfis transversais fica nítido que as maiores taxas de erosão quantificadas no perfil montante das seções 1 e 2 e as mais altas taxas de deposição dos demais perfis foram medidas num período chuvoso que caracterizou a quarta campanha. Dessa forma, há uma relação direta entre a ocorrência de taxas elevadas de erosão e de deposição com a pluviosidade.

Entre a terceira e a quarta campanha foi registrada a maior quantidade de chuva acumulada, que chegou a 577,5 mm, com acumulado em dois dias de 122 mm, que foi responsável pela ocorrência de vazão máxima acima do nível de margens plenas (*bankfull discharge*). Leopold et alii (1964) e Baker & Kale (1998) mencionam a efetividade desse tipo de vazão na esculturação de canais aluviais e rochosos. Em parte isso pode explicar a ocorrência dos eventos extremos de erosão e de deposição durante esse período.

Devido ao fato de os dados obtidos nas seções de monitoramento batimétrico perfazerem apenas parte do leito do canal, contemplando, sobretudo, o talvegue, as considerações acima descritas não foram visualizadas, exceto na seção 1,

Tabela 11: Síntese dos processos hidrossedimentológicos e erosivo-deposicionais em áreas influenciadas por detritos lenhosos.

	Pluviosidade	Processos erosivo-deposicionais		Sedimentologia
		Perfis transversais	Seções de monitoramento batimétrico	
Principais características	Dos quatro períodos entre campanhas, somente aquele entre a terceira e a quarta campanha apresentou precipitação acumulada e máxima em 24 horas acima da média.	Com exceção do perfil montante da seção 1, todos os demais apresentaram ora processos de erosão, ora processos de deposição de sedimentos. No geral, ao término do monitoramento, os perfis de montante apresentaram processos de erosão em valores muito altos, enquanto que os perfis de jusante apresentaram deposição (seções 2 e 3) ou erosão inferior ao de montante (seção 1), sendo que apenas a seção 4 apresentou taxas de erosão à jusante superior à de montante.	Todas as seções foram influenciadas por erosão e por deposição de sedimentos. Os maiores valores de erosão estiveram concentrados entre a segunda e terceira campanha (seções 2, 3 e 4), enquanto as mais altas taxas deposicionais se concentraram entre a quarta e a quinta campanha. Mesmo assim, ao término do monitoramento, os processos de erosão foram predominantes em todas as seções.	Considerando os processos erosivo-deposicionais nos pontos de coleta de sedimentos, pode-se mencionar que o engrossamento de uma amostra estava relacionado não somente a processos de erosão do leito, mas também a remoção das classes granulométricas mais finas, sobretudo, de areias. Por outro lado, a deposição de sedimentos estava, na maior parte das vezes, vinculada ao refinamento das amostras mediante o enriquecimento de materiais finos. Amostras de sedimentos coletadas a montante das acumulações encontravam-se, em geral, mais grosseiras do que aquelas coletadas a jusante.
Considerações gerais	Os processos erosivo-deposicionais podem ser correlacionados com as características pluviométricas dos períodos entre campanhas. Nos <i>perfis transversais</i> as maiores taxas de erosão e de deposição foram influenciadas não somente pela elevada precipitação, mas, sim, a precipitação máxima em 24 horas. Assim, entre a terceira e a quarta campanha, as intensas chuvas, que chegaram ao acumulado de 122 mm nos dias 3 e 4 de outubro de 2008, promoveram a ocorrência de vazão de margens plenas (<i>bankfull discharge</i>) e, com isso, as maiores alterações nos perfis transversais. Entretanto, a efetividade dos processos de erosão e deposição nas <i>seções de monitoramento batimétrico</i> foi diferente. No geral houve um período deposicional entre a primeira e a segunda campanha, passando, posteriormente, por dois períodos erosivos consecutivos e um período deposicional. A diversidade dos resultados entre perfis transversais e seções de monitoramento batimétrico pode ser, em parte, devida à cobertura areal do canal. Se, por um lado, os perfis transversais apresentam a morfologia do canal, as seções de monitoramento batimétrico integravam apenas parcialmente o leito do canal. Como as taxas deposicionais ocorreram, em muitas vezes, sobre as barras em pontal, esses pontos não eram mensurados na seção de monitoramento batimétrico.			
Tipos de acumulação e processos característicos.	A dinâmica fluvial também foi influenciada decisivamente pelas acumulações de detritos lenhosos. Das quatro acumulações estudadas, três podem ser consideradas como fluxo-defletoras (seções 1, 2 e 3) e somente uma é do tipo degrau de detrito, formando uma verdadeira barragem ao longo do canal (seção 4). Ao fim do monitoramento, pode-se dizer que as acumulações fluxo-defletoras apresentaram taxas de erosão a montante, devido ao desvio forçado do fluxo, com formação de vórtices que permitiram a escavação de microdepressões. Com exceção da seção 1, nessas acumulações ocorreu a deposição de sedimentos a jusante, sobretudo na seção 2. Mesmo considerando a seção 1, as taxas de erosão a jusante foram sete vezes menores do que aquelas mensuradas a montante da acumulação. Esta dinâmica hidrossedimentar é oposta na acumulação do tipo degrau de detrito. Esse tipo de acumulação, tal como a seção 4, apresentou taxas de erosão tanto a montante quanto a jusante. As taxas de erosão foram, entretanto, maiores a jusante. Como essa acumulação promove uma pequena queda de água, ocorre maior remoção de sedimentos a jusante, embora haja a formação de uma barra de sedimentos finos no centro do canal.			

Organização: Andrey Luis Binda (2009).

que apresentou, durante a quarta campanha, a maior taxa de erosão do leito. Isso se deve mediante o fato de as taxas de deposição ocorrerem principalmente nas barras em pontal, em pontos não contemplados pelo monitoramento batimétrico.

Por outro lado, os dados das seções de monitoramento batimétrico indicam a ocorrência de importante período deposicional na segunda campanha. Esse período foi caracterizado por baixa precipitação, que alcançou acumulado de 246 mm, com máxima em 24 horas de 28 mm. Esses baixos valores de precipitação estiveram propiciando a deposição de sedimentos no leito, elevando a cota do talvegue.

Nos perfis transversais não foram, entretanto, constatados processos de assoreamento. A ocorrência de processos de erosão nos perfis durante a segunda campanha ocorreu devido ao solapamento das margens ou à erosão das barras de pontal. Como esses locais não são contemplados pelo monitoramento batimétrico, daí a significativa diferença.

Com isso é possível esboçar uma síntese relacionando o regime pluviométrico com a efetividade dos processos erosivo-deposicionais. A ocorrência de eventos extremos de precipitação e sua relação com altos fluxos demonstram o papel geomorfológico das vazões de margens plenas na esculturação de canais fluviais, tal como a afirmação de Leopold et alii (1964) e Baker & Kale (1998).

Foi, entretanto, possível encontrar diferentes taxas de erosão e de deposição nos demais períodos, alguns dos quais com efetividade até mesmo maior do que da quarta campanha. Isso vem a reforçar a noção de complementaridade entre diferentes vazões, no trabalho de esculturação de canais, sobretudo de canais mistos (aluvial-rochoso) (HARTSHORN et alii, 2002; LAGUE et alii, 2005).

Outro ponto a ser considerado é que, tal como afirmam Faria (2000); Curran & Wohl (2003) e Faustini & Jones (2003), a resistência ao fluxo, originada por acumulações de detritos lenhosos, tende a diminuir em função do aumento da descarga, quando esses elementos se tornam pequenos em relação à profundidade. A influência, portanto, de acumulações de detritos lenhosos, nos processos erosivo-deposicionais de canais fluviais, tende a ser maior frente às vazões, em que a cota da lâmina de água não se encontre muito acima da altura das acumulações.

Na presente pesquisa foi corroborado que, durante vazões extremas, tal como entre a terceira e a quarta campanha, os processos de erosão e, sobretudo, de deposição, foram responsáveis pela esculturação do canal não por influência das acumulações, mas, sim, quanto à morfologia do canal. Isso foi responsável pela reconstrução das barras em pontal, outrora erodidas pelo redirecionamento do fluxo promovido pelas acumulações de detritos lenhosos.

5.2. FORMAS DE LEITO E *HABITAT* AQUÁTICOS

A dinâmica fluvial também foi influenciada decisivamente pelas acumulações de detritos lenhosos. Das quatro acumulações estudadas, três podem ser consideradas como fluxo-defletoras (seções 1, 2 e 3) e somente uma é do tipo degrau de detrito, formando uma verdadeira barragem ao longo do canal (seção 4).

Ao fim do monitoramento, pode-se dizer que as acumulações fluxo-defletoras apresentaram taxas de erosão a montante, devido ao desvio forçado do fluxo, com formação de vórtices que permitiram a escavação de microdepressões. Com exceção da seção 1, nessas acumulações ocorreu a deposição de sedimentos a jusante, sobretudo na seção 2, entretanto, mesmo quando é considerada a seção 1, as taxas de erosão a jusante foram sete vezes menores do que aquelas mensuradas a montante da acumulação.

Essa dinâmica sedimentar é oposta na acumulação do tipo degrau de detrito. Esse tipo de acumulação, tal como na seção 4, apresentou taxas de erosão tanto a montante quanto a jusante, entretanto as taxas de erosão foram maiores à jusante. Como essa acumulação promove uma pequena queda de água, ocorre maior remoção de sedimentos a jusante, embora a posição oblíqua do tronco permita a existência de barra de sedimentos no centro do canal.

Do ponto de vista geomorfológico, essas acumulações de detritos lenhosos controlam, em parte, o local de ocorrência de erosão e de deposição, pois influenciam a distribuições da tensão de cisalhamento do leito, com importantes reflexos na criação de *habitat* aquáticos. De modo geral, pode-se dizer que os principais locais de deposição de sedimentos foi a jusante das acumulações de detritos lenhosos. Tal afirmação pode ser vista quando são considerados perfis transversais situados a montante e a jusante das obstruções. Mesmo quando foi encontrada a predominância de processos de erosão em ambos os perfis, a efetividade a montante foi superior do que a jusante, exceto na seção 4.

Como, no entanto, pode ser visto nos perfis longitudinais dos trechos estudados (Figuras 15 e 19), há significativa correlação entre soleiras e depressões com a localização de acumulações. Mesmo quando acumulações não estavam controlando nitidamente a ocorrência de soleiras ou de depressões forçadas, foram responsáveis por porções mais baixas das soleiras e porções mais elevadas do leito nas depressões.

Isso corrobora a afirmação de Piégay & Gurnell (1997); Linstead & Gurnell (1999); Downs & Simon (2001); Montgomery & Piégay (2003) e Lima & Zakia (2004), a respeito do importante papel das acumulações na ampliação da diversidade de profundidades

no canal e, assim, criação de *habitat* aquáticos que são fundamentais para a ictiofauna e invertebrados bentônicos.

5.3. SEDIMENTOLOGIA DE ÁREAS INFLUENCIADAS POR DETRITOS LENHOSOS

A influência das acumulações de detritos lenhosos pode ainda ser visualizada na sedimentologia do material de leito, isso porque amostras situadas a montante e a jusante das obstruções apresentam significativas diferenças, sobretudo nos percentis D_{16} , D_{50} e D_{84} , diâmetro médio, grau de seleção e assimetria.

Considerando os processos erosivo-deposicionais nos pontos de coleta de sedimentos, pode-se mencionar que o engrossamento de uma amostra estava relacionado não somente a processos de erosão do leito, mas também a remoção das classes granulométricas mais finas, sobretudo das areias. Por outro lado, a deposição de sedimentos está, na maior parte das vezes, vinculada ao refinamento das amostras mediante o enriquecimento de materiais finos.

Quanto à localização de coleta das amostras e características dos sedimentos em relação às acumulações de detritos lenhosos, aquelas situadas a montante encontravam-se, em geral, mais grossas e muito menos selecionadas do que aquelas coletadas a jusante. Keller & Swanson (1979); Haschenburger & Rice (2004); Daniels (2006) mencionam que, em canais com baixo gradiente (tal como encontrado nos trechos 1 e 2 do Rio Guabiroba), o local de retenção ocorre a jusante das acumulações e talvez isso seja preponderante na deposição e na manutenção desses sedimentos mais finos a jusante, devido à formação de locais abrigos, verificados na presente pesquisa, sob a forma de barras centrais. Por outro lado, nas áreas a montante das acumulações, o fluxo atua mais consistentemente na remoção seletiva, permitindo o engrossamento dos sedimentos de fundo.

CONCLUSÕES

A análise dos dados permite estabelecer algumas considerações acerca do papel dos detritos lenhosos na morfologia e na sedimentologia, considerações que podem ser utilizadas como base em projetos de recuperação de canais:

- 1) predominância de processos de erosão nas seções de monitoramento batimétrico (blocos 3D);
- 2) maior taxa de deposição nos perfis transversais a jusante das acumulações;
- 3) predomínio de sedimentos mais grossos (seixo médio - areia muito grossa) a montante das acumulações do que a jusante (seixo fino - areia média);
- 4) maior diversidade de profundidades nas imediações das acumulações;
- 5) estabelecimento de soleiras pela deposição forçada de sedimentos e depressões pela escavação do leito.

Nesse sentido, a presente pesquisa vem reforçar as principais influências de detritos lenhosos em canais fluviais. Como foi visto nos capítulos anteriores, na área de estudo, acumulações foram responsáveis tanto pela erosão quanto pela deposição de sedimentos, com importantes reflexos na morfologia do leito e do canal, e no desenvolvimento de unidades soleira-depressão, propiciando maior variedade de profundidades.

Deve-se, entretanto, enfatizar a necessidade de construção de acumulações artificiais de detritos lenhosos em trechos experimentais, em canais com diferentes gradientes, sinuosidades, litologia, material e forma de leito. Necessário também se faz o acompanhamento da produtividade e da diversidade de peixes e de macroinvertebrados bentônicos, antes e após a instalação desses experimentos. Isso permitirá avaliar os reflexos de acumulações de detritos lenhosos artificiais em projetos de recuperação de canais outrora degradados.

REFERÊNCIAS:

ABBE, T.B. & MONTGOMERY, D.R. Patterns and processes of wood debris accumulation in the Queets river basin, Washington. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 81-107.

ASSANI, A.A. & PETIT, F. Log-jam effects on bed-load mobility from experiments conducted in a small gravel-bed forest ditch. **Catena**, n. 25, 1995. p. 117-126.

BAILLIE, B.R. & DAVIES, T.R. Influence of large woody debris on channel morphology in native forest and pine plantation streams in the Nelson region, New Zealand. **New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research**, v. 36, 2002. p. 763-774.

BAKER, V. R.; KALE, V.S. The role of extreme floods in shaping bedrock channels. In: TINKLER, K. J.; WOHL, E.E. **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. American Geophysical Union: Washington-DC, 1998. p. 1-18.

BEHLING, H & PILLAR, V.D. Late quaternary vegetation, biodiversity and fire dynamics on the southern Brazilian highland and their implication for conservation and management of modern Araucaria forest and grassland ecosystems. **Philosophical Transactions of The Royal Society**, v.362, 2006. p. 243-251.

BENDA, L.E & SIAS, J.C. A quantitative framework for evaluating the mass balance of in-stream organic debris. **Forest Ecology and Management**, n. 172, 2003. p. 1-16.

BINDA, A.L. **Mapeamento e uso atual de pedreiras inativas no município de Guarapuava-PR: um enfoque socioambiental**. Monografia de graduação. Guarapuava: Departamento de Geografia, 2005.

BINDA, A.L. & LIMA, A.G. Características deposicionais de detritos lenhosos no Rio das Pedras, Guarapuava-PR: uma visão preliminar. In: **Anais da XIII Semana de Geografia**. Ponta Grossa: UEPG, 2006. p. 34-38.

BINDA, A.L. & LIMA, A.G. Detritos lenhosos e dinâmica fluvial: casos inventariados na bacia do Rio das Pedras, Guarapuava-PR. In: **Anais do XII Encontro de Geografia da Unioeste-ENGEO; VI Encontro de Geografia do Sudoeste do Paraná-ENGESOP**. Francisco Beltrão: UNIOESTE, 2007a. p. 146-149.

BINDA, A.L. & LIMA, A.G. Função dos detritos lenhosos na formação de barras de sedimento no médio Rio das Pedras, Guarapuava-PR. In: **XII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**. Natal: UFRN, 2007b. cd-rom.

BINDA, A.L. & CAMARGO FILHO, M. Aspectos litoestratigráficos do Salto São Francisco, Guarapuava-PR. In: **I Workshop Regional de Geografia e Mudanças Ambientais: Desafios para a sociedade do presente e do futuro**. Guarapuava: UNICENTRO, 2007. p.15-22.

BINDA, A.L. & LIMA, A.G. Considerações Teóricas Sobre Transporte e Deposição de Detritos Lenhosos e Avaliação de Casos a Partir do Rio das Pedras, Guarapuava-PR. In: **VII Simpósio Nacional de Geomorfologia-SINAGEO; II Encontro Latino-americano de Geomorfologia**. Belo Horizonte: UFMG, 2008. cd-rom.

BINDA, A.L. & LIMA, A.G. Morfologia e processos fluviais: o papel dos detritos lenhosos. **Boletim Goiano de Geografia**, v.28, n.2, 2008b. p. 59-74.

BOCCHIOLA, D.; RULLI, M.C.; ROSSO, R. Transport of large woody debris in the presence of obstacles. **Geomorphology**, n. 76, 2006. p. 166-178.

BORG, D.; RUTHERFURD, I.; STEWARDSON, M. The geomorphic and ecological effectiveness of habitat rehabilitation works: Continuous measurement of scour and fill around large logs in sand-bed streams. **Geomorphology**, n.89, 2007. p. 205-216.

BRAGG, D.C.; KERSHNER, J.L.; ROBERTS, D.W. **Modeling large woody debris recruitment for small streams of the Central Rocky Mountains**. Gen. Tech. Rep. Oregon: USDA, Forest Service, Roocky Mountain Research Station, 2000.

BRAUDRICK, C.A. & GRANT, G.E. When do logs move in rivers? **Water resources research**, v. 36, n. 2, 2000. p. 571-583.

BRAUDRICK, C.A. & GRANT, G.E. Transport and deposition of large woody debris streams: a flume experiment. **Geomorphology**, n. 41, 2001. p. 263-283.

BROOKS, A.P.; BRIERLEY, G.J.; MILLAR, R.G. The long-term control of vegetation and woody debris on channel and flood-plain evolution: insights from a paired catchment study in southeastern Australia. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 7-29.

BROOKS, A.P.; HOWELL, T.; ABBE, T.B.; ARTHINGTON, A.H. Confronting hysteresis: wood based river rehabilitation in highly altered riverine landscapes of South-eastern Australia. **Geomorphology**, n. 79, 2006. p. 395-422.

BRUMMER, C.J.; ABBE, T.B.; SAMPSON, J.R.; MONTGOMERY, D.R. Influence of vertical channel change associated with wood accumulations on delineating channel migration zones, Washington, USA. **Geomorphology**, n.80, 2006. p. 295-309.

BUFFINGTON, J.M.; WOODSMITH, R.D.; BOOTH, D.B.; MONTGOMERY, D.R. Fluvial processes in Puget Sound Rivers and the Pacific Northwest. In: MONTGOMERY, D.R.; BOLTON, S.; BOOTH, D.B.; WALL, L. (Editors) **Restoration of Puget Sound Rivers**. University of Washington Press, Seattle and London, 2003, p. 46-78.

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**. Gen. Tech. Rep. RMRS. Fort Collins, CO: USDA, Forest Service Rocky Mountain Research Station, 2001.

CAMARGO FILHO, M. **Aspectos fundamentais da evolução geomorfológica cenozóica da Bacia do Rio Bananas – Guarapuava-PR**. Dissertação de Mestrado. Florianópolis: UFSC, 1997.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981.

CLIFFORD, N.J. Formation of riffle-pool sequences: field evidence for an autogenetic process. **Sedimentary Geology**, v.85, 1993, p. 39-51.

COLLINS, B.D.; MONTGOMERY, D.R.; HAAS, A.D. Historical changes in the distribution and functions of large wood in Puget Lowland rivers. **Can. J. Fish. Aquat. Sci.**, n. 59, 2002. p. 66-76.

COMITI, F. ANDREOLI, A. LENZI, M.A. MAO, L. Spatial density and characteristics of woody debris in five mountain rivers of Dolomites (Italian Alps) **Geomorphology**, n.78, 2006. p. 44-63.

CORDANI, U.G. & VANDOROS, P. Basaltic Rocks of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J. *et al.* **Problems in brazilian gondwana geology**. I Internacional Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Paleontology. Curitiba: UFPR, 1967.

CORDEIRO, J. & RODRIGUES, W.A. Caracterização fitossociológica de um remanescente de Floresta Ombrófila Mista em Guarapuava-PR. **R. Árvore**, v.31, n.3, 2007. p. 545-554.

CURRAN, J.H. & WOHL, E.E. Large woody debris and flow resistance in step-pool channels, Cascade Range, Washington. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 141-157.

DAHLSTRÖM, N.; JÖNSSON, K.; NILSSON, C. Long-term dynamics of large woody debris in a managed boreal forest stream. **Forest Ecology and Management**, n. 210, 2005. p. 363-373.

DANIELS, M.D. & RHOADS, B.L. Influence of large woody debris obstruction on three-dimensional flow structure in a meander bend. **Geomorphology**, n.51, 2003. p. 159-173.

DANIELS, M.D. Distribution and dynamics of large woody debris and organic matter in a low-energy meandering stream. **Geomorphology**, n. 77, 2006. p. 286-298.

DOWNS, P.W. & SIMON, A. Fluvial geomorphological analysis of the recruitment of large woody debris in the Yalobusha River network, Central Mississippi, USA. **Geomorphology**, n. 37, 2001. p. 65-91.

EMPRESA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Manuela de Métodos de Análise de Solos**. Brasília: EMBRAPA, 1979.

FARIA, A.P. Influência da vegetação nos processos fluviais de bacias de primeira ordem. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.5, n.3, p. 50-68, 2000.

FAUSTINI, J.M. & JONES, J.A. Influence of large woody debris on channel morphology and dynamics in steep, boulder-rich mountain streams, western Cascades, Oregon. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 187-205.

FERNANDEZ, O.V.Q.; REBELATTO, G.E.; SANDER, C. Análise quantitativa de seções transversais em pequenos canais fluviais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 2, nº 1, 2001.

FERNANDEZ, O.V.Q.; SANDER, C.; REBELATTO, G.E. Sequência de soleiras e depressões no Córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon, Região Oeste do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 3, n.1, 2002. p.49-57.

FERNANDEZ, O.V.Q. Mudanças topográficas e sedimentológicas em uma unidade soleira-depressão no Córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon, Paraná. **Pesquisas em Geociências**. n. 30 (1), 2003. p. 53-63.

FERNANDEZ, O.V.Q. O papel de grandes detritos lenhosos na morfologia e sedimentologia no Córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon (PR). **Geografia**, Rio Claro, v.29. n. 2, p.229-240, 2004.

FERNANDEZ, O.V.Q. & ARNDT, M.A. Comparação da eficácia do paquímetro e cascalhometro na análise granulométrica de sedimentos rudáceos. In: **VIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos**. Campo Grande: UFMS, 2008. Cd-rom.

FETHERSTON, K.L.; NAIMAN, R.J.; BILBY, R.E. Large woody debris, physical process, and riparian forest development in montane river networks of the Pacific Northwest. **Geomorphology**, n. 13, 1995. p. 133-144.

FOLK, R.L. & WARD, W.C. Brazos river bar, a study in significance of grain-size parameters. **Journal Sedimentary Petrology**, n. 27 (1), 1957. p. 2-26.

FROTHINGHAM, K.M. & BROWN, N. Objective identification of pools and riffles in a human-modified stream system. **Middle states geographer**, v.35, 2002, p.52-60.

GARCIA, G.J. & PIEDADE, G.C.R. **Topografia aplicada às ciências agrárias**. 5.ed.São Paulo: NOBEL, 1984.

GOMI, T.; SIDLE, R.C.; WOODSMITH, R.D.; BRYANT, M.D. Characteristics of channel steps and reach morphology in headwater streams, southeast Alaska. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 225-242.

GURNELL, A.M.; PETTS, G.E.; HANNAH, D.M.; SMITH B.P.G.; EDWARDS, P.J.; KOLLMANN, J.; WARD, J.V.; TOCKNER, K. Wood storage within the active zone of a large European gravel-bed river. **Geomorphology**, n. 34, 2000, p. 55-72.

GURNELL, A.M.; PIÉGAY, H.; SWANSON, F.J.; GREGORY, S.V. Large wood and fluvial processes. **Freshwater Biology**, n. 47, 2002. p. 601-619.

HARRELSON, C.C.; RAWLINS, C.L.; POTYONDY, J.P. **Stream channel reference sites: an illustrated guide of field technique**. Gen. Tech. Rep. RM-245. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, 1994.

HARTSHORN, K.; HOVIUS, N.; DADE, W.B.; SLINGERLAND, R.L. Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt. **Science**, 297, 2002. p. 2036-2038.

HASCHENBURGER, J.K. & RICE, S.P. Changes in wood debris and bed material texture in a gravel-bed channel. **Geomorphology**, n. 60, 2004. p. 241-267.

HEY, R.D.; THORNE, C.R. Accuracy of surface samples from gravel material. **Journal of Hydraulic Engineering**, n. 109 (6), 1983. p. 844.

HYGELUND, B & MANGA, M. Field measurements of drag coefficients for model large woody debris. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 175-185.

JEFFRIES, R.; DARBY, S.E.; SEAR, D.A. The influence of vegetation and organic debris on flood-plain sediment dynamics: case study of a low-order stream in the New Forest, England. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 61-80.

KELLER, E.A. Areal sorting of bed-load material: the hypothesis of velocity reversal. **Geological Society of America Bulletin**, v.82, 1971, p.753-756.

KELLER, E.A. & MELHORN, W.N. Rhythmic spacing and origin of pools and riffles. **Geological Society of America Bulletin**, 89, 1978. p. 723-730.

KELLER, E.A. & SWANSON, F.J. Effects of large organic material on channel form and fluvial processes. **Earth Surface Processes**, v. 4, 1979. p. 361-380.

KAIL, J. Influence of large woody debris on morphology of six central European streams. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 207-223.

KOZERA, C.; DITTRICH, V.A.O.; SILVA, S.M. Composição florística da Floresta Ombrófila Mista Montana do Parque Municipal do Barigüi, Curitiba-PR. **Floresta**, v.36, n.1, 2006. p.45-57.

KRAFT, C.E. & WARREN, D.R. Development of spatial pattern in large woody debris and debris dam in streams. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 127-139.

LAGUE, D.; HOVIUS, N.; DAVY, P. Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. **J. Geophys. Res.**, 110, F04006, doi:10.1029/2004JF000259, 2005.

LARSON, M.G; BOOTH, D.B.; MORLEY, S.A. Effectiveness of large woody debris in stream rehabilitation projects in urban basins. **Ecological engineering**, n. 18, 2001. p. 211-226.

LEINZ, V. & AMARAL, S.E. **Geologia geral**. 9.ed. São Paulo: Editora Nacional, 1985.

LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. **Fluvial processes in Geomorphology**. San Francisco: Freeman and Co., 1964. 522p.

LENZI, M.A.; COMITI, F.; MAO, L.; ANDREOLI, A.; PECORARI, E.; RIGON, E. **El control de detritos leñosos y el manejo de la vegetación en el cauce**. Padova: Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali; Università degli Studi di Padova, 2006.

LESTER, R.; WRIGHT, W.; LENNON, M.J. Determining target loads of large and small wood for stream rehabilitation in high-rainfall agricultural regions of Victoria, Australia. **Ecological Engineering**, n. 28, 2006. p. 71-78.

LIMA, A.G. **Avaliação do controle geológico-estrutural no comportamento da rede de drenagem do Rio das Pedras, Guarapuava-PR**. Dissertação de Mestrado. Rio Claro: IGCE/UNESP, 1999. p.142.

LIMA, A.G. & BINDA, A.L. Vazão de margens plenas em canal misto rochoso-aluvial: um teste preliminar de equações empíricas. . In: **VII Simpósio Nacional de Geomorfologia-SINAGEO; II Encontro Latino-americano de Geomorfologia**. Belo Horizonte: UFMG, 2008. cd-rom.

LIMA, W.P. & ZAKIA, M.J.B. Hidrologia de matas ciliares. In: RODRIGUES, R.R. & LEITÃO FILHO, H.F. **Matas ciliares: conservação e recuperação**. 2.ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, Fapesp, 2004.

LINSTEAD, C. & GURNELL, A.M. **Large woody debris in British headwater rivers: physical habitat role and management guidelines**. Birmingham: University of Birmingham/School of Geography & Environmental Sciences/Environment Agency, 1999. p. 36.

LISLE, T.E. A sorting mechanism for a riffle-pool sequence. **Geological Society of America Bulletin**, v.90, 1979, p. 1142-1157.

LOFTHOUSE, C & ROBERT, A. Riffle-pool sequences and meander morphology. **Geomorphology**, v.99, 2008, p.214-223.

MAACK, R. **Geografia física do Estado do Paraná**. 2. ed. Rio de Janeiro: J. Olympio; Curitiba: Secretaria da Cultura e do Esporte do Governo do Estado do Paraná, 1981.

MANGA, M & KIRCHNER, J.W. Stress partitioning in streams by large woody debris. **Water resources research**, v. 36, n. 8, 2000. p.2373-2379.

MARCUS, W.A.; MARSTON, R.A.; COLVARD JR, C.R.; GRAY, R.D. Mapping the spatial and temporal distributions of woody debris in streams of the Greater Yellowstone Ecosystem, USA. **Geomorphology**, n. 44, 2002. p. 323-335.

MASSONG, T.M. & MONTGOMERY, D.R. Influence of sediment supply, lithology, and wood debris on the distribution of bedrock and alluvial channels. **GSA Bulletin**, v. 112, n. 5, 2000. p. 591-599.

MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin – an introduction. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (orgs). **The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin**. São Paulo: USP-Instituto Astronômico e Geofísico, 1988.

MILNE, J.A. Bed-material size and the riffle-pool sequence. **Sedimentology**, v. 29, 1982, p.267-278.

MONTGOMERY, D.R. & BUFFINGTON, J.M. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. **GSA Bulletin**, v.109, n.5, 1997, p.596-611.

MONTGOMERY, D.R.; COLLINS, B.D.; BUFFINGTON, J.M.; ABBE, T.B. Geomorphic effects of wood in rivers. **American Fisheries Symposium**, 2003. p.1-

MONTGOMERY, D.R. & PIÉGAY, H. Wood in rivers: interactions with channel morphology and processes. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 1-5.

MONTGOMERY, D.R. & ABBE, T.B. Influence of logjam-formed hard points on the formation of valley-bottom landforms in an old-growth forest valley, Queets River, Washington, USA. **Quaternary Research**, n. 65, 2006. p. 147-155.

MUTZ, M.; PIÉGAY, H.; GREGORY, K.J.; BORCHARDT, D.; REICH, M.; SCHMIEDER, K. Perception and evaluation of dead wood in streams and rivers by German students. **Limnologia**, n. 36, 2006. p.110-118.

NARDY, A.J.R. **Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná**. Tese de Doutorado. Rio Claro: IGCE-UNESP, 1995.

NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.; BETANCOURT, R.H.S.; VERDUGO, D.R.H.; MACHADO, F.B. Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociências**. V.21. nº1/2. São Paulo: UNESP, 2002.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2.ed. Rio de Janeiro: IBGE, Depto de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1989.

O'CONNOR, J.E.; JONES, M.A.; HALUSKA, T.L. Flood plain and channel dynamics of Quinault and Queets Rivers, Washington, USA. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 31-59.

OLSON-RUTZ, K.M. & MARLOW, C.B. Analysis and interpretation of stream channel cross-sectional data. **North American Journal of Fisheries Management**. v. 12, 1992. p. 55-61.

O'NEILL, M.P. & ABRAHAMAS, A.D. Objective identification of pools and riffles. **Water resources research**, v. 20, n. 7, 1984. p. 921-926.

PIÉGAY, H. & GURNELL, A.M. Large woody debris and river geomorphological pattern: examples from S.E. France e S. England. **Geomorphology**, n. 19, 1997. p. 99-116.

PIÉGAY, H.; THÉVENET, A.; CITTERIO, A. Input, storage and distribution of large woody debris along a mountain river continuum, the Drôme River, France. **Catena**, n. 35, 1999. p. 19-39.

RICHARDS, K.S. Channel width and the riffle-pool sequence. **Geological society of America bulletin**, v.87, 1976. p. 883-890.

RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y. S.; SANTOS, E. P. dos. Caracterisation des unites phytogeographiques dans l'état du Paraná, Brasil, et leur etat de conservation. **Biogeographica**, Paris, n. 77, v.4, p. 129-140, dez. 2001.

ROHENKOHL, V; FERNANDEZ, O.V.Q. Cascalhometro: uma ferramenta alternativa na determinação do diâmetro de sedimentos rudáceos. In: **Semana de Geografia, 7, 2003, Maringá (PR), Anais...** Maringá: Universidade Estadual de Maringá, 2003, cd-rom.

SANTOS, L.J.C.; CANALI, N.E.; FIORI, A.P.; SILVEIRA, C.T.; SILVA, J.M.F.; ROSS, J.L.S. Mapeamento geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 7, n. 2, 2006. p. 03-12.

SILVA, D.W. A Vegetação do Rio das Pedras. In: BATTISTELLI, M.; CAMARGO FILHO, M. & HEEDT, B. **Proteção e manejo da bacia do Rio das Pedras: relato de experiências**. Guarapuava: Ed. Gráfica B & D, 2004.

SUGUIO, K. **Introdução à Sedimentologia**. São Paulo: Editora Edgard Blücher, EDUSP, 1973.

SUGUIO, K. & BIGARELLA, J.J. **Ambientes fluviais**. Florianópolis: UFSC/UFPR, 1990.

SWANSON, F.J.; LIENKAEMPER, G.W.; SEDELL, J.R. **History, physical effects, and management implications of large organic debris in Western Oregon Streams**. Portland: USDA Forest Service General Technical Report, 1976.

SWANSON, F.J.; BRYANT, M.D.; LIENKAEMPER, G.W.; SEDELL, J.R. **Organic debris in small streams, Prince of Wales Island, southeast Alaska**. Portland: USDA, Forest Service Pacific Northwest Forest and Range Experimental Station, 1984.

THOMAZ, E.L. Caracterização do meio físico da Bacia do Rio Guabirola: ensaio empírico-cartográfico como fundamento ao estudo de processos. **Anais do XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**. São Paulo: USP, 2005a.

THOMAZ, E.L. Avaliação de interceptação e precipitação interna em capoeira e floresta secundária em Guarapuava-PR. **Geografia: Revista do Departamento de Geociências**, v. 14, n. 1, 2005b. p. 47-60.

THOMAZ, E.L. & VESTENA, L.R. **Aspectos climáticos de Guarapuava-PR**. Guarapuava: Ed. UNICENTRO, 2003. 106 p.

THOMPSON, D.M. The effects of large organic debris on sediment processes and stream morphology in Vermont. **Geomorphology**, n. 11, 1995. p.235-244.

WALLERSTEIN, N.P. & THORNE, C.R. Influence of large woody debris on morphological evolution of incised, sand-bed channels. **Geomorphology**, n.57, 2004. p. 53-73.

WEBB, A.A. & ERSKINE, W.D. Distribution, recruitment, and geomorphic significance of large woody debris in an alluvial forest stream: Tonghi Creek, southeastern Australia. **Geomorphology**, n. 51, 2003. p. 109-126.

WOOSTER, J. & HILTON, S. **Large woody debris volumes e accumulation rates in cleaned streams in Redwood Forest in Soutthern Humboldt County, Califórnia**. Oregon: USDA, Forest Services, Pacific Southwest Research Station, 2004.

WRIGHT, J.P. & FLECKER, A.S. Deforesting the riverscape: the effects of wood on fish diversity in a Venezuelan piedmont stream. **Biological Conservation**, n. 120, 2004. p.439-447.

YANG, C.T. Formation of riffles and pools. **Water Resources Research**, V. 7, n.6, 1971, p. 1567-1574.

YOUNG, M.K.; MACE, E.A.; ZIEGLER, E.T.; SUTHERLAND, E.K. Characterizing and contrasting instream and riparian coarse wood in western Montana basins. **Forest Ecology and Management**, n. 226, 2006. p. 26-40.

YUZYK, T.R. Bed material sampling in gravel-bed streams. **Environment Canada**, Water Resources Branch, Sediment Survey Section, 1986.

ZELT, R.B. & WOHL, E.E. Channel and woody debris characteristics in adjacent burned and unburned watersheds a decade after wildfire, Park County, Wyoming. **Geomorphology**, n. 57, 2004. p. 217-233.

ZILLER, S.R. **A estepe gramíneo-lenhosa no segundo planalto do Paraná: diagnóstico ambiental com enfoque à contaminação biológica**. Tese de doutorado. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 2000.

ZIMMERMAN, R.C.; GOODLET, J.C.; COMER, G.H. The influence of vegetation on channel form of small streams. **International Association of Scientific Hydrology**, n. 75, 1967. p. 255-275.

ANEXOS

ANEXO 1: Formulário de granulometria

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ - UNIOESTE
TABELA DE CÁLCULOS

Amostra:.....	Peso Total Original:.....
Rio:.....	Peso > 4,0 mm:.....
Data coleta:.....	Peso < 4,0 mm:.....

PENEIRAMENTO

[illegible]

PERCENTIS

D ₀₅ :	D ₁₆ :	D ₂₅ :	D ₅₀ :	D ₇₅ :	D ₈₄ :	D ₉₅ :
-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS (FOLK & WARD, 1957)

Diâmetro Médio	Grau de seleção	Assimetria	Curtose

Data:.....
Responsável:.....

Assinatura

ANEXO 2: Valores dos percentis D_{16} , D_{50} e D_{84} e parâmetros estatísticos granulométricos dos sedimentos de fundo da Seção 1. Os valores estão expressos em escala phi.

<i>Amostra</i>	<i>D₁₆</i>	<i>D₅₀</i>	<i>D₈₄</i>	<i>Diâmetro Médio</i>	<i>Grau de seleção</i>	<i>Assimetria</i>	<i>Curtose</i>
S1A1(1)	-4,177	-3,049	0,625	-2,200 (seixo fino)	2,191 (muito pobremente selecionado)	0,506 (muito positiva)	0,761 (platicúrtica)
S1A1(2)	-4,429	-3,073	0,594	-2,302 (seixo fino)	2,319 (muito pobremente selecionado)	0,413 (muito positiva)	0,850 (platicúrtica)
S1A1(3)	-3,912	-2,231	0,192	-1,984 (grânulo)	1,938 (pobremente selecionado)	0,126 (positiva)	0,871 (platicúrtica)
S1A1(4)	-4,625	-3,686	-0,937	-3,083 (seixo médio)	1,844 (pobremente selecionado)	0,549 (muito positiva)	0,963 (mesocúrtica)
S1A1(5)	-4,614	-3,325	0,089	-2,616 (seixo fino)	2,142 (muito pobremente selecionado)	0,467 (muito positiva)	0,868 (platicúrtica)
S1A2(1)	-4,232	-3,106	-0,814	-2,717 (seixo fino)	1,660 (pobremente selecionado)	0,360 (muito positiva)	0,899 (platicúrtica)
S1A2(2)	-4,767	-4,030	-2,996	-3,941 (seixo médio)	1,040 (pobremente selecionado)	0,327 (muito positiva)	1,246 (leptocúrtica)
S1A2(3)	-4,313	-3,170	0,289	-2,398 (seixo fino)	2,124 (muito pobremente selecionado)	0,500 (muito positiva)	0,959 (mesocúrtica)
S1A2(4)	-3,978	-2,472	-1,164	-2,538 (seixo fino)	1,493 (pobremente selecionado)	0,042 (aproximadamente simétrica)	0,991 (mesocúrtica)
S1A2(5)	-3,005	-1,498	-0,028	-1,510 (grânulo)	1,448 (pobremente selecionado)	-0,005 (aproximadamente simétrica)	1,094 (mesocúrtica)
S1A3(1)	-3,255	-1,745	-0,403	-1,801 (grânulo)	1,425 (pobremente selecionado)	0,020 (aproximadamente simétrica)	1,123 (leptocúrtica)
S1A3(2)	-3,500	-1,795	-0,419	-1,904 (grânulo)	1,546 (pobremente selecionado)	-0,025 (aproximadamente simétrica)	1,086 (mesocúrtica)
S1A3(3)	-3,814	-2,571	-0,128	-2,171 (seixo fino)	1,860 (pobremente selecionado)	0,352 (muito positiva)	1,087 (mesocúrtica)
S1A3(4)	-3,682	-2,364	0,167	-1,960 (grânulo)	1,872 (pobremente selecionado)	0,371 (muito positiva)	1,090 (mesocúrtica)
S1A3(5)	-3,718	-2,217	-0,298	-2,078 (seixo fino)	1,908 (pobremente selecionado)	0,250 (positiva)	1,303 (leptocúrtica)
S1A4(1)	-1,635	-0,552	0,571	-0,538 (areia muito grossa)	0,996 (moderadamente selecionado)	0,020 (aproximadamente simétrica)	0,747 (platicúrtica)
S1A4(2)	-0,885	0,170	0,871	0,052 (areia grossa)	0,944 (moderadamente selecionado)	-0,146 (negativa)	1,082 (mesocúrtica)
S1A4(3)	-1,595	0,259	1,102	-0,078 (areia muito grossa)	1,424 (pobremente selecionado)	-0,321 (muito negativa)	1,155 (leptocúrtica)
S1A4(4)	-4,168	-2,476	0,128	-2,172 (seixo fino)	1,925 (pobremente selecionado)	0,203 (positiva)	0,803 (platicúrtica)
S1A4(5)	-1,898	-1,172	0,225	-0,948 (areia muito grossa)	1,093 (pobremente selecionado)	0,219 (positiva)	1,038 (mesocúrtica)

Fonte: Dados de campo (2007-2009).

Organização: Andrey Luis Binda (2009).

ANEXO 3: Valores dos percentis D_{16} , D_{50} e D_{84} e parâmetros estatísticos granulométricos dos sedimentos de fundo da Seção 2. Os valores estão expressos em escala phi.

<i>Amostra</i>	<i>D₁₆</i>	<i>D₅₀</i>	<i>D₈₄</i>	<i>Diâmetro Médio</i>	<i>Grau de seleção</i>	<i>Assimetria</i>	<i>Curtose</i>
S2A1(1)	-3,593	-2,333	-1,182	-2,369 (seixo fino)	1,224 (pobrememente selecionado)	0,084 (aproximadamente simétrica)	0,914 (mesocúrtica)
S2A1(2)	-1,384	0,267	1,358	0,081 (areia muito grossa)	1,276 (pobrememente selecionado)	-0,158 (negativa)	0,854 (platicúrtica)
S2A1(3)	-3,714	-1,819	0,081	-1,817 (grânulo)	1,783 (pobrememente selecionado)	0,003 (aproximadamente simétrica)	0,990 (mesocúrtica)
S2A1(4)	-3,337	-1,383	0,611	-1,369 (grânulo)	1,767 (pobrememente selecionado)	0,029 (aproximadamente simétrica)	0,677 (platicúrtica)
S2A1(5)	-3,137	-1,477	0,492	-1,374 (grânulo)	1,694 (pobrememente selecionado)	0,098 (aproximadamente simétrica)	0,829 (platicúrtica)
S2A2(1)	-1,215	-0,098	0,776	-0,179 (areia muito grossa)	1,021 (pobrememente selecionado)	-0,070 (aproximadamente simétrica)	1,018 (mesocúrtica)
S2A2(2)	0,314	1,053	1,922	1,096 (areia média)	1,316 (pobrememente selecionado)	0,379 (muito positiva)	2,088 (muito leptocúrtica)
S2A2(3)	-3,541	-2,021	0,259	-1,768 (grânulo)	1,813 (pobrememente selecionado)	0,221 (positiva)	1,106 (mesocúrtica)
S2A2(4)	-2,199	-0,058	0,906	-0,450 (areia muito grossa)	1,573 (pobrememente selecionado)	-0,323 (muito negativa)	0,939 (mesocúrtica)
S2A2(5)	-3,337	-1,761	0,256	-1,614 (grânulo)	1,629 (pobrememente selecionado)	0,133 (positiva)	0,863 (platicúrtica)
S2A3(1)	-1,376	1,045	2,982	0,884 (areia grossa)	2,922 (muito pobrememente selecionado)	0,106 (positiva)	2,069 (muito leptocúrtica)
S2A3(2)	-0,903	1,368	4,147	1,537 (areia média)	3,011 (muito pobrememente selecionado)	0,259 (positiva)	2,029 (muito leptocúrtica)
S2A3(3)	-0,374	0,631	1,703	0,653 (areia grossa)	1,193 (pobrememente selecionado)	0,049 (aproximadamente simétrica)	1,477 (leptocúrtica)
S2A3(4)	-3,436	-1,122	0,579	-1,326 (grânulo)	1,792 (pobrememente selecionado)	-0,178 (negativa)	0,678 (platicúrtica)
S2A3(5)	-3,195	-1,493	0,117	-1,524 (grânulo)	1,555 (pobrememente selecionado)	-0,031 (aproximadamente simétrica)	0,887 (platicúrtica)

Fonte: Dados de campo (2007-2009).

Organização: Andrey Luis Binda (2009).

ANEXO 4: Valores dos percentis D_{16} , D_{50} e D_{84} e parâmetros estatísticos granulométricos dos sedimentos de fundo da Seção 3. Os valores estão expressos em escala ϕ .

<i>Amostra</i>	<i>D₁₆</i>	<i>D₅₀</i>	<i>D₈₄</i>	<i>Diâmetro Médio</i>	<i>Grau de seleção</i>	<i>Assimetria</i>	<i>Curtose</i>
S3A1(1)	-2,781	-0,573	0,767	-0,862 (areia muito grossa)	1,693 (pobremente selecionado)	-0,221 (positiva)	0,899 (platicúrtica)
S3A1(2)	-5,121	-3,359	0,458	-2,674 (seixo fino)	2,456 (muito pobremente selecionado)	0,347 (muito positiva)	0,633 (muito platicúrtica)
S3A1(3)	-4,165	-1,703	1,399	-1,490 (grânulo)	2,682 (muito pobremente selecionado)	0,201 (positiva)	0,798 (platicúrtica)
S3A1(4)	-1,742	-0,570	0,589	-0,574 (areia muito grossa)	1,114 (pobremente selecionado)	-0,070 (aproximadamente simétrica)	0,827 (platicúrtica)
S3A1(5)	-2,387	-0,952	0,790	-0,850 (areia muito grossa)	1,603 (pobremente selecionado)	0,080 (aproximadamente simétrica)	0,973 (mesocúrtica)
S3A2(1)	-3,273	-1,126	0,961	-1,146 (grânulo)	1,968 (pobremente selecionado)	0,042 (aproximadamente simétrica)	0,756 (platicúrtica)
S3A2(2)	-3,164	-1,246	0,669	-1,247 (grânulo)	1,749 (pobremente selecionado)	0,012 (aproximadamente simétrica)	0,750 (platicúrtica)
S3A2(3)	-3,208	-0,908	0,921	-1,065 (grânulo)	1,902 (pobremente selecionado)	-0,071 (aproximadamente simétrica)	0,770 (platicúrtica)
S3A2(4)	-3,413	-1,248	0,980	-1,227 (grânulo)	2,027 (muito pobremente selecionado)	0,067 (aproximadamente simétrica)	0,719 (platicúrtica)
S3A2(5)	3,029	0,296	1,755	-0,326 (areia muito grossa)	2,482 (muito pobremente selecionado)	-0,197 (negativa)	1,066 (mesocúrtica)
S3A3(1)	-2,478	-1,162	0,805	-0,945 (areia muito grossa)	1,817 (pobremente selecionado)	0,237 (positiva)	1,215 (leptocúrtica)
S3A3(2)	-3,082	-1,609	0,524	-1,389 (grânulo)	1,876 (pobremente selecionado)	0,264 (positiva)	1,160 (leptocúrtica)
S3A3(3)	-2,217	0,245	1,798	-0,058 (areia muito grossa)	2,496 (muito pobremente selecionado)	0,023 (aproximadamente simétrica)	1,504 (muito leptocúrtica)
S3A3(4)	-3,798	-2,328	0,246	-1,960 (grânulo)	1,940 (pobremente selecionado)	0,290 (positiva)	1,004 (mesocúrtica)
S3A3(5)	-3,686	-1,444	0,810	-1,440 (grânulo)	2,087 (muito pobremente selecionado)	0,027 (aproximadamente simétrica)	0,715 (platicúrtica)
S3AE(1)	0,000	0,000	0,000	0,000 (sem dados)	0,000 (sem dados)	0,000 (sem dados)	0,000 (sem dados)
S3AE(2)	-3,517	-1,787	0,105	-1,733 (grânulo)	1,697 (pobremente selecionado)	0,048 (aproximadamente simétrica)	0,953 (mesocúrtica)
S3AE(3)	-3,377	-1,496	0,546	-1,442 (grânulo)	1,719 (pobremente selecionado)	0,027 (aproximadamente simétrica)	0,636 (muito platicúrtica)
S3AE(4)	-4,358	-2,061	-1,111	-2,510 (seixo fino)	1,665 (pobremente selecionado)	-0,318 (muito negativa)	0,990 (mesocúrtica)
S3AE(5)	-3,413	-1,283	0,564	-1,377 (grânulo)	1,843 (pobremente selecionado)	-0,037 (aproximadamente simétrica)	0,772 (platicúrtica)

Fonte: Dados de campo (2007-2009).

Organização: Andrey Luis Binda (2009).

ANEXO 5: Valores dos percentis D_{16} , D_{50} e D_{84} e parâmetros estatísticos granulométricos dos sedimentos de fundo da Seção 4. Os valores estão expressos em escala phi.

<i>Amostra</i>	<i>D₁₆</i>	<i>D₅₀</i>	<i>D₈₄</i>	<i>Diâmetro Médio</i>	<i>Grau de seleção</i>	<i>Assimetria</i>	<i>Curtose</i>
S4A1(1)	-1,781	-0,954	0,201	-0,845 (areia muito grossa)	0,991 (moderadamente selecionado)	0,120 (positiva)	0,960 (mesocúrtica)
S4A1(2)	-2,918	-1,064	0,705	-1,093 (grânulo)	1,735 (pobrememente selecionado)	-0,022 (aproximadamente simétrica)	0,866 (platicúrtica)
S4A1(3)	-3,962	-1,545	0,527	-1,660 (grânulo)	2,188 (muito pobrememente selecionado)	-0,062 (aproximadamente simétrica)	0,901 (mesocúrtica)
S4A1(4)	-3,290	-1,495	0,038	-1,582 (grânulo)	1,531 (pobrememente selecionado)	-0,042 (aproximadamente simétrica)	0,795 (platicúrtica)
S4A1(5)	-3,165	-1,403	0,100	-1,489 (grânulo)	1,500 (pobrememente selecionado)	-0,064 (aproximadamente simétrica)	0,832 (platicúrtica)
S4A2(1)	-4,044	-2,260	0,099	-2,068 (seixo fino)	1,893 (pobrememente selecionado)	0,138 (positiva)	0,858 (platicúrtica)
S4A2(2)	-4,370	-3,398	0,141	-2,542 (seixo fino)	2,000 (pobrememente selecionado)	0,540 (muito positiva)	0,864 (platicúrtica)
S4A2(3)	-3,780	-1,649	0,824	-1,535 (grânulo)	2,102 (muito pobrememente selecionado)	0,082 (aproximadamente simétrica)	0,671 (platicúrtica)
S4A2(4)	-1,835	-0,134	0,808	-0,387 (areia muito grossa)	1,337 (pobrememente selecionado)	-0,285 (negativa)	0,945 (mesocúrtica)
S4A2(5)	-3,247	-1,249	0,586	-1,303 (grânulo)	1,700 (pobrememente selecionado)	-0,066 (aproximadamente simétrica)	0,687 (platicúrtica)
S4A3(1)	-5,537	-4,125	-1,200	-3,621 (seixo médio)	2,051 (muito pobrememente selecionado)	0,403 (muito positiva)	0,764 (platicúrtica)
S4A3(2)	-4,471	-3,076	-1,157	-2,901 (seixo fino)	1,698 (pobrememente selecionado)	0,218 (positiva)	1,000 (mesocúrtica)
S4A3(3)	-4,650	-3,328	-1,405	-3,128 (seixo médio)	1,690 (pobrememente selecionado)	0,222 (positiva)	1,085 (mesocúrtica)
S4A3(4)	-4,319	-3,185	-1,070	-2,858 (seixo fino)	1,655 (pobrememente selecionado)	0,310 (muito positiva)	0,990 (mesocúrtica)
S4A3(5)	-4,512	-3,446	-1,744	-3,234 (seixo médio)	1,454 (pobrememente selecionado)	0,310 (muito positiva)	1,232 (leptocúrtica)
S4A4(1)	-0,705	0,438	1,171	0,301 (areia grossa)	1,060 (pobrememente selecionado)	-0,253 (negativa)	1,690 (muito leptocúrtica)
S4A4(2)	-0,588	0,536	1,520	0,489 (areia grossa)	1,097 (pobrememente selecionado)	-0,115 (negativa)	1,404 (leptocúrtica)
S4A4(3)	0,176	0,743	1,617	0,845 (areia grossa)	0,675 (moderadamente selecionado)	0,202 (positiva)	0,859 (platicúrtica)
S4A4(4)	-2,456	-0,354	0,947	-0,621 (areia muito grossa)	1,711 (pobrememente selecionado)	-0,218 (negativa)	0,963 (mesocúrtica)
S4A4(5)	-4,158	-2,589	0,138	-2,203 (seixo fino)	2,011 (muito pobrememente selecionado)	0,196 (positiva)	0,824 (platicúrtica)

Fonte: Dados de campo (2007-2009).

Organização: Andrey Luis Binda (2009).