UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

VANESSA CRISTINA DOS SANTOS

PROCESSOS FLUVIAIS EM BARRAS DE SOLDAMENTO: RIO PARANÁ - PR.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do *Campus* de Rio Claro, da Universidade Estadual Julio Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Dr. José Cândido Stevaux
Co-orientador: Dr. Mario Luis Assine

Rio Claro (SP)
2010

VANESSA CRISTINA DOS SANTOS

PROCESSOS FLUVIAIS EM BARRAS DE SOLDAMENTO: RIO PARANÁ - PR

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do *Campus* de Rio Claro, da Universidade Estadual Julio Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

_____

Dr. Paulo Fernando Soares

_____

Dr. Antônio Roberto Saad

_____

Dr. José Cândido Stevaux (Orientador)

Rio Claro, 03 de setembro 2010

Dedico este trabalho minha avó Maria L. dos Santos e de minha mãe Luzia M. dos Santos, sempre presentes em minha memória e coração.

AGRADECIMENTOS

Ao orientador *Dr. José Cândido Stevaux* pela oportunidade, conselhos, e orientações para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao co-orientador *Dr. Mario Luis Assine* pela oportunidade, conselhos, paciência e orientações para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos amigos *Dr. Débora Martins* e *Dr. Maurício Meurer* por seus incentivos, contribuições, auxilio nos levantamentos de campo e disponibilidade em esclarecer minhas dúvidas ao longo deste trabalho.

Aos professores *Dr. Benedito Claudio Silva*, *Fabio José Nogueira Horta, Dr. Marcelo Barison*, *Dr. Paulo Fernando Soares e Msc. Tânia Barbosa* pelas orientações, empréstimos de materiais e disponibilização de laboratórios que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos amigos *Bárbara Flauzino*, *Danielle Hoffert*, Janaina Camargo, *Gerson Cóssia*, *Marlene Ribeiro e Talita Silva* pela auxilio no tratamento dos dados, revisão de texto, momentos de descontração e boas gargalhadas.

Aos amigos *Dr. Mauro Parolin* e *Msc. Rafaela Fujita* pelos incentivos, conselhos e auxilio nos levantamentos de campo.

Aos demais colegas e professores da Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente pela convivência e troca de experiências no decorrer do curso.

Ao *GEMA* (Grupo de Estudos Multidisciplinares do Meio Ambiente – Universidade Estadual de Maringá) pela utilização das instalações e equipamentos.

A *CAPES* pela concessão parcial da bolsa.

Ao *CNPQ* pelo financiamento deste trabalho através do custeio das despesas das campanhas de campo.

Ás famílias *Santos* e *Osis* pelo apoio e incentivos.

Em especial ao amigo e namorado *Reinis Osis,* pelo apoio incondicional, carinho, "enorme" paciência e companheirismo. Minha eterna gratidão!

“Para mim, o mundo é assombroso porque é estupendo, assustador, misterioso, insondável; meu interesse é convencer você a tomar ciência de que está aqui, neste mundo maravilhoso, neste deserto maravilhoso, neste tempo maravilhoso. Quero convencer você a aprender a tornar cada ato importante e válido, já que vai ficar aqui por um curto espaço de tempo. Na verdade, curto demais para conhecer todas as maravilhas que nele existem.” (Dom Juan Matus - Viagem a Ixtlan).

RESUMO

O rio Paraná, em seu trecho natural, possui padrão multicanal caracterizado por canais secundários de diferentes ordens, separando diversas ilhas e barras fluviais. As barras fluviais são formas semi-submersas associadas à disponibilidade de sedimentos e a um dinamismo temporal cujas dimensões são controladas pelo fluxo e pela profundidade. Neste estudo, pretende-se compreender os processos que promovem a formação, desenvolvimento e movimentação de uma barra de soldamento situada junto à ilha Santa Rosa, no rio Paraná, município de Porto Rico - PR. Para alcançar os objetivos propostos, foram realizados levantamentos de parâmetros hidráulicos, morfométricos e granulométricos. Nos dados levantados dos parâmetros hidráulicos, verificou-se que a presença da ilha Santa Rosa, juntamente com barra fluvial, divide o canal em dois setores de dinâmica hidráulica e sedimentar distintas. O canal principal conduz a maior parcela da vazão, é mais energético, enquanto o canal secundário apresenta valores inferiores nestes dois parâmetros. A separação do fluxo também acarreta na formação de correntes divergentes à direção principal do canal, favorecendo a diminuição da velocidade e, consequentemente, a deposição de sedimentos no entorno da ilha Santa Rosa. Averiguou-se que a morfologia da barra está diretamente vinculada às flutuações de vazão do rio Paraná: em período de águas altas há maior retrabalhamento da forma, já no período de águas médias, esta se preservou parcialmente, inclusive com afloramento em parte. Quanto aos sedimentos, as partículas de diâmetro fino distribuem-se em locais de maior velocidade de fluxo e profundidade (talvegue) em ambos os períodos analisados As partículas de diâmetro médio a grosso encontram-se no período de águas altas distribuídas pela área estudada; já no período de águas médias, estes sedimentos localizam-se em locais rasos e de baixa velocidade de fluxo (Barra e Canal Secundário). Os valores de potência específica do canal e tensão trativa crítica são maiores no canal principal em ambos os períodos estudados, indicando que os processos de erosão e transporte são mais significativos neste canal quando comparados ao canal secundário. Conforme os resultados, a formação e manutenção da barra de soldamento da ilha Santa Rosa pode estar relacionada à redução da competência do fluxo, devido à separação do fluxo, ocorrência de fluxos divergentes, baixa velocidade de fluxo e pouca profundidade, que, juntamente com baixa potência específica do canal e tensão trativa crítica, podem estar levando ao acúmulo de sedimentos na frente e ao redor da ilha Santa Rosa.

Palavras-Chave: rio Paraná; geomorfologia fluvial; processos fluviais; barra de soldamento.

ABSTRACT

The Paraná River, in its natural stretch, has a multichannel pattern characterized by secondary channels of different orders, which separates several islands and bars. The bars are forms semi-submerged associated with the availability of sediment and a temporal dynamic, whose dimensions are controlled by the flow and depth. This study intends to understand the processes which promote formation, development and movement of the annexation bar associated to the Santa Rosa Island, located on Paraná River, near to Porto Rico - PR. To achieve the proposed aims, surveys were carried out in hydraulic, morphometric and granulometric parameters. In the data hydraulic parameters survey it was found that the presence of Santa Rosa Island along with bar divides the river channel in two sectors of distinct dynamic hydraulic and sediment. The main channel leads to a higher portion of the flow, it is more energetic, while the secondary channel has lower values in these two parameters. The separation of the flow also causes the formation of divergent currents towards the main channel, favoring the decrease in velocity and consequent deposition of sediments near to Santa Rosa Island. It was found that the morphology of the bar is directly linked to fluctuations in the flow of the Paraná River, during periods of high water there is more reworking, since in this average water period partially preserved its shape, emerging in part. As for sediment, the fine diameter particles are distributed in areas of higher flow velocity and depth (thalweg) in both analyzed periods. From medium to coarse diameter particles are, in the high-water period, distributed in the studied area, although in the average water period these sediments are located in low flow velocity and depth (Bar and Secondary Channel). Specific stream power and shields parameter values are larger in the main channel in both periods, indicating that the processes of erosion and transport are more significant in this channel in comparison with the secondary channel. As results, the formation and maintenance of annexation bar in Santa Rosa Island may be related to the reduction of competence flow, due to separation of flow, occurrence of divergent currents, low flow velocity, low depth, which together with low specific stream power and shields parameter may be leading to accumulation of sediments in front and around the Santa Rosa Island.

Keywords: Paraná River; fluvial geomorphology; fluvial processes; annexation bar.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área estudada. No alto à esquerda a abrangência da bacia do Paraná é representada pela parte mais escura. Na imagem de sensor remoto abaixo da imagem da bacia do Paraná, e à direita a feição morfológica em estudo se desenvolve ao redor da ilha Santa Rosa (Google Earth®, 2009). 16

Figura 2 - Foto aérea obliqua mostrando em primeiro plano a feição morfológica em estudo no canal do rio Paraná (mancha de tonalidades claras no canal) e a ilha Santa Rosa (feição vegetada e de formato alongado). A data da captura é 10 de Outubro de 2003, quatro anos antes da primeira campanha deste estudo (Moss & Moss, 2005)..... 17

Figura 3 - Vazões médias mensais da Estação Porto São José (01/01/1964 a 31/12/2007)..... 19

Figura 4 - Hidrograma diário da estação de Porto São José (01/01/1964 a 31/12/1998). 20

Figura 5- Hidrograma diário da estação de Porto São José (01/01/1999 a 31/12/2007). 20

Figura 6 - Curva de permanência de vazões médias mensais para Estação Porto São José..... 22

Figura 7 - Ocorrência de vazões máximas para Estação Porto São José..... 22

Figura 8 - Fluxograma da sequência de atividades de obtenção e tratamento dos dados de campo. 26

Figura 9 - Área estudada no período de águas altas. 27

Figura 10 - Área estudada no período de águas médias. 27

Figura 11– Equipamento usado em campo e Sistema de funcionamento ADCP com quatro transdutores dividindo a coluna liquida em célula (fonte: RDI, (2002) e Kostachuk et al. (2004). 28

Figura 12 – Funcionamento da ecossonda em campo e Sistema de funcionamento da ecossonda/GPS (MARTINS, 2004)..... 29

Figura 13 – Equipamento utilizado para coleta de sedimentos e agitador e peneiras para utilizado na análise de textura. 30

Figura 14 - Apresentação da tela do *software Winriver® (Playback*). 31

Figura 15 - Diagrama de Shields, 1936 (Adaptado: SILVA e WILSON JUNIOR, 2005) 35

Figura 16 - Transporte de sedimentos em função da granulometria e velocidade de fluxo (adaptado: SUGUIO & BIGARELLA, 1990). 36

Figura 17 - Distribuições verticais de sedimentos (adaptado de CARVALHO, 1994)..... 38

Figura 18 - Diagrama de distribuição de velocidade, concentração de sedimentos e descarga solida em uma seção transversal (adaptado de CARVALHO, 1994).....38

Figura 19 - Produção de sedimentos numa bacia hidrográfica (adaptado de CARVALHO, 1994).....39

Figura 20 - Formas de leito nos canais fluviais (adaptado de SIMONS & RICHARDSON, 1966).....40

Figura 21 - Marcas de ondulações na barra estudada (FARIAS, 2006).....42

Figura 22 - Representação de algumas barras fluviais do alto rio Paraná.....45

Figura 23 - Canal entre a barra fluvial e a ilha Santa Rosa (FARIAS, 2006).....46

Figura 24 - Localização dos perfis transversais realizados com ADCP.....47

Figura 25 - Perfil transversal velocidade e direção da seção 4a, campanha de janeiro de 2007 (Qinstantâneo = 12.177,2 $m^3.s^{-1}$).....49

Figura 26 - Perfil transversal velocidade e direção da seção 6a, campanha de janeiro de 2007 (Qinstantâneo = 8.060,08 $m^3.s^{-1}$).....50

Figura 27- Perfil transversal velocidade e direção da seção 20a, campanha de janeiro de 2007 (Qinstantâneo = 4.201,62 $m^3.s^{-1}$).....51

Figura 28 - Perfil transversal velocidade e direção da seção 4b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 6.840,05 $m^3.s^{-1}$).....52

Figura 29 - Perfil transversal velocidade e direçãoda seção 5b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 4.578,03 $m^3.s^{-1}$).....53

Figura 30 - Perfil transversal velocidade e direçãoda seção 7b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 4.690,78 $m^3.s^{-1}$).....54

Figura 31 - Perfil transversal velocidade e direção da seção 17b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 2.188,03 $m^3.s^{-1}$).....55

Figura 32 - Perfil transversal velocidade e direção da seção 18b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 2.155,23 $m^3.s^{-1}$).....56

Figura 33- Perfil transversal velocidade e direção da seção 21b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 2.155,84 $m^3.s^{-1}$).....57

Figura 34 - Mapa batimétrico período de águas altas. Vazão: 17.730 $m^3.s^{-1}$, nível fluviométrico: 632 cm (25/01/2007).....59

Figura 35 - Mapa batimétrico período de águas médias. Vazão: 8.788 $m^3.s^{-1}$, nível fluviométrico:334 cm (03/02/2009).....59

Figura 36 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal a montante da Ilha Santa Rosa (25/01/2007) 60

Figura 37 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal, inicio da ilha Santa Rosa (25/01/2007) 60

Figura 38 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal, final da ilha Santa Rosa (25/01/2007) 60

Figura 39 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal a montante da Ilha Santa Rosa (03/02/2009) 61

Figura 40 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal, inicio da ilha Santa Rosa (03/02/2009) 61

Figura 41 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal, jusante ilha Santa Rosa(03/02/2009) 61

Figura 42 - Representação dos mapas batimétricos em mesmo nível fluviométrico (300 cm) e o resultado da sobreposição conforme a operação Combine do *Software* ARCGIS® 9.3..... 63

Figura 43 – Síntese dos processos fluviais ocorridos na área estudada. 64

Figura 44 - Evolução morfológica das barras na região estudada. 65

Figura 45 - Localização dos pontos coleta e das regiões de análise. 66

Figura 46 - Curva de frequência acumulada (%) e distribuição granulométrica (Φ) para o período de águas altas. 67

Figura 47 - Curva de freqüência acumulada de distribuição granulométrica para o período de águas médias. 68

Figura 48 - Relação entre o diâmetro mediano da partícula (D_{50}) e 10% mais grossos (D_{90}).. 69

Figura 49- Relação entre a Tensão Trativa Crítica e *Reynolds* da partícula. 73

Figura 50 – Relação entre a tensão de atrito e velocidade média de todas as seções. 74

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Populações definidas de acordo com análise da distribuição do diâmetro do D_{90}. . 68

Tabela 2 – Características das populações conforme os subambientes. 70

Tabela 3 – Síntese valores de potência específica do canal para seções realizadas nos períodos de águas altas e médias. 72

LISTA DE SÍMBOLOS

Notação	Unidade ou Dimensão	Parâmetro
D_{50}	mm	Diâmetro da partícula para o qual 50% do material do leito são mais finos
D_{90}	mm	Diâmetro da partícula para o qual 90% do material do leito são mais finos
g	$m.s^{-2}$	Aceleração gravitacional
H	m	Profundidade média
L	m	Largura da seção
P	m	Perímetro molhado
Q	$m^3.s^{-1}$	Vazão
R	m	Raio hidráulico
S	$m.m^{-1}$	Declividade da linha da água
V	$m.s^{-1}$	Velocidade média
Fr	adimensional	Número de *Froude*
Re	adimensional	Número de *Reynolds*
R_*	adimensional	*Reynolds* da partícula
γ	$N.m^{-3}$	Peso específico água
δ	m	Espessura da subcamada laminar
θ_s	$N.m^{-2}$	Tensão trativa crítica
u	$m.s^{-1}$	Velocidade de atrito
ρ	$kg.m^{-3}$	Massa específica da água
ρ_s	$kg.m^{-3}$	Massa específica do sedimento
τ	$N.m^{-2}$	Tensão de atrito
v	$m^2.s^{-1}$	Viscosidade cinemática água
Φ		Diâmetro do sedimento
Ω	$W.m^{-1}$	Potência do canal
ω	$W.m^{-2}$	Potência específica do canal

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 14

2 ÁREA DE ESTUDO 16

2.1 CARACTERÍSTICAS DO MEIO FÍSICO 16
2.2 CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS 19
2.3 CARACTERÍSTICAS SEDIMENTARES 23

3 OBJETIVOS 25

4 MÉTODOS 26

4.1 PERÍODOS DE MEDIÇÃO 26
4.2 OBTENÇÃO DOS DADOS 28
4.3 TRATAMENTO DOS DADOS 30

5 REFERENCIAL TEÓRICO 32

5.1 FLUXO FLUVIAL 32
5.2 PROCESSOS FLUVIAIS E DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS 35
5.3 FORMAS DE LEITO 40
5.4 BARRAS FLUVIAIS 42

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES 47

6.1 DISTRIBUIÇÃO DA VELOCIDADE E DIREÇÃO DE FLUXO 47
6.2 CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DO CANAL 58
6.3 CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL 65
6.4 CARACTERIZAÇÃO DA POTÊNCIA ESPECÍFICA DO CANAL E DA TENSÃO DE ATRITO 71

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS 77

PERPECTIVAS FUTURAS 79

REFERÊNCIAS 80

ANEXOS 84

ANEXO A - CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS OBTIDAS PELO ADCP. 85
ANEXO B – SÍNTESE DOS PARÂMETROS DE RESISTÊNCIA AO MOVIMENTO 86

1 INTRODUÇÃO

Os processos fluviais são fenômenos naturais que moldam os canais fluviais e as paisagens terrestres e envolvem a erosão, transporte e deposição de sedimentos. Estes processos são interdependentes e alternam-se no decorrer do tempo e conforme as características de fluxo (SUGUIO & BIGARELLA, 1990).

A caracterização dos processos fluviais é tema de grande interesse, não apenas no estudo da geomorfologia e da hidráulica fluvial, mas também de vários problemas concernentes às ciências ambientais. A detecção das alterações no sistema fluvial é importante, pois tais modificações hidrossedimentológicas não afetam somente aspectos relacionados à biodiversidade, mas também atingem o homem, que utiliza os rios como fonte de água potável, recursos alimentares e energéticos (PETTS, 1984; BORDAS & SEMMELMANN, 1997).

O rio Paraná é o principal canal da bacia do Prata e drena uma área de aproximadamente 3,1 milhões de km², dos quais 45,6% estão em território brasileiro. O rio percorre 3.965 km, desde sua origem na confluência dos rios Paranaíba e Grande até a sua foz no estuário do rio da Prata, na Argentina (ORFEO & STEVAUX, 2002). Em seu trecho superior, o rio Paraná é artificialmente controlado por uma série de reservatórios, distribuídos ao longo de seu canal principal e nos principais tributários. O trecho compreendido entre a Barragem de Porto Primavera e o remanso do lago de Itaipu representa os últimos 255 km em território brasileiro em que o rio Paraná ainda não está afetado por barragens, exibindo canal no seu formato natural e extensa planície de inundação na margem direita. Ao longo deste trecho não represado, o canal fluvial apresenta o fundo essencialmente arenoso, dominado por formas de leito do tipo dunas e ondas de areia, e uma série de ilhas e barras fluviais formadas pela progressiva acumulação de sedimentos (SOUZA FILHO & STEVAUX, 1997).

As barras fluviais são formas semi-submersas associadas à disponibilidade de sedimentos e a um dinamismo temporal, cujas dimensões são controladas pelo fluxo e a profundidade (BRIDGE, 2002). Estudos sobre barras fluviais de grandes rios tropicais ainda são escassos na literatura, devido à complexidade genética e à velocidade de modificação destas formas.

No alto rio Paraná, as barras fluviais já foram estudadas quanto à sua gênese, faciologia e morfologia por Santos (1991), Santos et al. (1992), Souza Filho (1993), Stevaux, (1993), Rocha (2002) e Correa (2003). De acordo com estes trabalhos, as barras fluviais

apresentam grande porte e suas formas e dimensões mudam constantemente ao longo dos anos. Em alguns casos, as barras podem ser completamente erodidas em pouco tempo.

A feição barra, na condição de produto dos processos fluviais, pode ser utilizada como indicador do comportamento geomorfológico do canal frente a mudanças impostas pelos barramentos e outras atividades antrópicas. Estudos futuros da mesma natureza poderão quantificar as modificações ocorridas nos processos fluviais em função do controle de vazões e retenção de sedimentos pelas barragens.

2 ÁREA DE ESTUDO

2.1 CARACTERÍSTICAS DO MEIO FÍSICO

A área de estudo localiza-se na região noroeste do Estado do Paraná, próximo à cidade de Porto Rico-PR, e corresponde a um trecho do rio Paraná compreendido entre a foz do rio Paranapanema e a primeira foz do rio Ivinhema de montante para jusante (canal Ipuitã). A barra escolhida para este estudo (figuras 1 e 2) encontra-se no entorno da ilha Santa Rosa (S22°46'15" e W53°17'48"). Nesta região, o rio sofre a influência direta dos barramentos construídos a montante: Usina Hidroelétrica Engenheiro Sergio Motta (UHE Porto Primavera), localizada a uma distância de 48 km, e da Usina Hidroelétrica Rosana, localizada no rio Paranapanema, a 53 km do setor de estudo (STEVAUX et al ., 2009).

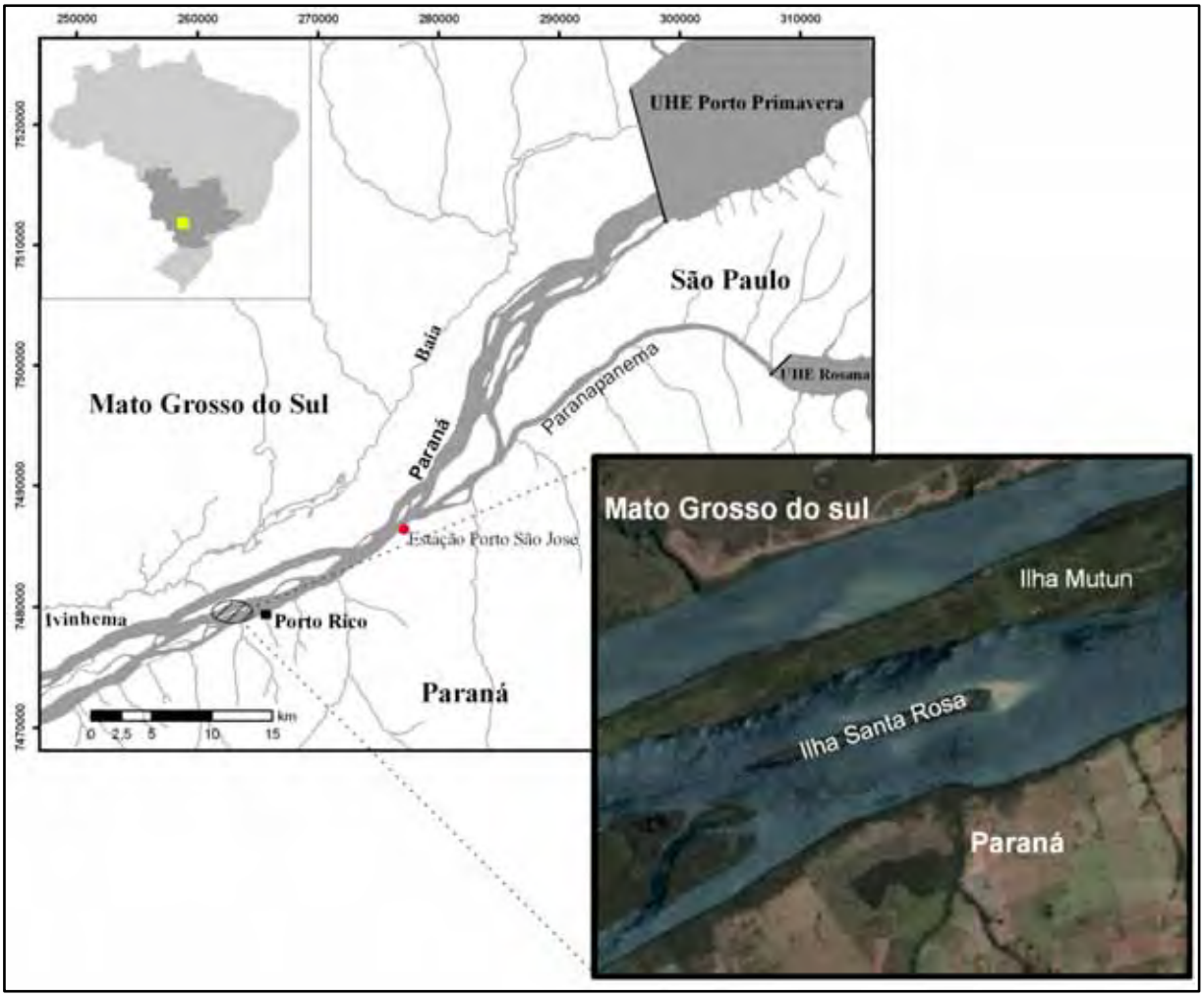


Figura 1 - Localização da área estudada. No alto à esquerda a abrangência da bacia do Paraná é representada pela parte mais escura. Na imagem de sensor remoto abaixo da imagem da bacia do Paraná, e à direita a feição morfológica em estudo se desenvolve ao redor da ilha Santa Rosa (Google Earth®, 2009).



Figura 2 – Foto aérea obliqua mostrando em primeiro plano a feição morfológica em estudo no canal do rio Paraná (mancha de tonalidades claras no canal) e a ilha Santa Rosa (feição vegetada e de formato alongado). A data da captura é 10 de Outubro de 2003, quatro anos antes da primeira campanha deste estudo (Moss & Moss, 2005).

A calha do rio Paraná na porção paranaense está assentada nos arenitos cretáceos da Formação Caiuá. Esta litologia compõe-se de arenito quartzoso, fino a médio, cores avermelhadas, róseas e arroxeadas, apresentando grãos arredondados e cobertos por fina película de óxido de ferro. Sua característica mais marcante na área de estudo é a ocorrência de estratificações cruzadas de médio a grande porte, identificadas como de origem eólica (FERNANDEZ, 1990).

Nesse trecho, a planície aluvial do rio Paraná é marcada por clara assimetria. A margem esquerda é dominantemente íngreme e erosiva, formando paredões de até 20 m constituídos por arenito da Formação Caiuá. A margem direita é formada pela planície inundação atual e por um terraço aluvial desenvolvido ao final do Pleistoceno (SANTOS & STEVAUX, 2000).

A planície de inundação é caracterizada por vários subambientes (diques marginais, lagoas, pântanos, canais e lobos de rompimento, entre outros) que se distribuem em uma faixa variando entre três a sete quilômetros de largura (SOUZA FILHO & STEVAUX, 1997). Segundo Nogueira Jr. (1988, *apud* SANTOS et al*.,* 1992), a assimetria do vale estaria

relacionada a um basculamento regional durante o Cenozóico, com o eixo paralelo ao traçado do rio, decorrência de levantamento epirogenético da região. Fortes et al. (2005) estabeleceram a cronologia dos eventos neotectônicos que promoveram a assimetria da planície.

Com relação ao padrão florístico natural e aos materiais de alteração, a margem esquerda é dominada pela Floresta Estacional Semidecidual Submontana e Floresta Ciliar com Neossolos Quartzarênicos derivados da Formação Caiuá. Na margem direita, desenvolve-se a Floresta Estacional Semidecidual Submontana, Floresta Ciliar, Floresta de Brejo e Zona dos Buritis sobre Gleissolos e Neossolos Quartzarênicos, formados sob influência das águas do rio Paraná. Nas ilhas, ocorrem floresta ciliar e várzeas (CAMPOS & SOUZA 1997).

O clima da região é Subtropical Úmido Mesotérmico Cfa (h) segundo a classificação de Köppen, com temperatura média anual de 22°C e índice pluviométrico médio anual de 1.200 mm. As chuvas distribuem-se durante todos os meses do ano, com o maior volume no período de setembro a dezembro, enquanto as menores médias são verificadas nos meses de junho a agosto (CAMPOS & SOUZA, 1997).

O rio Paraná na área estudada possui padrão multicanal caracterizado por canais secundários de diferentes ordens, separando diversas ilhas e barras. As ilhas têm geralmente forma alongada com uma relação comprimento/largura superior a 10, sendo normalmente cortadas por canais secundários e ressacos[1]. No período de estudo a barra apresenta um ressaco, sendo caracterizados seus componentes sedimentológicos e de fluxo.

As ilhas são em geral vegetadas e apresentam menor modificação morfológica ao longo do tempo do que as barras. Stevaux et al. (2009) verificaram que algumas ilhas desse trecho apresentam idades de até 1.900 A.P. (Antes do Presente) desde seu estabelecimento, enquanto que as barras possuem grande mobilidade em escala anual.

[1] Ressaco é o nome regional dado a um canal formado pela anexação de uma barra à ilha, encontrando-se geralmente fechado a montante e aberto para o rio a jusante (STEVAUX et al., 2009).

2.2 CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS

As modificações no ciclo hidrológico na bacia do alto rio Paraná tiveram início a partir do final da década de 1960, com a implantação de grandes barragens ao longo do seu canal principal. Com a construção da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (UHE Porto Primavera), concluída em 1999, o trecho natural do alto rio Paraná sofreu uma série de modificações nas variáveis hidrossedimentológicas (descarga líquida, velocidade de fluxo e sólida) que estão levando o rio a se adaptar a uma nova condição (MARTINS, 2008).

Segundo Martins (2008), os períodos de cheia e vazante no rio Paraná são bem definidos. As cheias estão concentradas nos meses de verão, as águas começam a subir a partir do mês de novembro (primavera), atingindo seu pico em fevereiro, período mais chuvoso da bacia hidrográfica como um todo. Durante os meses de março a junho (outono), os fluxos diminuem, as vazões mínimas ocorrem entre os meses de junho e setembro (inverno) (Figura 3).

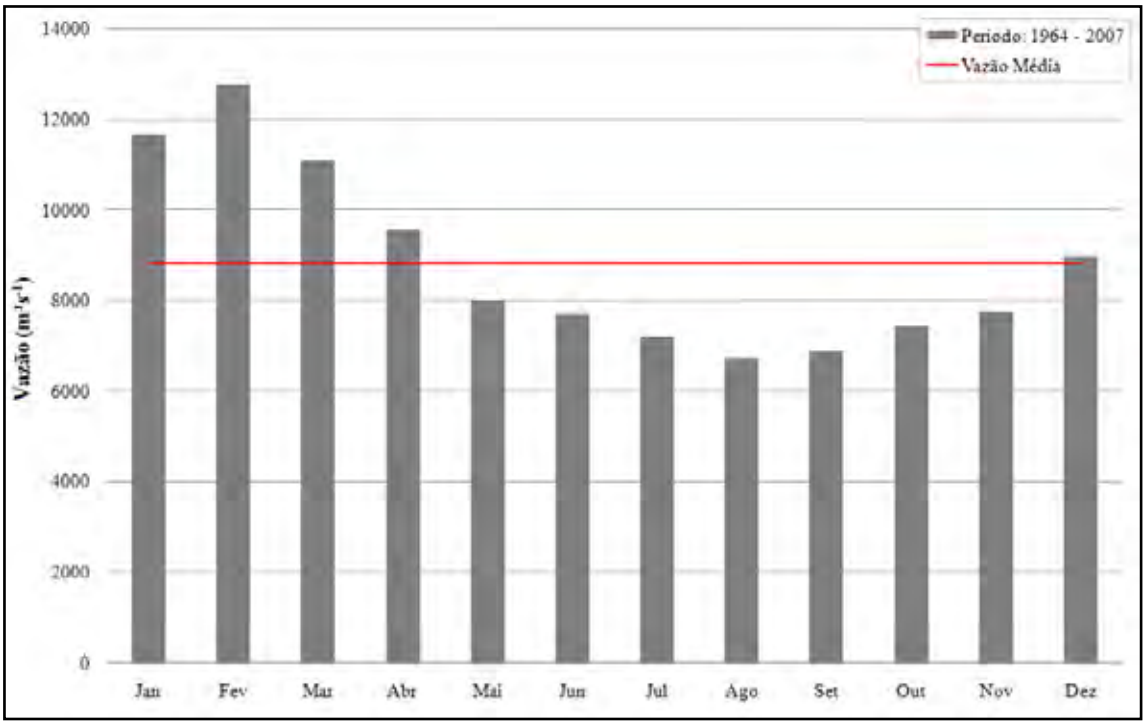


Figura 3 - Vazões médias mensais da Estação Porto São José (01/01/1964 a 31/12/2007).

Os dados diários de vazão da estação Porto São José foram fornecidos pela Companhia Energética de São Paulo (CESP, 2008) no período entre 01/01/1964 e 31/12/2007.

A Figura 4 representa o período anterior à implantação da UHE Porto Primavera e a Figura 5 refere-se ao período pós-fechamento da referida UHE.

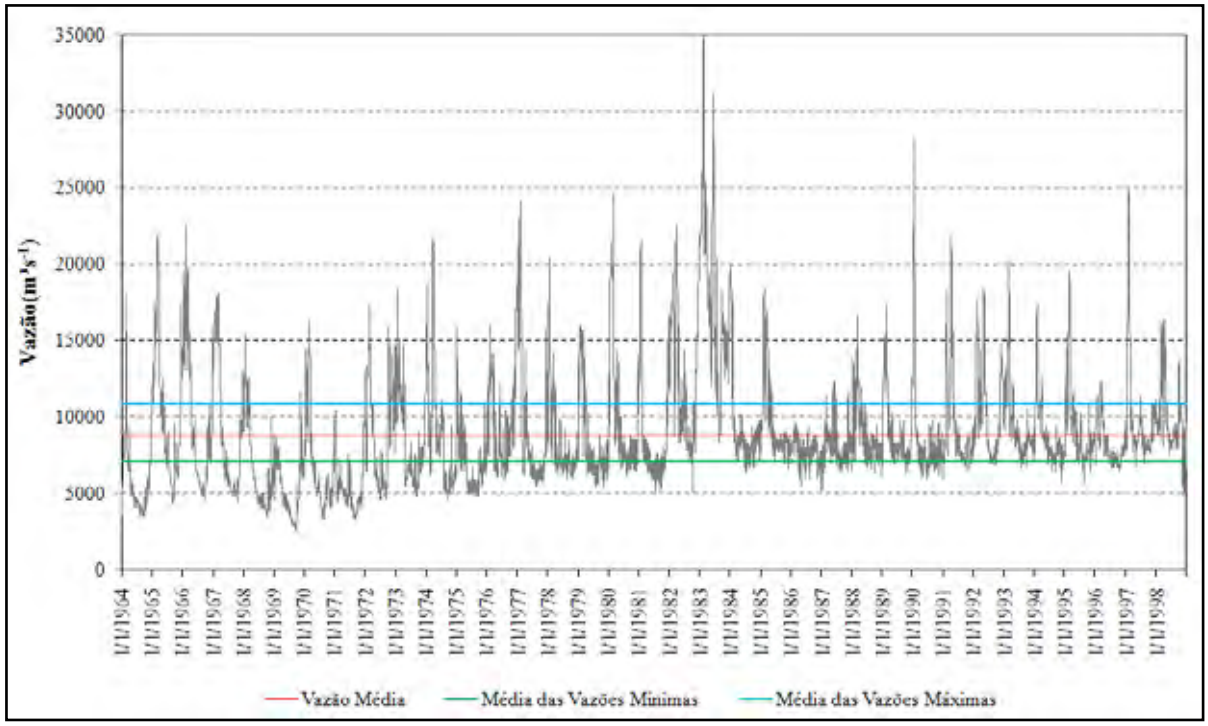


Figura 4 - Hidrograma diário da estação de Porto São José (01/01/1964 a 31/12/1998).

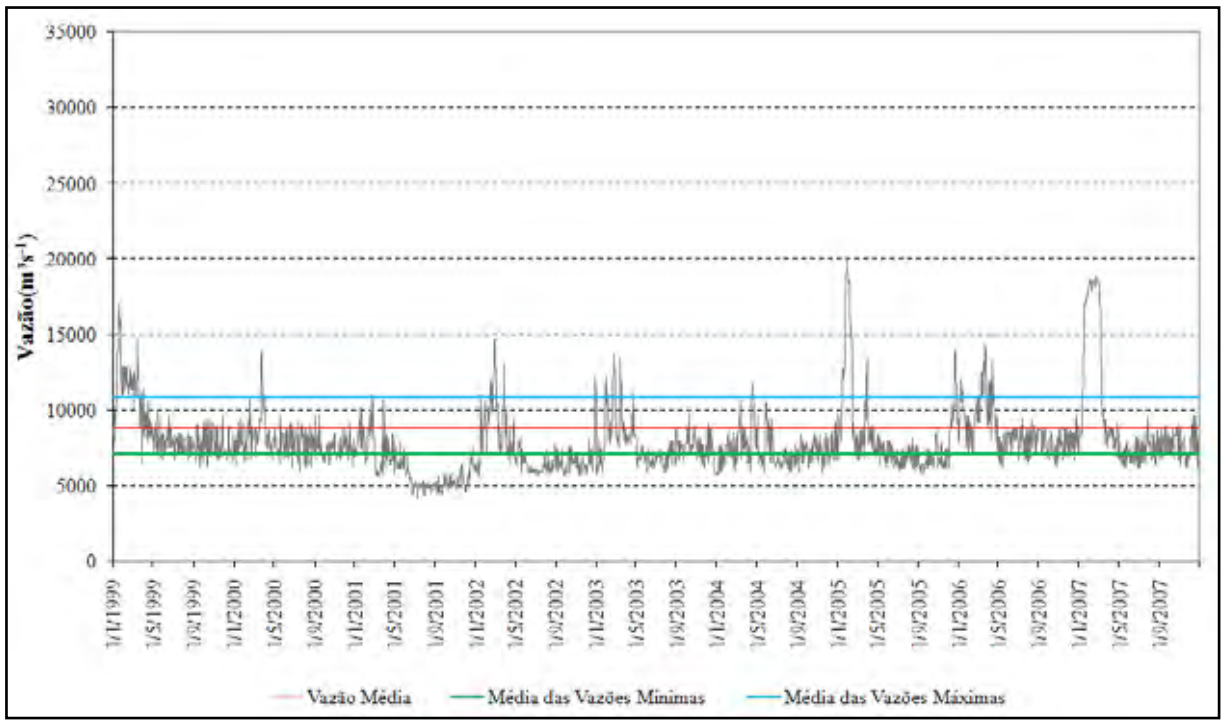


Figura 5- Hidrograma diário da estação de Porto São José (01/01/1999 a 31/12/2007).

Na estação Porto São José, a vazão média da série calculada é de 8.811 $m^3.s^{-1}$, a média das vazões mínimas 7.089 $m^3.s^{-1}$ e a média das vazões máximas 10.853 $m^3.s^{-1}$. A maior cheia já registrada nesta estação foi de 34.912 $m^3.s^{-1}$ (18/02/1983), correlata ao fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), a menor vazão foi de 2.551 $m^3.s^{-1}$ (22/9/1969).

Segundo os estudos de Martins (2008), o comportamento das vazões diárias está associado principalmente à variabilidade do ciclo hidrológico; os picos menos intensos coincidindo com períodos de baixa pluviosidade na bacia hidrográfica; mas no caso do rio Paraná, as vazões inferiores estão também relacionados ao enchimento de usinas hidrelétricas.

Rocha (2002) identificou diferentes classes de vazões cujos limiares são importantes para os processos geomorfológicos e ecológicos fluviais. As quatro classes identificadas são: a) vazante (< 9.597 $m^3.s^{-1}$), que são vazões inferiores à média diária; b) descarga média (9.597 – 17.292 $m^3.s^{-1}$), vazões maiores que a média e menores que o valor de margens plenas; c) margens plenas (*bankfull*) (17.292 – 22.875 $m^3.s^{-1}$), vazão que cobre as barras fluviais (será discutido nos próximos tópicos) e; d) margens plenas naturais (*major flow*) (>22,875 $m^3.s^{-1}$), vazão que chega ao topo dos diques marginais antigos.

Conforme a Figura 6 na estação Porto São José, as vazões acima de 8.811 $m^3.s^{-1}$ (média das vazões), permanecem <50%, as vazões máximas tem duração < 20% e a vazão de margens plenas a permanência é <5%. A tempo de retorno da média das vazões máximas (10.853 $m^3.s^{-1}$) é de 1,1 anos; já a vazão de margens plenas apresenta uma probabilidade de recorrência de 1,86 anos (Figura 7).

Rocha et al. (1998) e Rocha (2002) avaliaram os impactos causados pela implantação de barragens no regime hidrológico do alto rio Paraná, dividindo o regime de débitos em dois períodos: o primeiro período (1920 a 1971), considerado natural, e, o segundo período (1972 a 2000), considerado alterado; este último período foi subdividido em outros três períodos: 1972-1981, 1982-1998 e 1999-2001, que caracterizam, respectivamente, os períodos: 1) transicional; 2) regulado pelo efeito cascata dos reservatórios à montante da bacia e; 3) regulado pelo barramento da usina hidroelétrica de Porto Primavera.

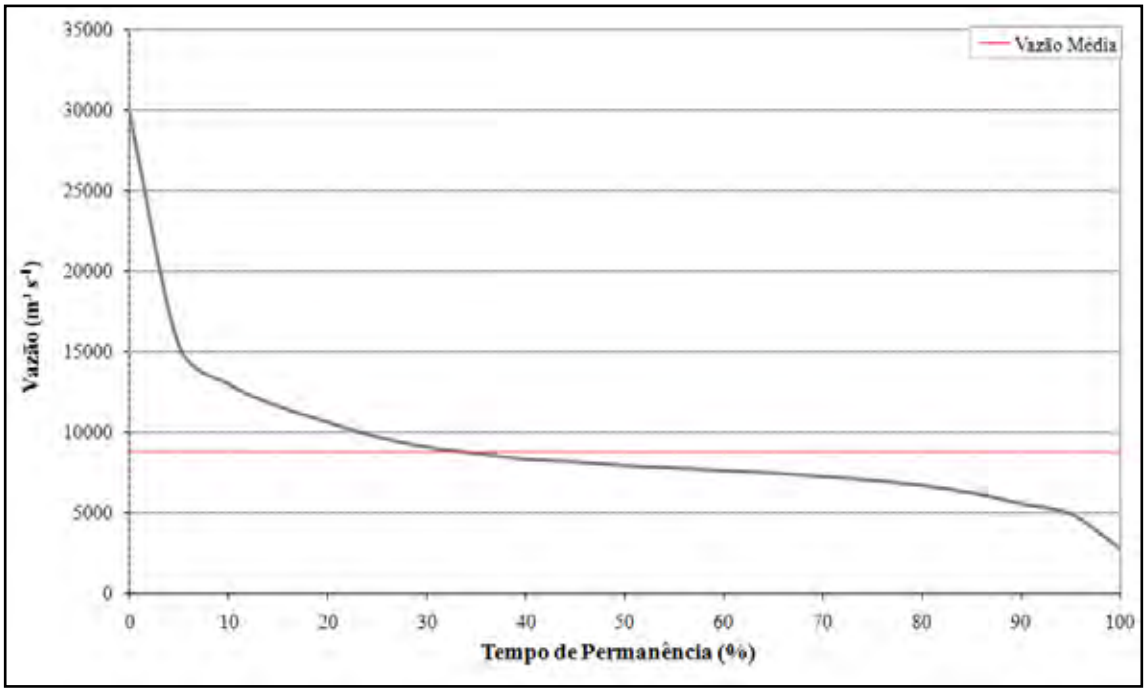


Figura 6 - Curva de permanência de vazões médias mensais para Estação Porto São José.

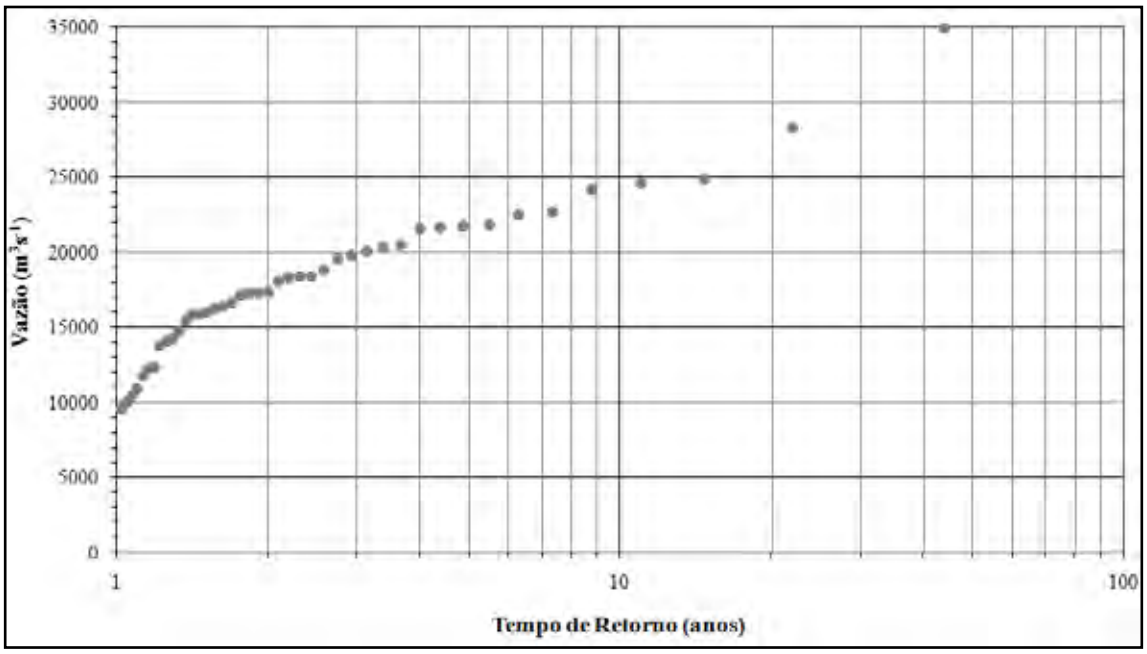


Figura 7 - Ocorrência de vazões máximas para Estação Porto São José.

De acordo com Stevaux et al. (2009), o efeito cascata dos reservatórios longo dos últimos 30 anos (1974 -2003) resultou em uma gradativa diminuição nas vazões médias, mínimas e máximas no último trecho "natural" do Paraná, com exceção do período entre 1979 – 1983 (no qual foi registrada a maior cheia mensurada do rio Paraná).

Em relação à variação das velocidades após o fechamento UHE Porto Primavera, Crispim (2001) verificou uma redução na velocidade média de fluxo, que passou de 0,88 $m.s^{-1}$ em 1998 (antes da introdução da barragem) para 0,70 $m.s^{-1}$ em 1995 (durante as obras) e, posteriormente, para 0,56 $m.s^{-1}$, em 2000 (inicio da operação). Stevaux et al. (2009), em suas medições entre 2000–2001 e 2002–2003, não encontraram significativas diferenças em relação às medições feitas por Crispim (2001).

2.3 CARACTERÍSTICAS SEDIMENTARES

O efeito cascata dos reservatórios no canal principal do rio Paraná também gerou modificações nas características sedimentares. A concentração de material suspenso verificada no período de 1988 e 1989 (ITAIPU BINACIONAL, 1990) mostra uma concentração media anual de 24 $mg.L^{-1}$. Stevaux & Takeda (2002) verificaram, para o ano de 1995, uma média de 14,75 $mg.L^{-1}$.

Com a implantação da UHE Porto Primavera, nota-se uma queda na concentração de carga suspensa, que passou de 10,80 $mg.L^{-1}$ (CRISPIM, 2001). Martins (2004) verificou para os anos 2002 e 2003, o valor médio 0,85 $mg.L^{-1}$. Martins (2008) averiguou para os anos de 2006 e 2007, o valor médio 0,62 $mg.L^{-1}$.

O fechamento do reservatório UHE Porto Primavera provocou um aumento na transparência da água. Dados obtidos por Roberto & Thomaz (2006) evidenciam uma aumento da profundidade do disco de Secchi, em que passou de 1,03 m entre 1986 e 1988 para 1,38 m entre os anos 1992 e 1994; e 2,60 m entre 2001 e 2006.

A textura do material de fundo é outro parâmetro que apresentou modificações. De acordo com Stevaux & Takeda (2002) e Crispim (2001), a textura predominante na seção de Porto José entre 1994 e 2000 era formada por areia fina. Dados coletados por Martins (2004) entre 2002 e 2003 na mesma seção indicam um aumento na textura com predomínio de areia média (43%) e grossa (28%). Martins (2008), em coleta realizada em 2006, evidenciou o aumento da textura do grão médio.

As formas de leito vêem sofrendo uma redução desde 1994. De acordo com os trabalhos de Stevaux & Takeda (2002), Martins (2004) e Martins (2008), entre 1994 e 1995 havia uma grande concentração de dunas com 2 e 3 m de altura, com valor extremo de 5 m, e

altura média de 2,3 m. Entre os anos de 2002 e 2003, houve uma redução da altura das dunas, que passou a ser, em sua maioria, de 1 e 2 m, média de 1,1 m altura, sendo quase inexistente dunas com mais de 2 m de altura para o mesmo trecho. Entre 2005 e 2006, houve um aumento na altura das dunas, em que a maioria das duas esta da faixa de 1 e 2 m, media de 1,3 m altura, com valores extremos acima de 2 m. Após o fechamento da UHE Porto Primavera, no canal de Porto São José, a altura das dunas ficou entre 1,5 e 2,5 m. As mega-ondulações variando entre 0,3 m e 1,5 m altura e as ondulações abaixo de 0,3 m.

Além da diminuição na altura das dunas, os autores acima citados verificaram redução na velocidade de deslocamentos das dunas. Entre 1994 e 1995, a velocidade era de 67 $m.(mês)^{-1}$; em 1999 e 2000, a velocidade de deslocamento médio 62 $m.(mês)^{-1}$, redução de 7% em relação ao período anterior (CRISPIM, 2001); entre os anos de 2002 e 2003, a redução foi da ordem 27% em relação ao primeiro período, valor médio de deslocamento de 48,3 $m.(mês)^{-1}$, já os media de deslocamento entre 2005 e 2006 foi de 47,4 $m.(mês)^{-1}$.

3 OBJETIVOS

Este trabalho parte da hipótese que a barra estudada é formada pela separação do fluxo principal do rio Paraná feita pela ilha Santa Rosa. Para testar tal hipótese objetiva-se o entendimento dos processos que promovem a formação, desenvolvimento e movimentação da mesma. Os objetivos deste trabalho visam responder às seguintes questões:

- Como se distribui a velocidade e direção de fluxo nesta área?
- Quais as características morfológicas da barra?
- Como se distribuem os sedimentos que constituem a barra e quais suas características texturais com relação à carga de fundo do rio Paraná?
- Quais as relações entre a morfologia da barra e as características do fluxo fluvial?

4 MÉTODOS

4.1 PERÍODOS DE MEDIÇÃO

Durante os anos de 2007 e 2009, foram realizadas duas campanhas de campo com o objetivo de medição da vazão, levantamento de perfis transversais de velocidade e direção de fluxo, levantamento batimétrico da barra e região do canal associada e amostragem de sedimento de fundo. O fluxograma da Figura 8 traz a sequência de obtenção e tratamento dos dados de campo.

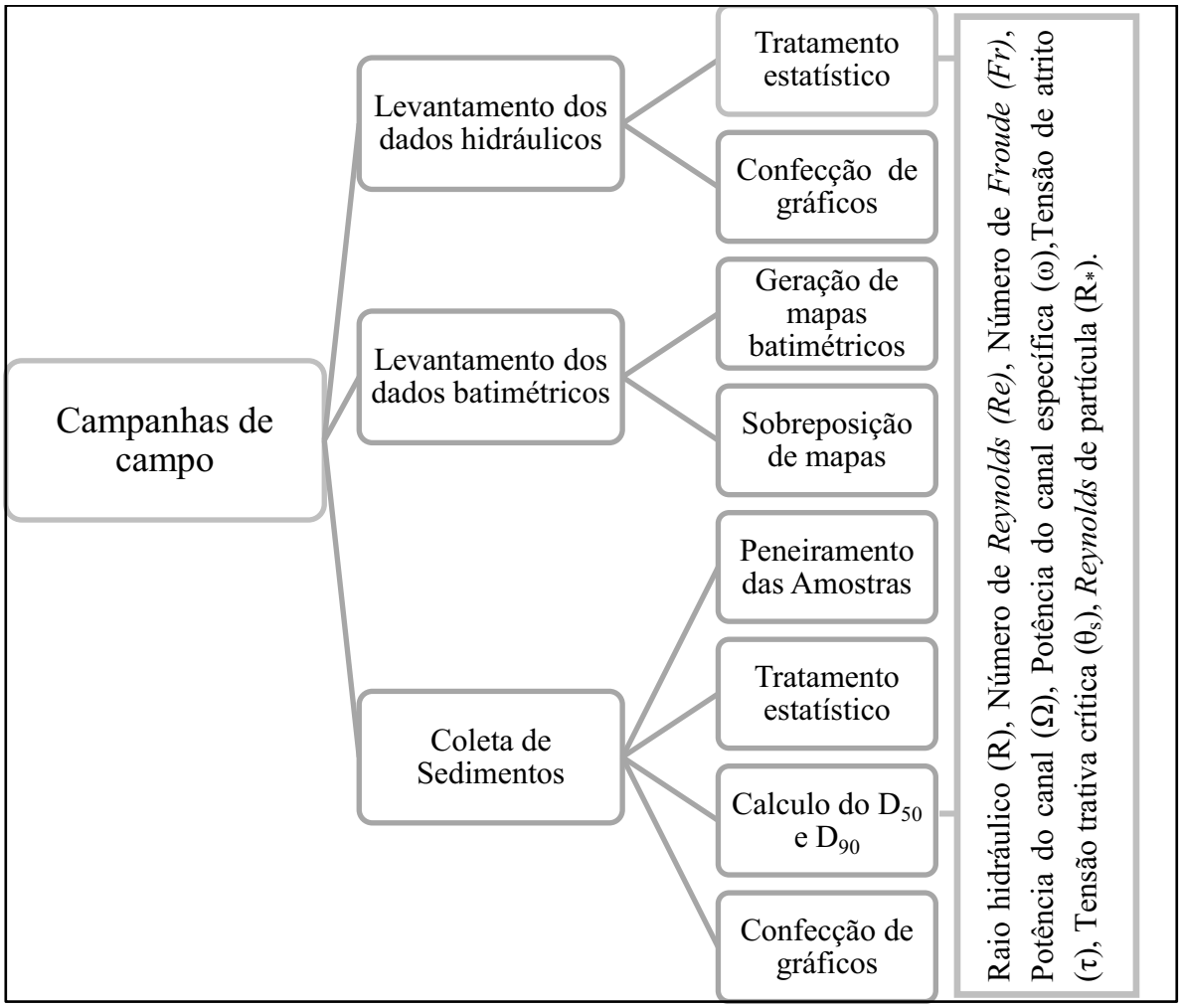


Figura 8 - Fluxograma da sequência de atividades de obtenção e tratamento dos dados de campo.

A primeira campanha se realizou no dia 25/01/2007. Nesse dia, o rio Paraná se encontrava em nível de águas altas (altura da régua da estação Porto São José constava 632 cm relativa à vazão de 17.730 $m^3.s^{-1}$) (Figura 9).

A segunda campanha de campo se realizou no dias 3 e 4/02/2009, quando o rio se apresentava em período de águas médias (altura da régua de 334 e 351 cm e vazão de 8.788 e 9.240 $m^3.s^{-1}$) (Figura 10).



Figura 9 - Área estudada no período de águas altas.



Figura 10 - Área estudada no período de águas médias.

Para a realização das atividades propostas, foi utilizada embarcação de madeira, do tipo "batelão", cedida pelo Núcleo de Pesquisas em Limnologia, Ictiologia e Aqüicultura (NUPÉLIA), da Universidade Estadual de Maringá (UEM).

4.2 OBTENÇÃO DOS DADOS

Os parâmetros hidráulicos atuantes na formação da barra e monitorados neste estudo foram: vazão, velocidade e direção de fluxo. Para a sua obtenção foi utilizado equipamento o ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler* – Perfilador Acústico de Efeito Doppler), marca *RD Instruments*®, Modelo Rio Grande, 600 KHz (Figura 11); o *software Winriver*® (modo *Acquire)* fez-se o processamento dos sinais recebidos pela ADCP (RDI, 2002).

O funcionamento deste aparelho utiliza o principio do deslocamento Doppler (*Doppler shift*), um sensor transmite pulsos sonoros através da água e a carga suspensa transportada pelo rio reflete estes pulsos para os sensores do instrumento, que reconhecem assim o comportamento dos parâmetros citados anteriormente. As unidades de medida utilizadas são $cm.s^{-1}$ para a velocidade e graus magnéticos azimutais para o sentindo da corrente.

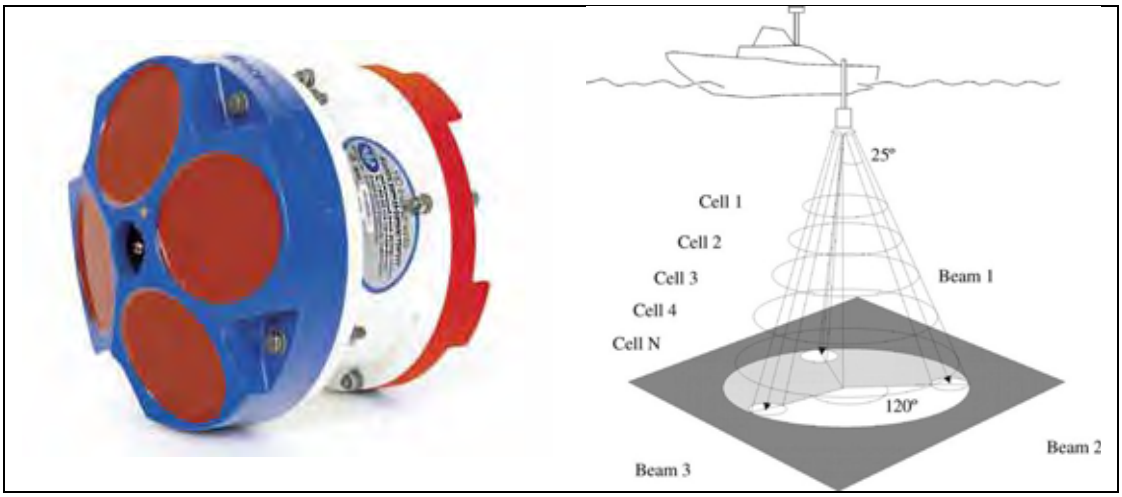


Figura 11– Equipamento usado em campo e Sistema de funcionamento ADCP com quatro transdutores dividindo a coluna liquida em célula (fonte: RDI, (2002) e Kostachuk et al. (2004).

Devido às restrições do ADCP e da seção de medição existem áreas junto à superfície, perto do leito do rio e das margens que não podem ser medidas, que são calculadas por extrapolação e interpolação. A área não medida na superfície é devido ao somatório de uma restrição acústica do aparelho chamado *blank* e a área de imersão do aparelho. Próximo ao leito, há uma área que não é possível de ser medida devido a um efeito de espalhamento do feixe acústico (*side lob*). Tem-se, ainda, as áreas não medidas junto às margens, em que a pouca profundidade impede sua medição (GAMARO, 2006).

O estudo morfológico da barra foi realizado na sua porção submersa. Para esse estudo, foram realizados levantamentos batimétricos com o auxílio de uma Ecossonda / GPS (*Global Position System*), marca *Furuno*, modelo GP 1650-F, ligada a um computador portátil (Figura 12). O *software Fugawi* 3 fez o processamento dos sinais recebidos pela Ecossonda / GPS, armazenando-os (MEURER, 2003; MARTINS, 2004).

Foram coletadas um total de 76 amostras de sedimento destinadas à análise textural nas porções emersas e submersas da barra estudada. Uma série de amostra foi coletada ao longo dos perfis transversais realizados com ADCP. O número de amostras variou entre a primeira (17) e a segunda (59) campanha, essa diferença, contudo, não inviabilizou o tratamento estatístico aplicado.

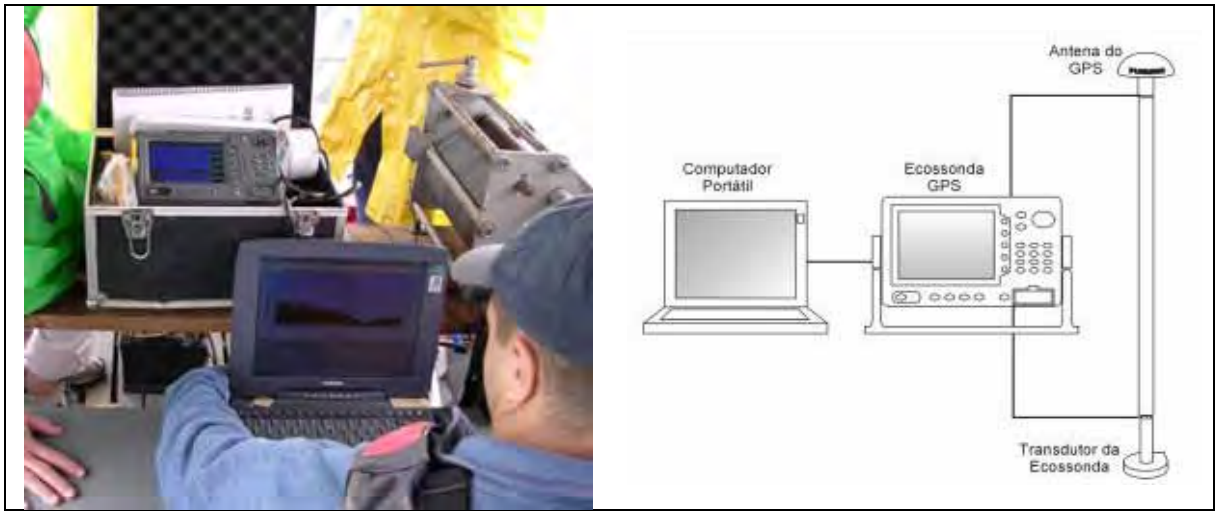


Figura 12 – Funcionamento da ecossonda em campo e Sistema de funcionamento da ecossonda/GPS (MARTINS, 2004).

As amostras de fundo foram coletadas com o auxilio de amostrador de Peterson modelo *Van Veen* (amostrador de mandíbulas). O amostrador *Van Veen* é lançado aberto e quando pousa no leito se fecha trazendo o material de fundo. Este amostrador permite coletar uma camada de material incoeso de 10 cm de espessura. A localização dos pontos de coleta foi feita com GPS, a partir de um aparelho receptor para GPS, marca GARMIN®, modelo *eTrex Vista* de precisão de 8 a 15 m. O material foi analisado no Laboratório de Sedimentologia do GEMA/UEM pelo método textural por peneiramento (SUGUIO, 1973) (Figura 13).



Figura 13 – Equipamento utilizado para coleta de sedimentos e agitador e peneiras para utilizado na análise de textura.

4.3 TRATAMENTO DOS DADOS

Os dados coletados pelo ADCP foram tratados primeiramente pelo *software Winriver*® (modo *Playback*) (Figura 14), em seguida foram planilhados para realização de tratamento estatístico básico (média, mediana, desvio padrão, variância, curtose, assimetria, valor mínimo e valor máximo), bem como para confecção dos gráficos de velocidade e direção média.

Os dados coletados pela ecosonda foram planilhados para posterior tratamento no *software* ARCGIS 9.3®. Os dados foram adicionados a um banco de dados para geração de mapas batimétricos através do procedimento geoestatístico de krigagem.

A partir da operação *Combine*, encontrada no módulo *Spatial Analyst* do *software* ARCGIS 9.3®, foi realizada uma sobreposição entre os mapas batimétricos em mesma cota fluviométrica, tornando possível a visualização das áreas que apresentaram maior modificação morfológica entre as campanhas de campo.

Nos resultados obtidos pelo peneiramento das amostras de sedimentos foi, aplicado um tratamento estatístico básico; em seguida, realizou-se o calculo diâmetro mediano da partícula (D_{50}) e a fração dos 10% mais grossos (D_{90}) e a elaboração dos gráficos de frequência acumulada e de relação entre o D_{50} e D_{90}.

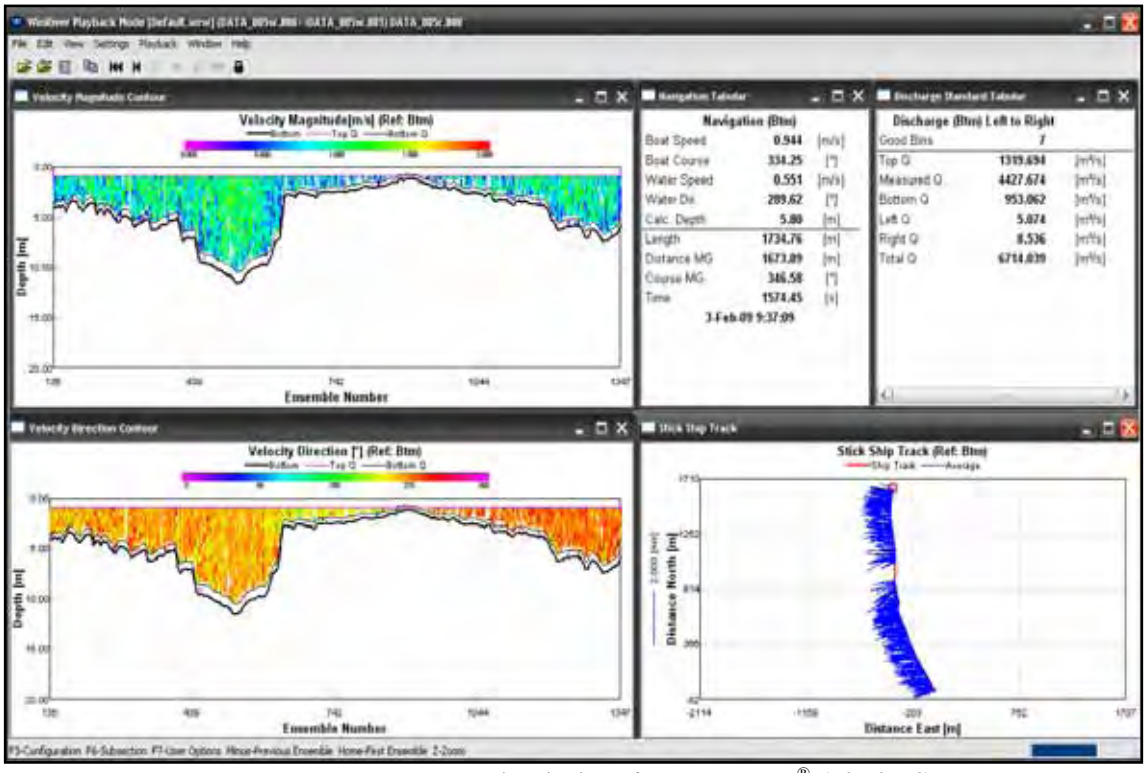


Figura 14 - Apresentação da tela do *software Winriver® (Playback*).

Através tratamento dos dados obtidos pelo ADCP e das amostras de sedimentos coletadas foi calculada uma série de parâmetros hidráulicos que incluiu: raio hidráulico, número de *Reynolds*, número de *Froude*, potência do canal, potência do canal específica, tensão trativa crítica e *Reynolds* de partícula. Todos os cálculos, tratamentos estatísticos e gráficos foram realizados através do *software Excel®, Microsoft Office 2007.*

5 REFERENCIAL TEÓRICO

5.1 FLUXO FLUVIAL

Nos canais fluviais, ocorrem vários tipos de fluxos com características distintas. São eles: laminar ou turbulento, uniforme ou não uniforme, estável ou instável.

A diferenciação entre o fluxo laminar e turbulento é definida pelo número de *Reynold* (Re). O numero de Reynolds caracteriza a mudança na velocidade e expressa a relação entre as forças de inércia e as forças viscosas, das quais depende o escoamento. No estudo de canais, este adimensional é expresso por:

Equação 1

$$Re = \frac{VR}{v}$$

em que V é velocidade média na seção considerada, R o raio hidráulico da seção e v a viscosidade cinemática da água.

O raio hidráulico representa a área transversal do canal dividida pelo perímetro molhado:

Equação 2

$$R = \frac{A}{P}$$

O número de *Reynolds* permite classificar os escoamentos livres em três tipos: A) Escoamento Laminar Re < 500; B) Escoamento turbulento Re > 2000; e C) Escoamento de transição 500 < Re < 2000.

Outro adimensional muito utilizado em estudos de canais é numero de Froude, que expressa à relação entre as forças de inércia e gravitacionais (força peso), definindo como dimensão característica a altura hidráulica da seção, de modo que pode ser expresso como:

Equação 3

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{gH}}$$

em que g é a aceleração gravitacional, H profundidade média.

O numero de Froude permite classificar os escoamentos livres em três tipos: A) Escoamento subcrítico ou fluvial $Fr < 1$; B) Escoamento supercrítico ou torrencial $Fr > 1$; e C) Escoamento critico $Fr = 1$.

A potência do canal (*stream Power*; **Ω**) e a potência canal por unidade de largura ou potência específica do canal (*specific stream Power*; **Ω**/L ou ω) e representa o dispêndio de energia do fluxo para realização dos processos fluviais (KNIGHTON, 1999). A Potência de canal e potência específica do canal são dados, respectivamente, pelas equações 4 e 5:

Equação 4

$$\Omega = \gamma \mathrm{QS}$$

em que γ é o peso especifico da água ($N.m^{-3}$), Q é Vazão ($m^3.s^{-1}$) e S é a declividade da linha da água ($m.\ m^{-1}$).

Equação 5

$$\omega = \frac{\Omega}{\mathrm{L}}$$

em que **Ω** é a energia do canal ($W.m^{-1}$) e L é largura (m).

A tensão de atrito ou arrastamento (*shear stress*) é utilizada para caracterizar a interação entre o escoamento e o leito, indicando o início do movimento de uma partícula. Para que um grão de diâmetro (d) seja movimentado, é necessário que a velocidade do fluxo atinja uma condição limite para vencer resistência do grão. Uma estimativa da tensão de atrito é dada por:

Equação 6

$$\tau = \gamma RS$$

em que γ é o peso específico da água.

Considerando-se a velocidade de atrito (u), tem-se a seguinte equação:

Equação 7

$$\tau = u^2 \rho$$

no qual o ρ é densidade da água. Destas equações obtém-se:

Equação 8

$$\gamma RS = u^2 \rho$$

Shields parameter ou tensão trativa crítica (Shields, 1936) é um parâmetro que relaciona a força de atrito do fluido e a força peso do sedimento submerso; é expresso por:

Equação 9

$$\theta_s = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho) g D_{50}}$$

em que ρ_s é a densidade do sedimento e D_{50} é granulometria mediana da partícula. A tensão trativa crítica depende das condições hidráulicas do fundo, da dimensão e posição de cada partícula em relação à outra. A tensão trativa crítica reflete a variação do parâmetro do *Reynolds* da partícula; este é razão entre as forças de inerciais e viscosas em torno da partícula, ou seja, o grau de turbulência, *Reynolds* da partícula é expresso por:

Equação 10

$$R_* = \frac{u D_{50}}{v}$$

O trabalho de Shields (1936) originou o diagrama representado pela figura 15 e é uma referência básica no que tange ao estudo da estabilidade de partículas (PAIVA & PAIVA, 2003). A função *F* representada no gráfico é definida por:

Equação 11

$$\frac{\tau}{(\rho_s - \rho) g D_{50}} = F\left(\frac{u D_{50}}{v}\right)$$

No diagrama de Shields distinguem-se três zonas:

a) $R_* \left(\frac{u D_{50}}{v}\right) < 2$

As partículas estão completamente inseridas na subcamada laminar de espessura δ: D50 < δ. O movimento delas se dá principalmente por ações viscosas, independente da turbulência.

b) $R_* \geq 400$

Neste caso, a subcamada laminar é interrompida pelas partículas: D50 > δ. A rugosidade do leito contribui significativamente na geração da turbulência e θ_s é independente de Re, isto é:

Equação 12

$$\frac{\tau}{(\rho_s - \rho) g D_{50}} = 0{,}06$$

Alguns pesquisadores sugerem outros valores para constante, ligeiramente diferentes de 0,06.

c) $2 < R_* < 400$

Esta é uma zona intermediária. As partículas são parcialmente cobertas pela subcamada laminar: $D_{50} \approx \delta$. Para θ_s mínimo, $R_* \approx 10$. Com isso, recorrendo ao diagrama, pode-se deduzir que não se teria qualquer movimento inicial de partícula para $\theta_s < 0.03$.

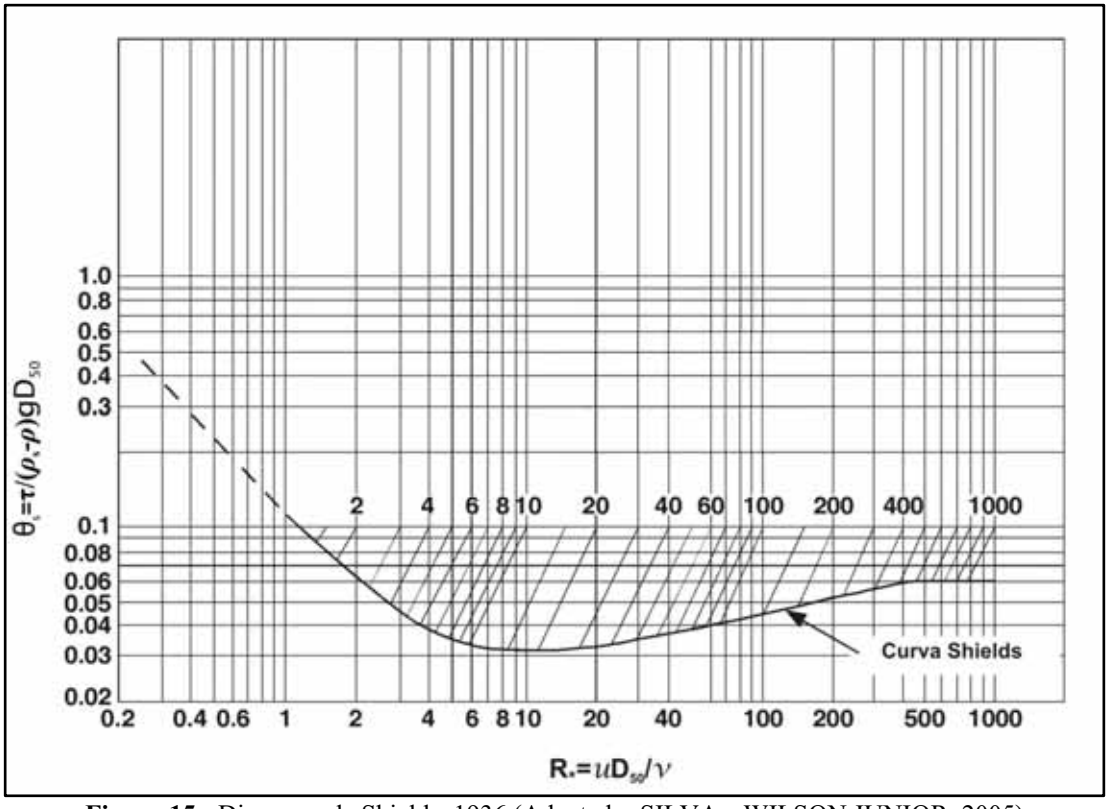


Figura 15 - Diagrama de Shields, 1936 (Adaptado: SILVA e WILSON JUNIOR, 2005)

5.2 PROCESSOS FLUVIAIS E DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS

A erosão fluvial depende das condições das margens e do fluxo do canal (laminar ou turbulento); é realizada através dos processos de corrosão, corrasão e cavitação. A corrosão engloba todo e qualquer processo químico que se realiza como reação entre a água e as

rochas. A corrasão é desgaste pelo atrito mecânico e geralmente se dá através do impacto entre as partículas carregadas pelo fluxo. A cavitação é erosão que somente ocorre sob condições de elevada velocidade de fluxo, quando as variações de pressão que incidem nas paredes do canal fluvial facilitam a fragmentação das rochas. No entanto, a grande parte dos sedimentos transportados e depositados pelos canais fluviais é erodida das encostas das bacias hidrográficas e por outros agentes erosivos, como a chuva e vento (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Os sedimentos que chegam ao curso d'água têm diversos tamanhos e sofrem processos variados de transporte conforme as condições locais de escoamento. As forças que atuam sobre as partículas podem mantê-las em suspensão ou no fundo do rio. Esta situação é função do tamanho, do peso e da forma da partícula, mas também função do tipo do escoamento, se laminar ou turbulento, da velocidade do fluxo, dos obstáculos no leito e de diversas outras funções que estão inter-relacionadas, como declividade do leito e forma do canal, entre outras (CARVALHO, 1994) (Figura 16).

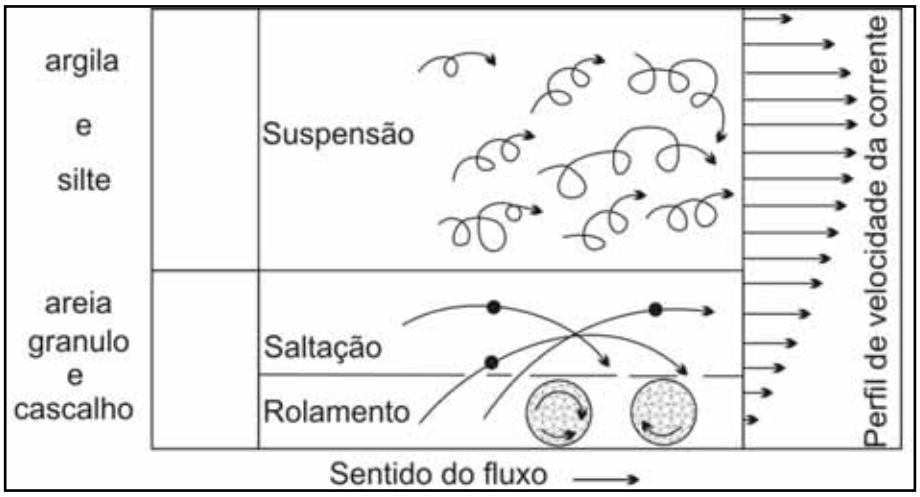


Figura 16 - Transporte de sedimentos em função da granulometria e velocidade de fluxo (adaptado: SUGUIO & BIGARELLA, 1990).

A carga suspensa corresponde às partículas em movimento sustentadas pelas componentes verticais ascendentes das correntes turbulentas, enquanto estão sendo transportadas pelas componentes horizontais dessas velocidades. Este movimento se caracteriza também por uma troca contínua de partículas através de camadas idealizadas do escoamento (CARVALHO, 1994; SILVA & WILSON JR, 2005).

A carga sólida em saltação refere-se às partículas removidas do leito em sentido vertical, atingindo uma região em que as velocidades tendem a transportá-las no sentido do

escoamento, mas que retornam ao leito sob o efeito do seu peso, efetuando trajetória balística. A carga sólida em arrasto são as partículas efetuam contato com o leito, estes rolam ou escorregam uma sobre as outras no sentido do fluxo, intercalados por períodos de repouso. O deslocamento por arrasto pode ser positivo no sentido fluxo ou nulo, quando o sedimento se desloca transversalmente ao escoamento ou quando deixa de se deslocar se as tensões tangenciais no leito não são suficientes para manter a partícula em movimento (SILVA & **e** WILSON JR, 2005).

A deposição de sedimentos está ligada à diminuição da competência ou capacidade do rio. A competência retrata o tamanho das partículas que podem ser movimentadas pelo fluxo; e a capacidade relaciona-se a quantidade de material que pode ser movimentado por unidade de tempo (CHRISTOFOLETTI, 1981). O diâmetro das partículas diminui gradativamente em direção à jusante indicando uma diminuição na competência do rio, esta redução está relacionada à tensão de atrito, pois esta é proporcional ao produto da declividade e do raio hidráulico. Para rios largos, o raio hidráulico é aproximadamente igual à profundidade média, ou seja, tensão de atrito é proporcional ao produto da declividade pela profundidade média. Verifica-se que nos cursos de água há um aumento da profundidade à jusante e uma diminuição da declividade, que contribui para reduzir a tensão de atrito e consequentemente, a competência fluvial levando à deposição de sedimentos (SUGUIO & BIGARELLA, 1990).

Segundo Christofoletti (1981), a capacidade de um rio é controlada por fatores hidrológicos (vazão, velocidade e direção do fluxo); uma modificação nestes fatores possibilita a deposição de sedimentos, o que impõe o rio transportar quantidades menores de sedimentos que a sua capacidade.

A distribuição de sedimentos em um canal hipotético pode ser observada numa vertical e varia ao longo do curso de água e em relação ao tempo. A distribuição vertical dos sedimentos em um curso d'água varia da superfície para o fundo. A concentração dos sedimentos apresenta-se mínima na superfície e máxima perto do leito, para uma granulometria variada (Figura 17). As partículas mais grossas apresentam uma variação crescente da superfície pra o leito, enquanto os sedimentos finos têm uma distribuição aproximadamente uniforme na vertical (CARVALHO, 1994).

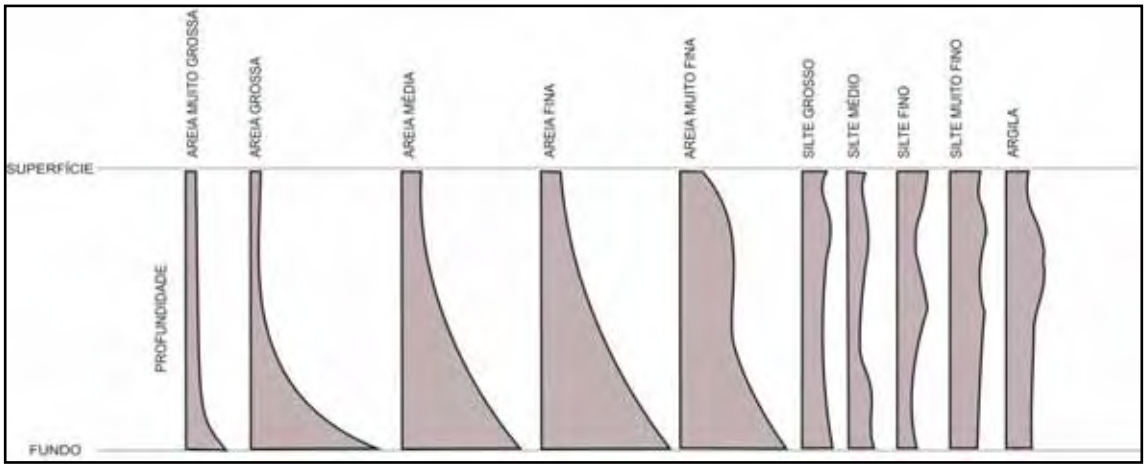


Figura 17 - Distribuições verticais de sedimentos (adaptado de CARVALHO, 1994).

Segundo Carvalho (1994), a distribuição de sedimentos na seção transversal hipotética é variável de margem a margem, sendo melhor expressa em termos de concentração. Esta variação é em função da velocidade, da disponibilidade de sedimentos e da granulometria; sendo assim considera-se que as velocidades e as concentrações de sedimentos são menores perto das margens, aumentando para o centro (Figura 18).

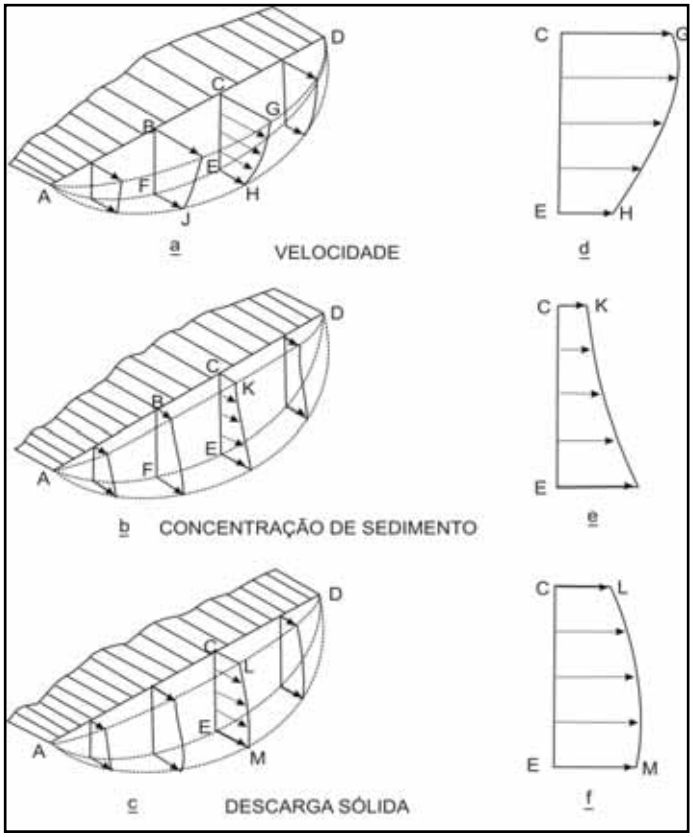


Figura 18 - Diagrama de distribuição de velocidade, concentração de sedimentos e descarga solida em uma seção transversal (adaptado de CARVALHO, 1994).

De acordo com Santos et al. (2001), a distribuição longitudinal dos sedimentos num curso d'água hipotético pode ser caracterizada pelo volume dos sedimentos produzido e pela granulometria. De maneira geral, o alto curso é a área da bacia com maior erosão e o rio aí transporta elevadas cargas de sedimento grosseiro; esse trecho predomina o transporte por arrasto. O curso médio é a área de maior estabilidade, em que não há elevados acréscimos e perdas do volume transportado, apresentando uma granulometria média; o baixo curso é uma região de agradação, em que predomina a deposição de sedimentos; o rio apenas transposta material fino (Figura 19).

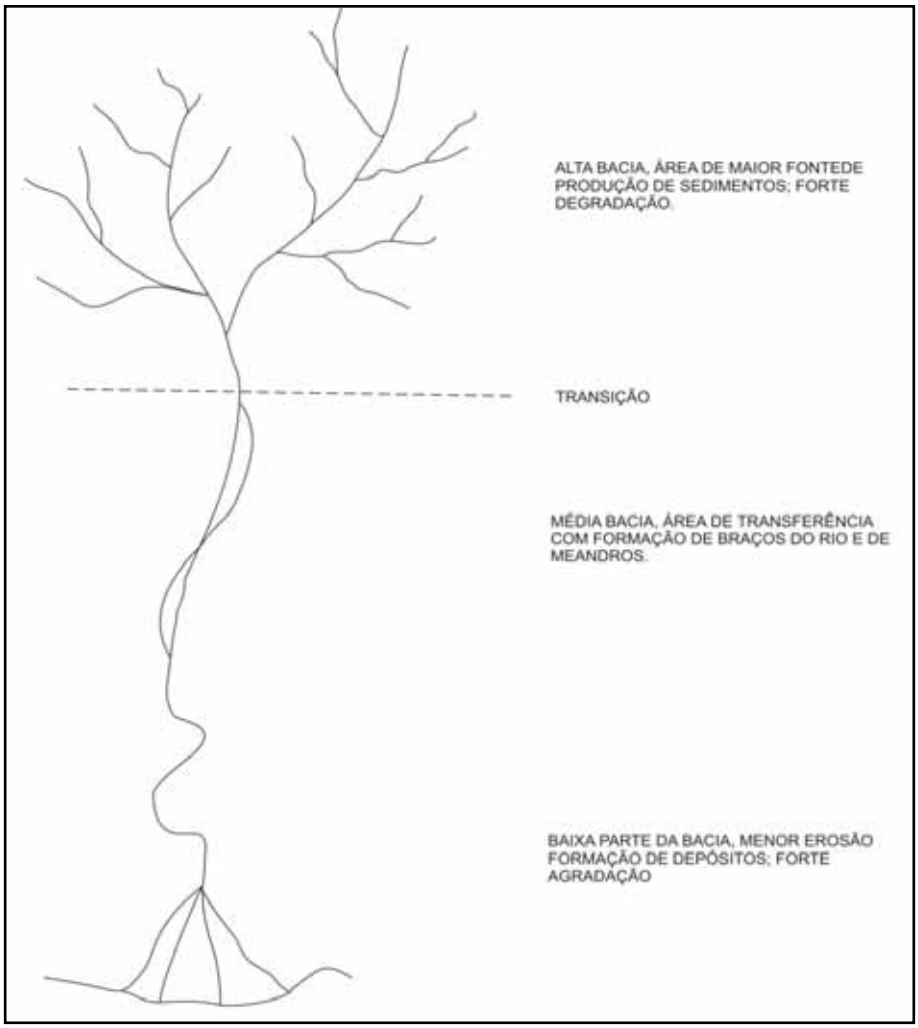


Figura 19 - Produção de sedimentos numa bacia hidrográfica (adaptado de CARVALHO, 1994).

5.3 FORMAS DE LEITO

Quando um fluxo corre sobre um leito granular não coesivo (inicialmente plano), gera uma tensão trativa ou cisalhante (τ_0). À medida que a velocidade aumenta ocorre aumento da tensão trativa, que pode atingir condições de iniciar a movimentação do material do fundo, atingindo, nesse momento, condições de tensão trativa crítica (τ_c), inicia-se então o transporte de sedimento de fundo ($\theta_s > 0.03$). Com isso, a superfície de fundo se deforma, adquirindo irregularidades chamadas de formas de leito. Os fluxos dos canais fluviais podem produzir diversas formas de leito, dependendo dos valores forem alcançados por certos parâmetros como vazão, profundidade, declividade e tamanho dos sedimentos (AMSLER & PRENDES, 2000).

De acordo com Simons & Richardson (1966), as formas de leito são classificadas em: ondulações de pequena escala ou rusgas; dunas com pequenas ondas superpostas; dunas; formas transicionais; leito plano sem movimentação de sedimentos; antidunas; antidunas e ondas rebentantes; rápidos e soleiras (Figura 20).

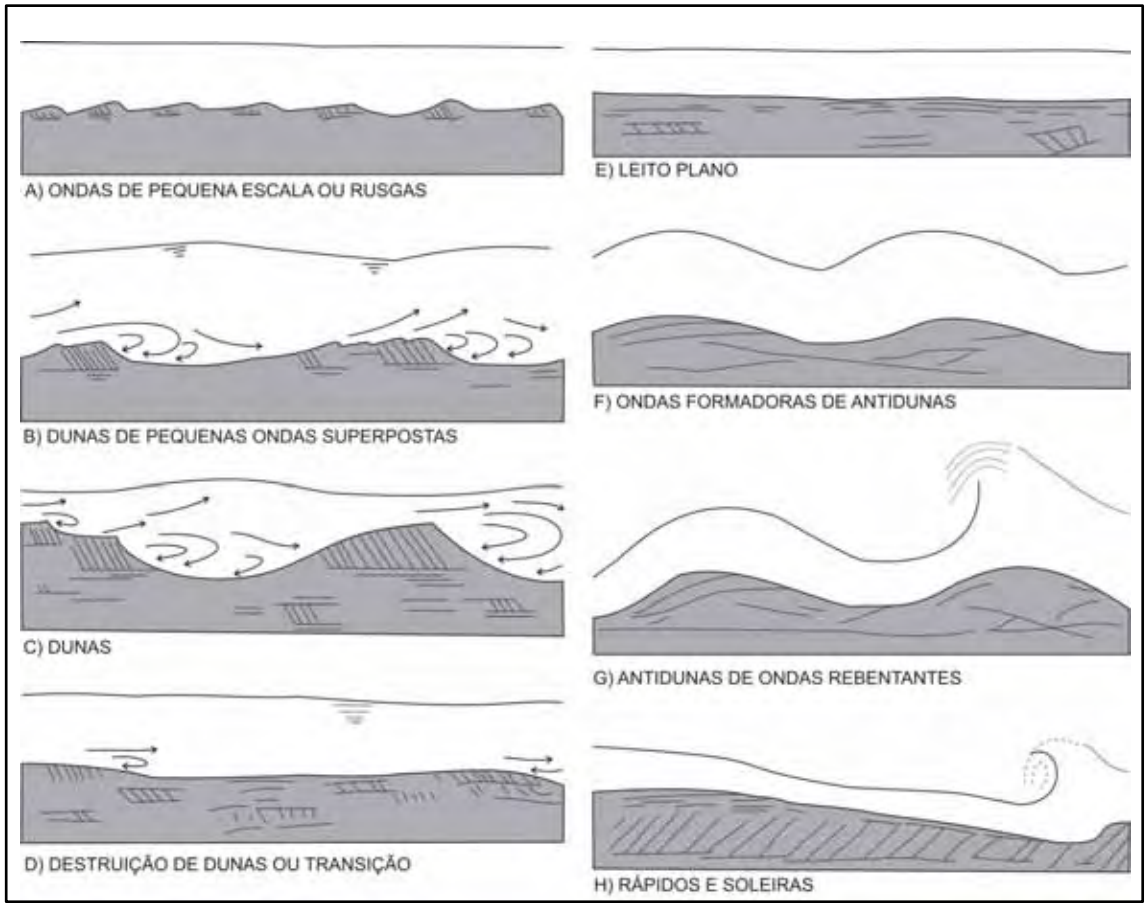


Figura 20 - Formas de leito nos canais fluviais (adaptado de SIMONS & RICHARDSON, 1966).

As ondas de pequena escala ou rugas apresentam perfil longitudinal triangular, altura menor que ~0,03 m e comprimento inferior a 0,30 m, estas somente ocorrem a velocidades ligeiramente superiores à velocidade crítica de início do movimento.

As dunas são formas de fundo superiores às rugas, o perfil longitudinal destas também é aproximadamente triangular, com declividade suave em direção a montante e íngreme a jusante, podendo apresentar rugas ou pequenas dunas superpostas na sua face de montante. Na presença das dunas, o escoamento fluvial apresenta comumente uma região de recirculação do fluxo à jusante da crista.

As formas transacionais consistem em uma configuração com condições intermediárias entre as dunas e o fundo plano com transporte de sedimentos. As antidunas são formas de fundo assimétricas, ocorrem em canais com declividade elevada e alta carga sedimentar de leito, apresentando valores do *Froude* > 1.

No alto rio Paraná são encontrados quatros grupos de formas de leito: as ondulações (*ripples*) que são formas que têm altura com até 30 cm, estas são efêmeras e ocorrem em águas rasas ou sobre as formas maiores (Figura 21). As mega-ondulações (*megaripples*) variam seu tamanho entre 0,30 m a 1,5 m ocorrem em locais em que a profundidade é superior a 3m e constituem formas de grande mobilidade. As dunas do Rio Paraná apresentam variação de tamanho que vai de 1,5 m a 7,5 m de altura e de 50 a 500 m de comprimento; são as mais típicas formas do rio Paraná elas causam distúrbios no fluxo, que é percebido como um círculo que aparece momentaneamente na superfície da água. As ondas de areia (*sandwaves*) são formas de leito mais desenvolvidas que chegam a atingir 13 m de altura e comprimento superior a 1 km. Estas formas desenvolvem-se nas cheias e chegam a emergir com o rio em nível médio, desenvolvendo assim as barras do centro do canal (STEVAUX, 1993).



Figura 21 - Marcas de ondulações na barra estudada (FARIAS, 2006).

5.4 BARRAS FLUVIAIS

Existem vários critérios para diferenciar barras de ilhas, sendo comumente utilizado o nível de margens plenas (*bankfull discharge*) como limite para diferenciação entre elas. As ilhas são feições que estão acima do nível de margens plenas, enquanto que as barras são depósitos cuja altura é inferior ao nível, independente de suas características morfológicas ou tipo de vegetação (BRIDGE, 2002).

O nível de margens plenas (*bankfull discharge*) é de grande importância nos estudos geomorfológicos, sendo definido como a vazão que preenche, na medida justa, o canal fluvial, acima do qual ocorrerá transbordamento para planície. Segundo Christotofoletti (1981), a importância do nível de margens plenas decorre da premissa de que a forma e padrão dos canais fluviais estão ajustados à vazão e aos sedimentos fornecidos pela drenagem. Eventos de magnitude moderada e de ocorrência relativamente frequente controlam a forma do canal, sendo assim, a vazão de margens plenas tem maior poder de esculturação do canal, pois esta vazão tem competência para movimentar grande quantidade de sedimentos.

As literaturas geomorfológica e sedimentológica são conflitantes na classificação de barras. Há classificações baseadas nas características da morfologia externa, no tamanho das barras, na estabilidade da forma, no modo de ocorrência (isolada ou em grupo), ou ainda baseadas no tipo de padrão de canal e na posição dentro do canal. Smith (1978) propôs uma classificação de barras muito citada na literatura que, leva em consideração o histórico deposicional e erosivo (*units bar*) e que, conforme a morfologia podem ser classificadas como: barras longitudinais, transversais, em pontal e diagonais.

As barras longitudinais são formas alongadas, com padrão de fluxo paralelo ao eixo ao seu eixo maior. Formam-se em trechos rasos e retilíneos e sua morfologia está relacionada a processos erosivos; sua formação está ligada à acumulação de sedimentos sobre depósitos residuais do canal.

As barras transversais são formas deposicionais retilíneas, lombadas e sinuosas, localizadas perpendicularmente ao fluxo, com baixo mergulho a montante e uma face de avalanche (*foreset*) bem desenvolvida a jusante.

As barras de pontal (*point bar*) são formadas pela carga que se deposita junto à margem convexa no interior de um meandro e se desenvolve por acreção lateral, formando uma ponta transversal ao canal. Sua constituição varia de cascalho a areia muito fina, dependendo da energia e do material transportado pelo canal. A constante migração lateral do canal meandrante propicia a formação de uma série de formas em meia-lua construídas pelo avanço das barras de pontal denominadas de espirais de meandro (*meander scroll*), que são características de uma planície de inundação de um sistema de meandros livres.

As barras diagonais têm forma alongada, com eixo maior orientado obliquamente em relação ao fluxo; em seção transversal, são grosseiramente triangulares, apresentando faces de avalanche no seu limite a jusante. São comuns em rios entrelaçados (*braided*).

Há poucas propostas de classificação de barras em rios brasileiros. Suguio & Bigarella (1990) utilizaram uma classificação considerando tanto a posição no canal (barra lateral e longitudinal) como o processo gerador (barra de meandro e de corredeira). As barras do alto rio Paraná foram classificadas por Santos et al. (1992) e Souza Filho & Stevaux (2000) conforme as características morfológicas, evolutivas, posição espacial e comportamento erosivos em: barras centrais, laterais (margens e ilhas), de soldamento ou coalescência, desembocadura e em pontal (Figura 22).

Segundo Santos et al. (1992), as barras centrais desenvolvem-se isoladamente nas porções centrais do canal principal ou secundário a partir de ondas-de-areia que emergem em nível médio. A superfície emersa da barra apresenta topografia plana, mas com a presença de dunas arenosas alternadas por áreas empoçadas com deposição de argila e concentração de matéria orgânica. A permanência dessa forma no canal permite o desenvolvimento de cobertura vegetal, que aumenta a rugosidade da superfície em relação ao fluxo durante as cheias, fazendo com que a barra adquira maior estabilidade. A redução da velocidade de fluxo permite a sedimentação de material fino (areia muito fina, silte e argila) por decantação e a barra pode, em alguns casos, evoluir para ilha.

As barras laterais desenvolvem-se próximo às margens do rio e das ilhas, em consequência da diminuição do fluxo devido a condicionantes geomorfológicos que originam um setor com baixa energia e alta taxa deposicional. Essas barras são formas menos alongadas em relação às centrais. A erosão nas barras laterais é muito baixa, sendo importantes os processos deposicionais que propiciam o seu rápido desenvolvimento (Santos et al., 1992).

De acordo com Santos et al. (1992), as barras de soldamento ou de coalescência são extensões diagonais ou paralelas às ilhas, soldadas a estas a montante, preservando a jusante, entre a ilha e a barra, um canal raso conhecido como ressaco, inicialmente conectados nas duas extremidades (Figura 23).

Com continuidade do processo deposicional, estes canais são preservados com impressões do soldamento, muito comuns nas ilhas do Alto rio Paraná. Morfologicamente, este tipo barra possui um maior alongamento diagonal em direção à ilha e nela as limites são bem desenvolvidos, com profundidade aumentando suavemente em direção ao centro do canal. A origem da barra de soldamento está ligada, como as barras laterais, a um setor com baixa energia e alta taxa deposicional, devido à presença da ilha.

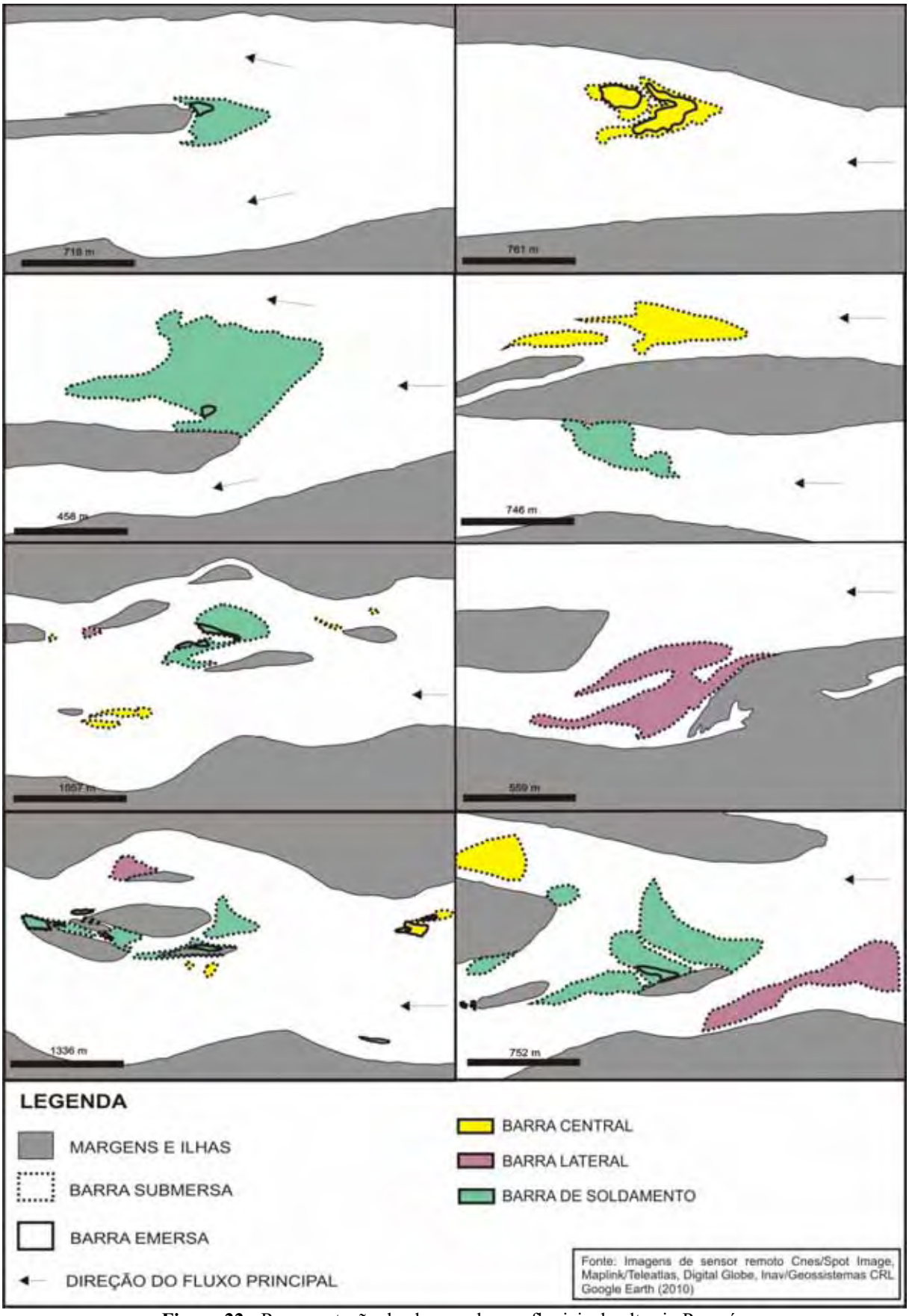


Figura 22 - Representação de algumas barras fluviais do alto rio Paraná.



Figura 23 - Canal entre a barra fluvial e a ilha Santa Rosa (FARIAS, 2006)

Há outros tipos de barras que vêm sendo estudadas no rio Paraná: são as barras de desembocadura, que correspondem às acumulações que se formam pela entrada do fluxo de um canal num outro canal (barra de confluência) ou como uma barra de foz de distributário, num corpo de água lêntico (mar, lago ou reservatório).

A barra de confluência ocorre quando a carga transportada do tributário é excessivamente maior que a do receptor; a razão de momento de fluxo entre os dois fluxos permite a formação de zonas de baixa velocidade, quando o rio receptor barra o fluxo do tributário (no período de cheia, por exemplo) reduzindo sua capacidade de transporte e, consequentemente, causando a deposição da carga (SOUZA FILHO & STEVAUX, 2000).

A barra de foz de distributário ocorre quando o fluxo fluvial carregado de sedimento adentra num corpo d'água, a redução da velocidade do fluxo induz a deposição em que a textura do material sedimentado diminui para o interior do corpo de água receptor. Esse tipo de depósito é controlado tanto pela magnitude da carga, densidade e energia do fluxo do canal, como também pela energia (ondas ou marés), densidade e morfologia (profundo, raso, etc.) do corpo de água receptor (SOUZA FILHO & STEVAUX, 2000).

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 DISTRIBUIÇÃO DA VELOCIDADE E DIREÇÃO DE FLUXO

Nas campanhas de campo de 2007 (águas altas) e 2009 (águas médias), foram realizados respectivamente, com o auxílio do ADCP, 15 e 19 perfis transversais no entorno da ilha Santa Rosa (Figura 24). As medições realizadas com ADCP visam à determinação da velocidade, vazão e direção de fluxo sobre as formas fluviais na área estudada.



Figura 24 - Localização dos perfis transversais realizados com ADCP.

Na campanha de 2007, os valores de vazões instantâneas medidos com ADCP variaram de 12.678,62 $m^3.s^{-1}$ (canal principal único), 8.187,43 $m^3.s^{-1}$ (canal principal) e a 4028,68 $m^3.s^{-1}$ (canal secundário), para uma velocidade média de 0,90 $m.s^{-1}$, com direção azimutal média 181,15°. As maiores velocidade de fluxo estão no canal principal no centro-direito (Figuras 25 e 26). No canal secundário, a distribuição da velocidade é relativamente homogênea, exceto na região da barra e próximo às margens (Figura 27). Verifica-se que

próximo e sobre a barra arenosa neste período as velocidades variam entre 0,20 a 0,40 $m.s^{-1}$ e a direções azimutais variam entre 122,31° a 258,19°.

Na campanha de 2009, os valores de vazão variam de 7.001,58 $m^3.s^{-1}$ (canal principal único), 4.896,71 $m^3.s^{-1}$ (canal principal) a 2.125,82 $m^3.s^{-1}$ (canal secundário), velocidade média de 0,82 $m.s^{-1}$ e direção azimutal média de 180,13°. Neste período verifica-se que as maiores velocidades estão na margem esquerda junto ao talvegue (Figuras 28, 29 e 30). Sobre a barra no canal secundário a velocidade mínima foi de 0,20 $m.s^{-1}$ e as direções azimutais variaram entre 133,56° a 267,44° (Figuras 31, 32 e 33).

Em função da diferença de nível, a feição do ressaco (canal formado pela anexação de uma barra à ilha) é mais evidente no período de águas médias, com destaque ao canal secundário. No ressaco, foram verificadas velocidades entre 0,20 a 0,03 $m.s^{-1}$ e direções azimutais entre 264,22° a 21,94° (Figuras 31 e 32). O anexo 1 apresenta um resumo das médias de velocidade, direção de fluxo e vazão para seções levantadas com o ADCP no período de águas altas e médias.

Conforme os dados obtidos pelo ADCP, verifica-se que a separação fluxo na porção a montante da ilha Santa Rosa cria dois setores de características hidráulicas distintas (canal principal e secundário). O canal principal conduz a maior parcela da vazão e possui velocidade de fluxo elevada principalmente na região do talvegue; o canal secundário apresenta valores inferiores referentes aos parâmetros citados anteriormente.

A separação do fluxo também causa múltiplas linhas de fluxo, com correntes secundárias divergentes ao fluxo principal (Figuras 25 e 28). A ocorrência destes fluxos divergentes pode estar favorecendo a acumulação de sedimentos próximo à ilha Santa Rosa, uma vez que ocorre uma diminuição da velocidade de fluxo no local.

Essa mudança no comportamento da direção de fluxo foi também verificada em outras regiões do alto rio Paraná por Fujita (2006) e Martins (2008), que descreveram esse comportamento do fluxo próximo a barras fluviais. De acordo com Julien (2002) e Sarma (2005) as barras fluviais são depositadas junto a áreas de correntes secundárias divergentes; essa situação de fluxo aumenta a estabilidade das partículas, induzindo a deposição.

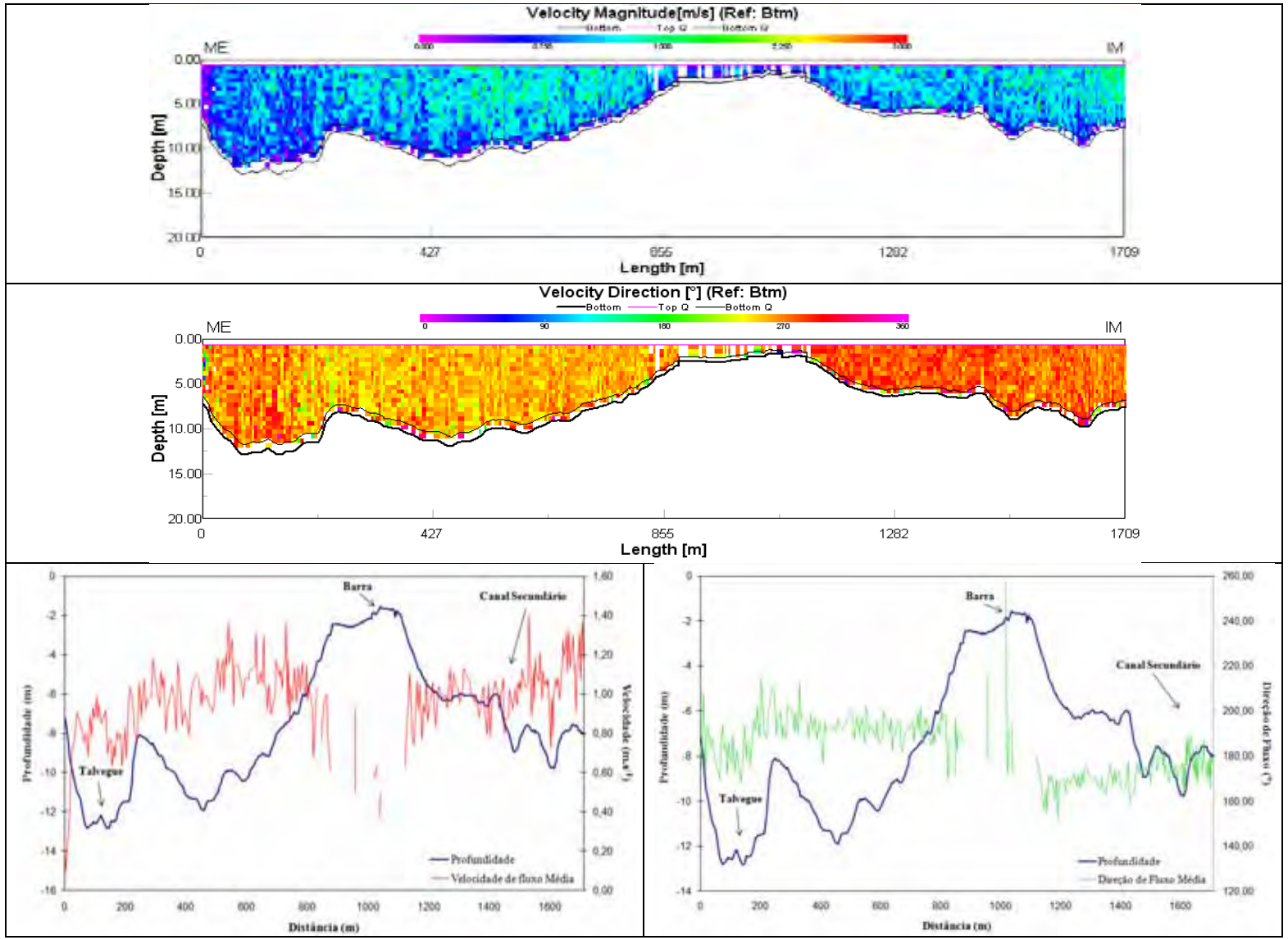


Figura 25 - Perfil transversal velocidade e direção da seção 4a, campanha de janeiro de 2007 (Qinstantâneo = 12.177,2 $m^3.s^{-1}$).

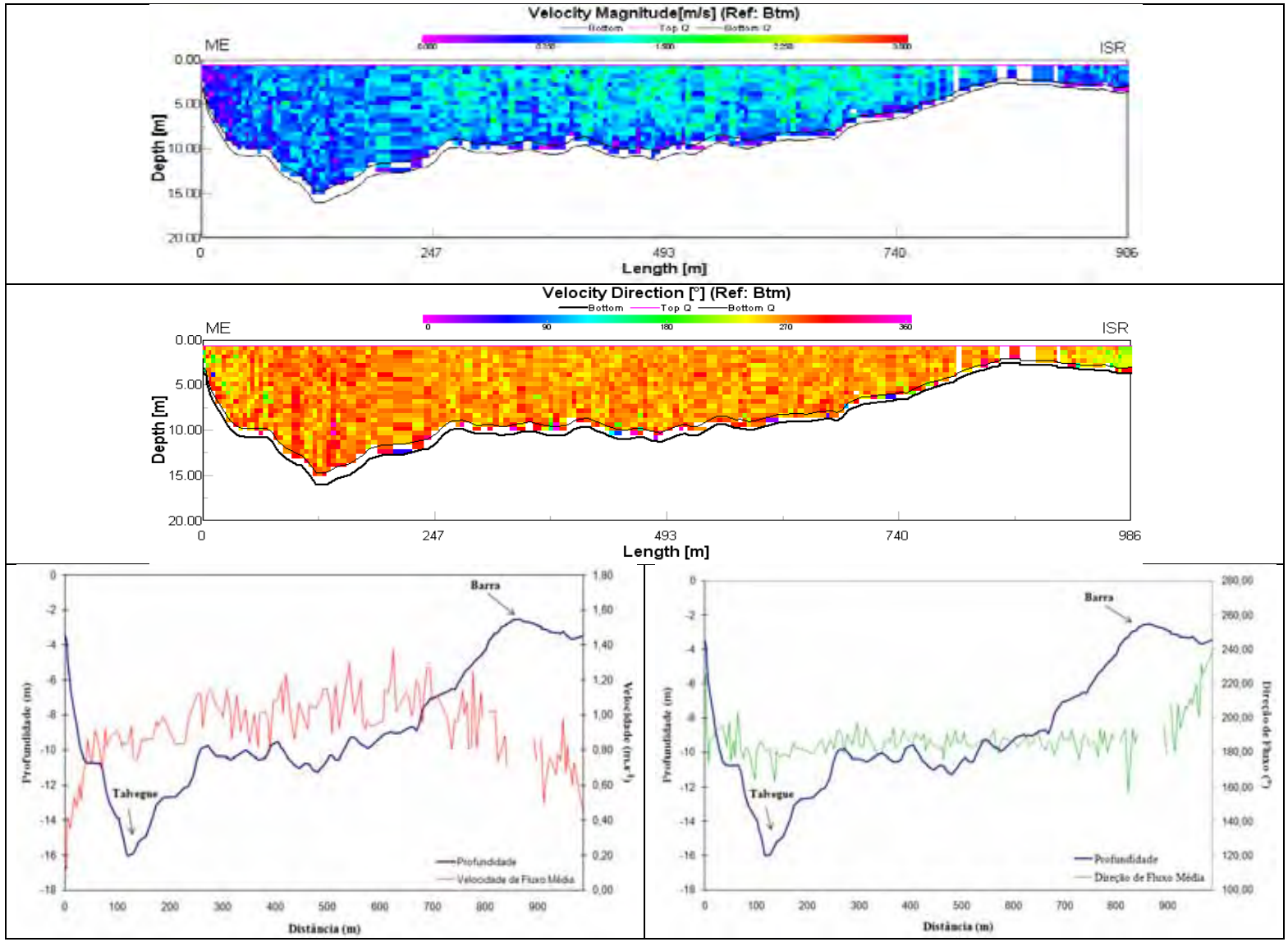


Figura 26 - Perfil transversal velocidade e direção da seção 6a, campanha de janeiro de 2007 (Qinstantâneo = 8.060,08 $m^3.s^{-1}$).

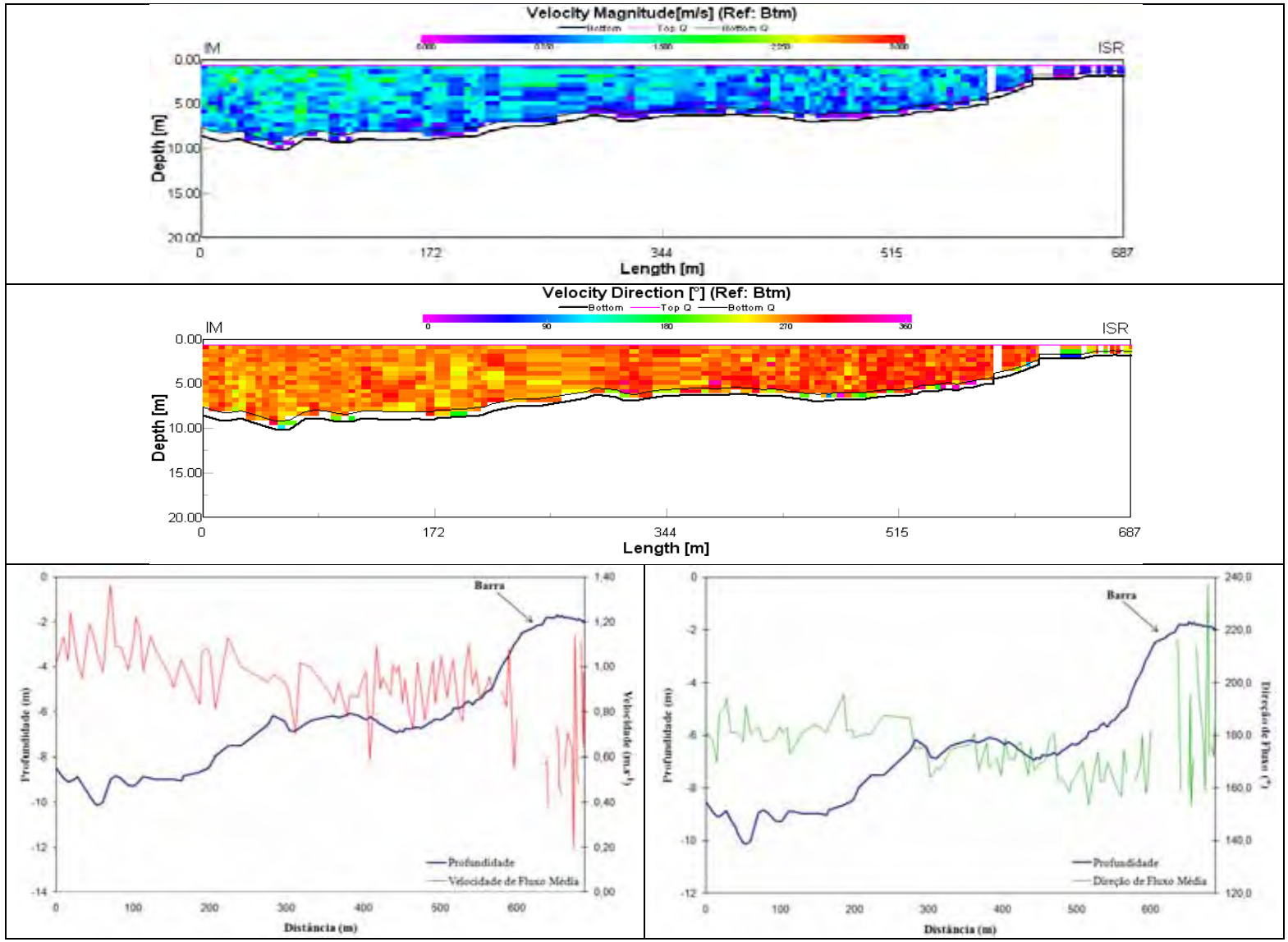


Figura 27- Perfil transversal velocidade e direção da seção 20a, campanha de janeiro de 2007 (Qinstantâneo = 4.201,62 $m^3.s^{-1}$).

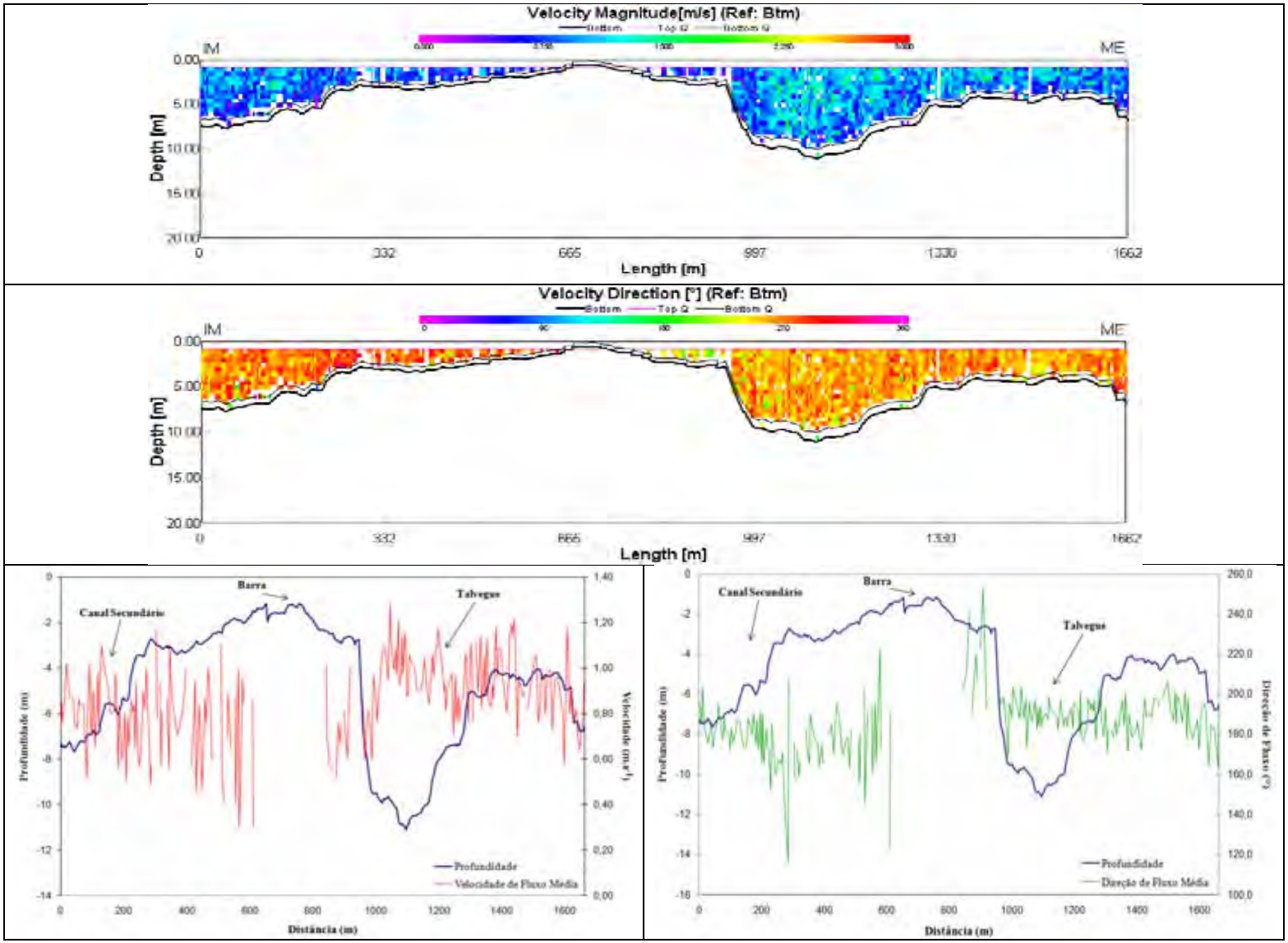


Figura 28 - Perfil transversal velocidade e direção da seção 4b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 6.840,05 $m^3.s^{-1}$).

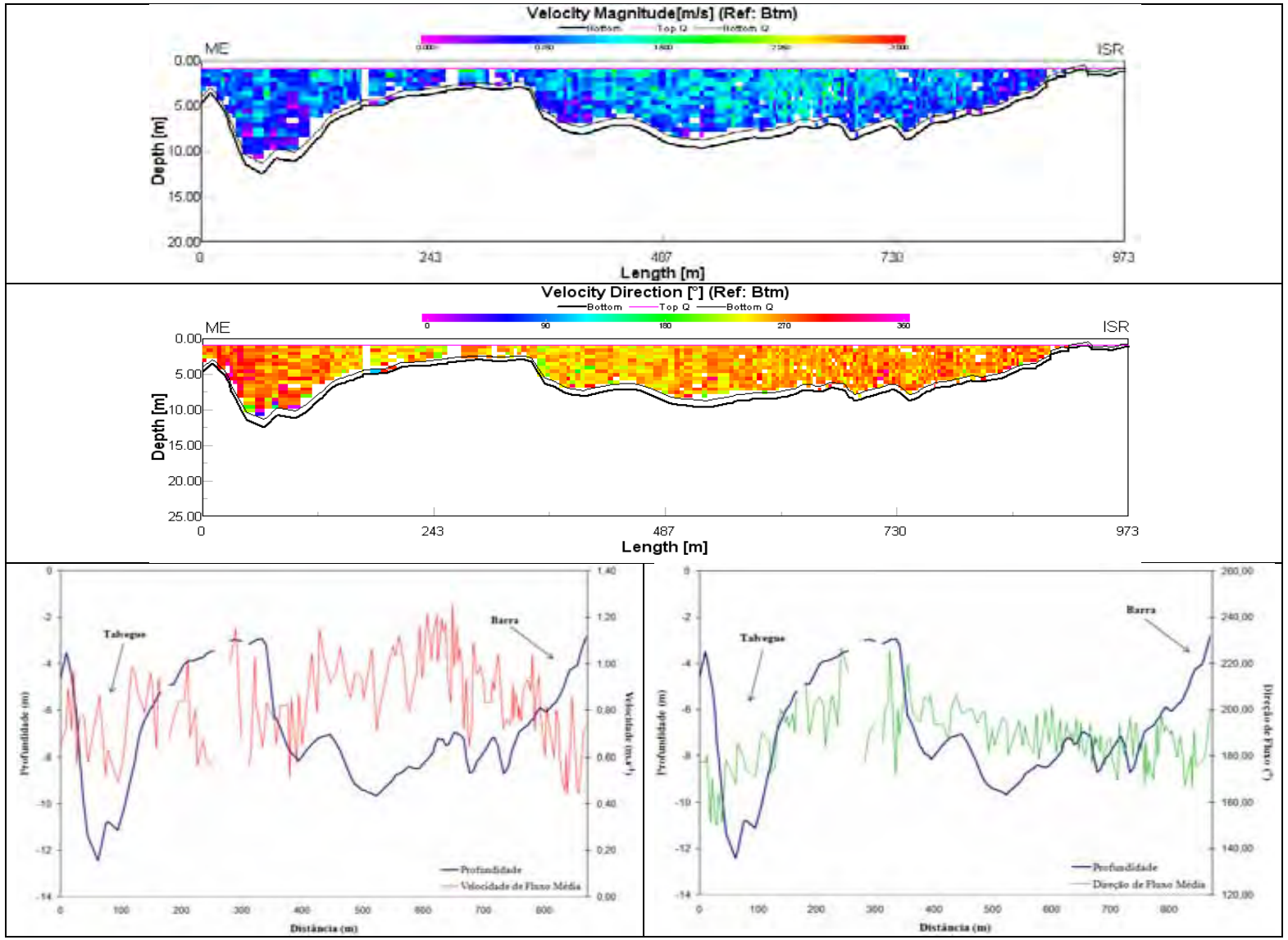


Figura 29 - Perfil transversal velocidade e direçãoda seção 5b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 4.578,03 $m^3.s^{-1}$).

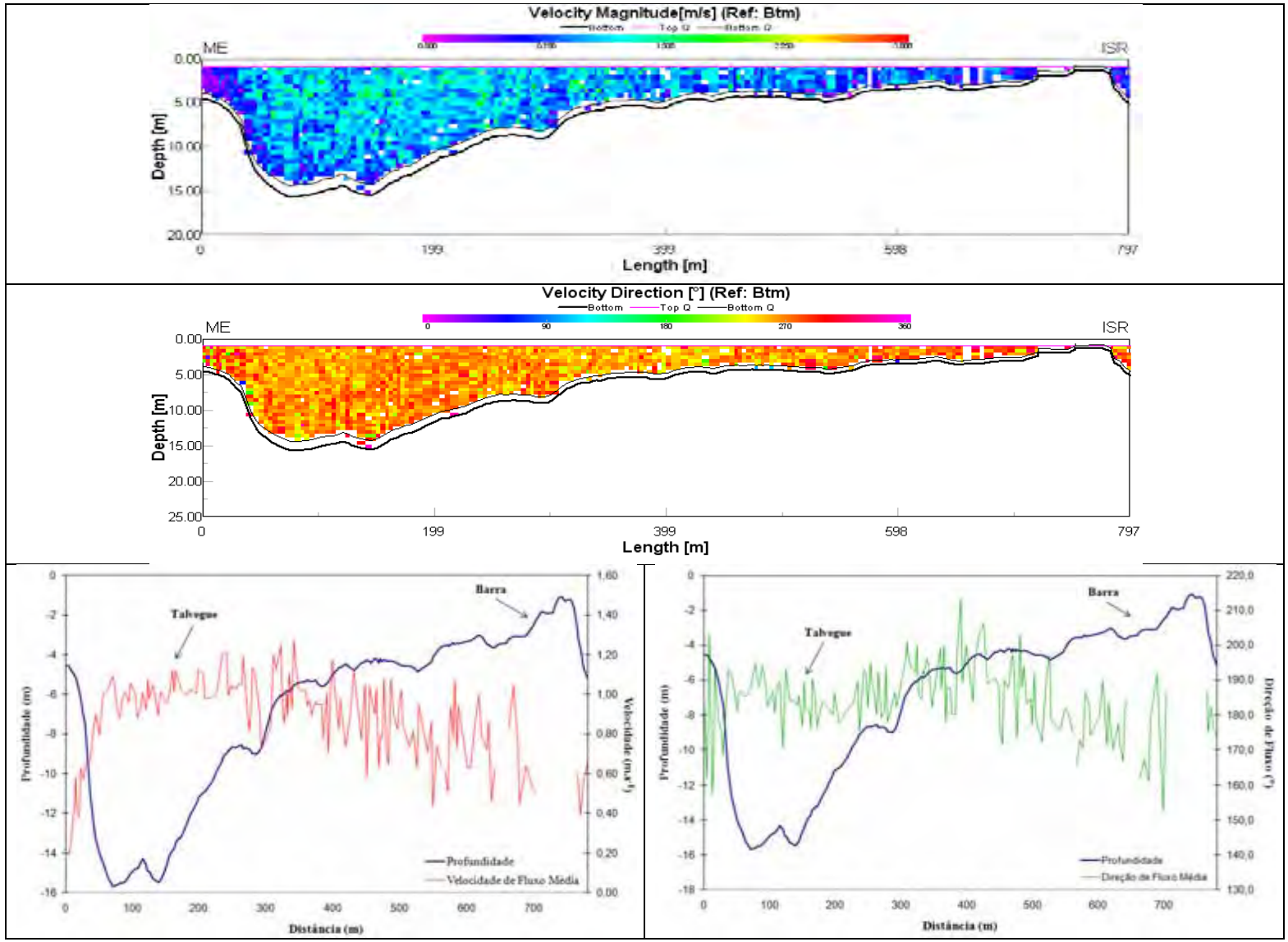


Figura 30 - Perfil transversal velocidade e direçãoda seção 7b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 4.690,78 $m^3.s^{-1}$).

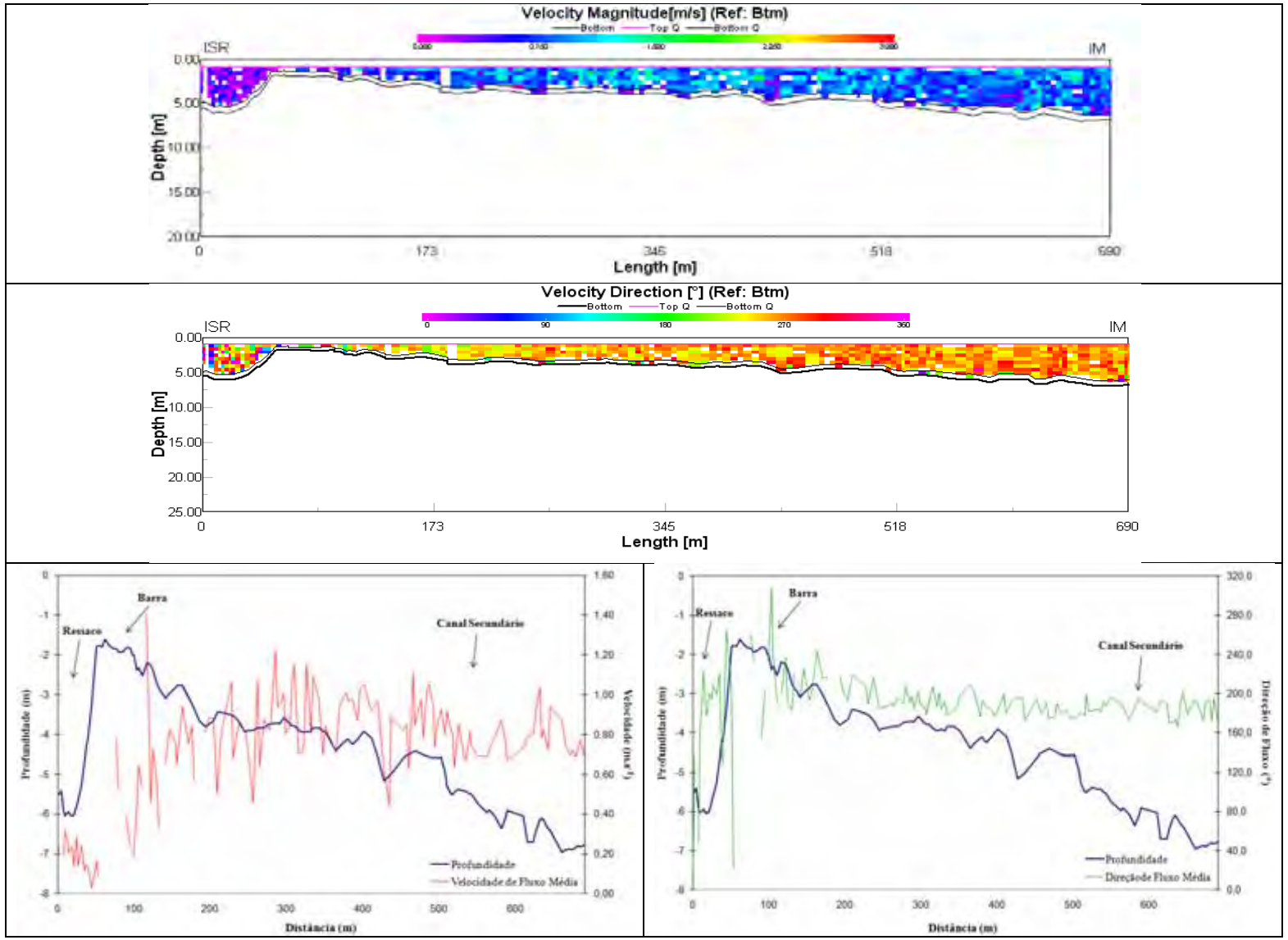


Figura 31 - Perfil transversal velocidade e direção da seção 17b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 2.188,03 $m^3.s^{-1}$).

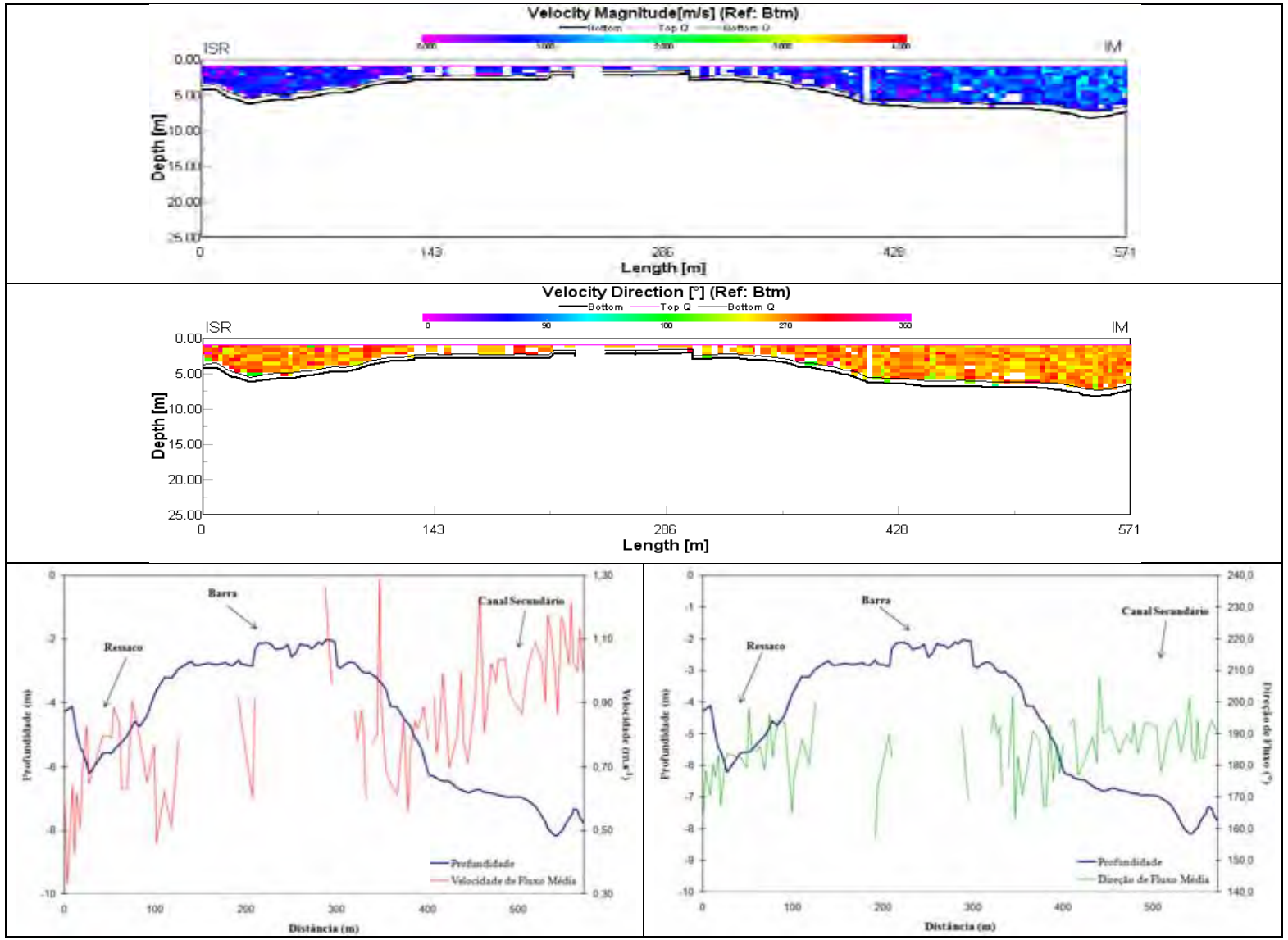


Figura 32 - Perfil transversal velocidade e direção da seção 18b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 2.155,23 $m^3.s^{-1}$).

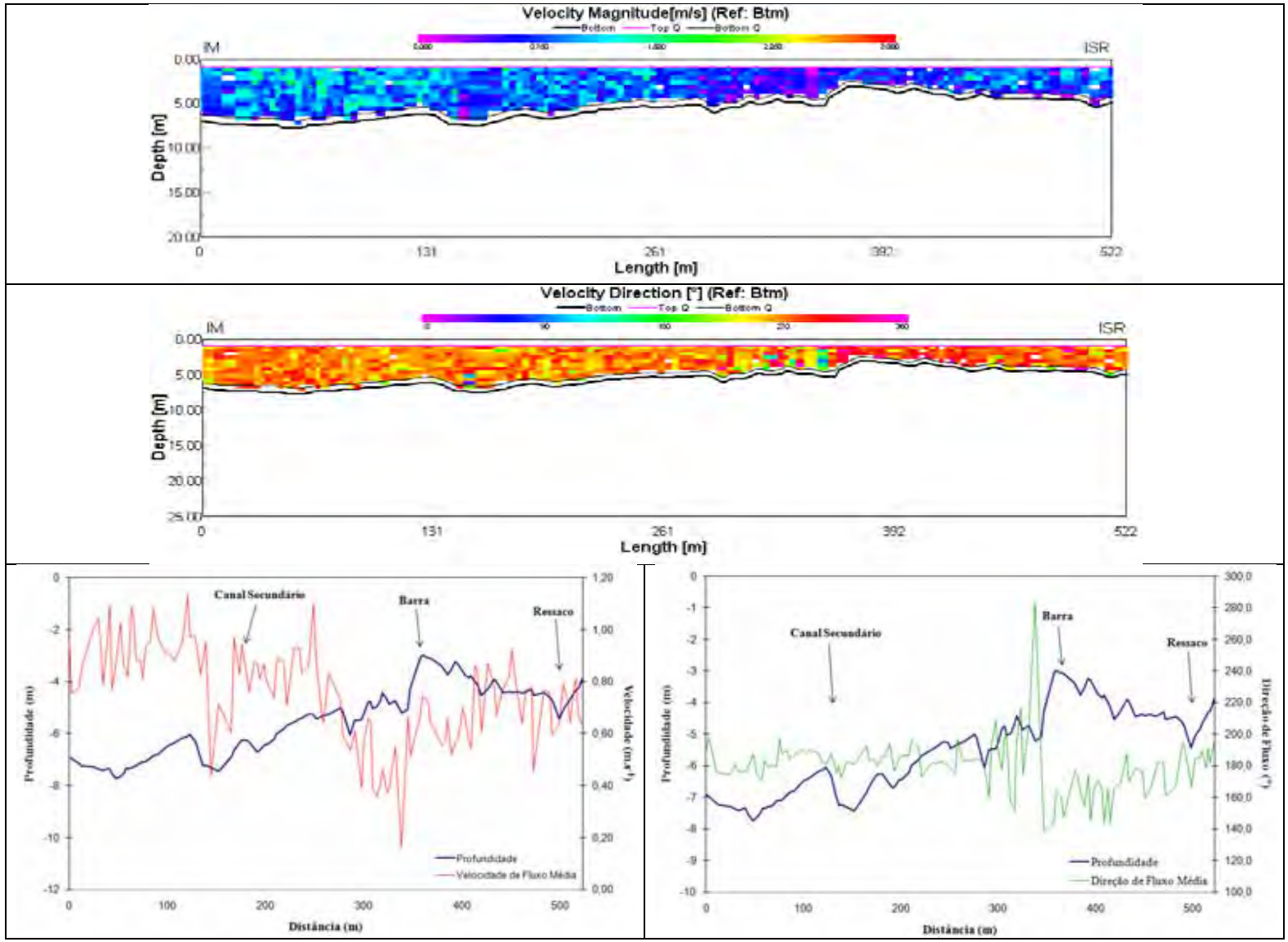


Figura 33- Perfil transversal velocidade e direção da seção 21b, campanha de janeiro de 2009 (Qinstantâneo = 2.155,84 $m^3.s^{-1}$).

6.2 CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DO CANAL

O setor da ilha Santa Rosa localiza-se em um trecho considerado multicanal com profundidades variando entre -1,5 m (na barra) a -16 m (talvegue) em período de águas altas e de -0,7 m (próximo à barra) e -14 m (talvegue) em período de águas médias.

No período de águas altas (nível de margens plenas), a barra foi totalmente submersa, sofrendo forte retrabalhamento pelo fluxo, havendo também uma migração intensa do depósito, com o deslocamento da barra para jusante (Figura 34). No segundo levantamento batimétrico, durante o período de águas médias, a barra emerge parcialmente, preservando de certa forma a morfologia gerada no fluxo de águas altas. Verifica-se também um maior desenvolvimento e emersão da barra estudada no canal secundário neste período (Figura 35).

Nos dois períodos analisados nota-se que a barra, caracterizada como sendo de soldamento, no canal principal desenvolve-se paralelamente ao talvegue, e sofre retrabalhamento mais intenso em comparação com a porção situado no canal secundário nos períodos considerados. A barra no canal secundário desenvolve-se para jusante e lateralmente no canal secundário, com a profundidade aumentando progressivamente nestes locais.

Nos mapeamentos batimétricos, verificou-se que o talvegue junto à porção mais a montante da ilha Santa Rosa está centralizado, sendo que a jusante este progressivamente se desloca em direção à margem esquerda (lado paranaense) (Figuras 36, 37, 39 e 40). Ao final da ilha (canal principal), no período de águas altas, observa-se uma erosão com profundidade de -14 m (Figura 38); no período de águas médias, esta erosão amplia-se para jusante da ilha possuindo profundidade de -12 m (Figura 41). O setor do canal junto à margem da ilha Mutum (canal secundário) possui profundidades menores em relação ao canal principal.

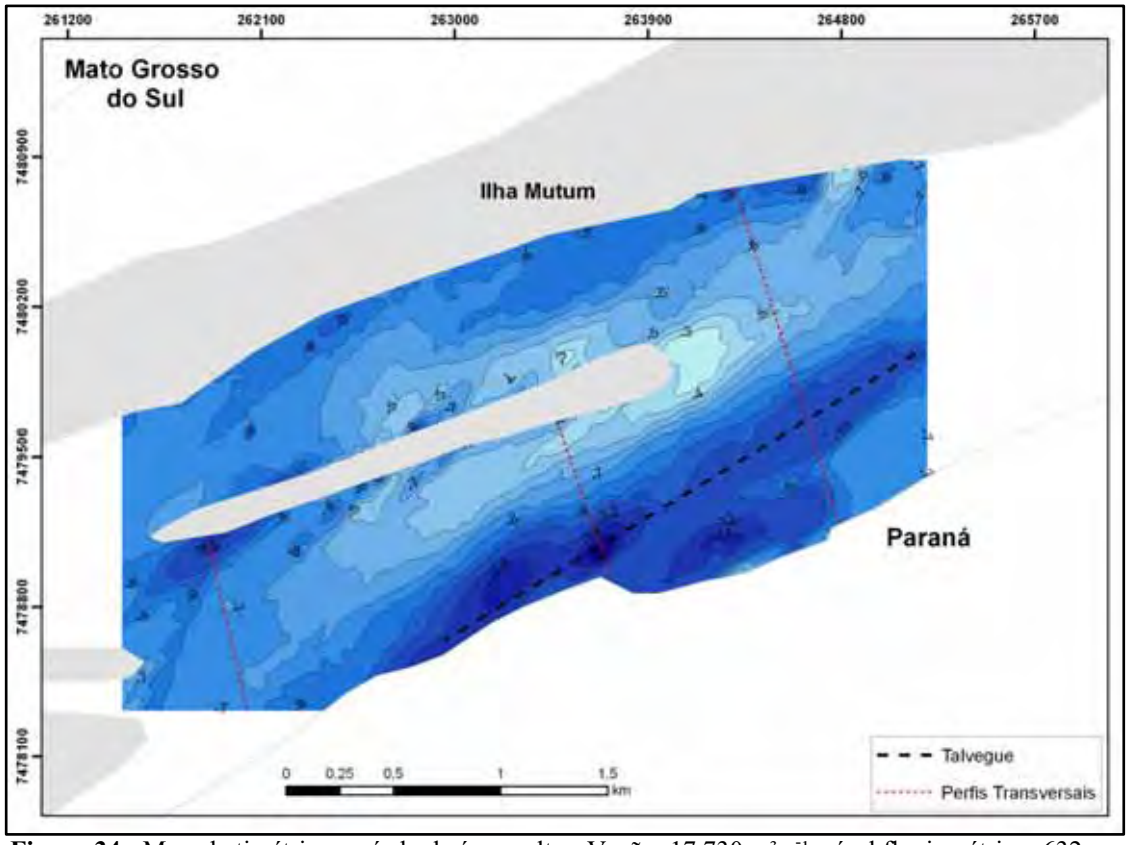


Figura 34 - Mapa batimétrico período de águas altas. Vazão: 17.730 $m^3.s^{-1}$, nível fluviométrico: 632 cm (25/01/2007).

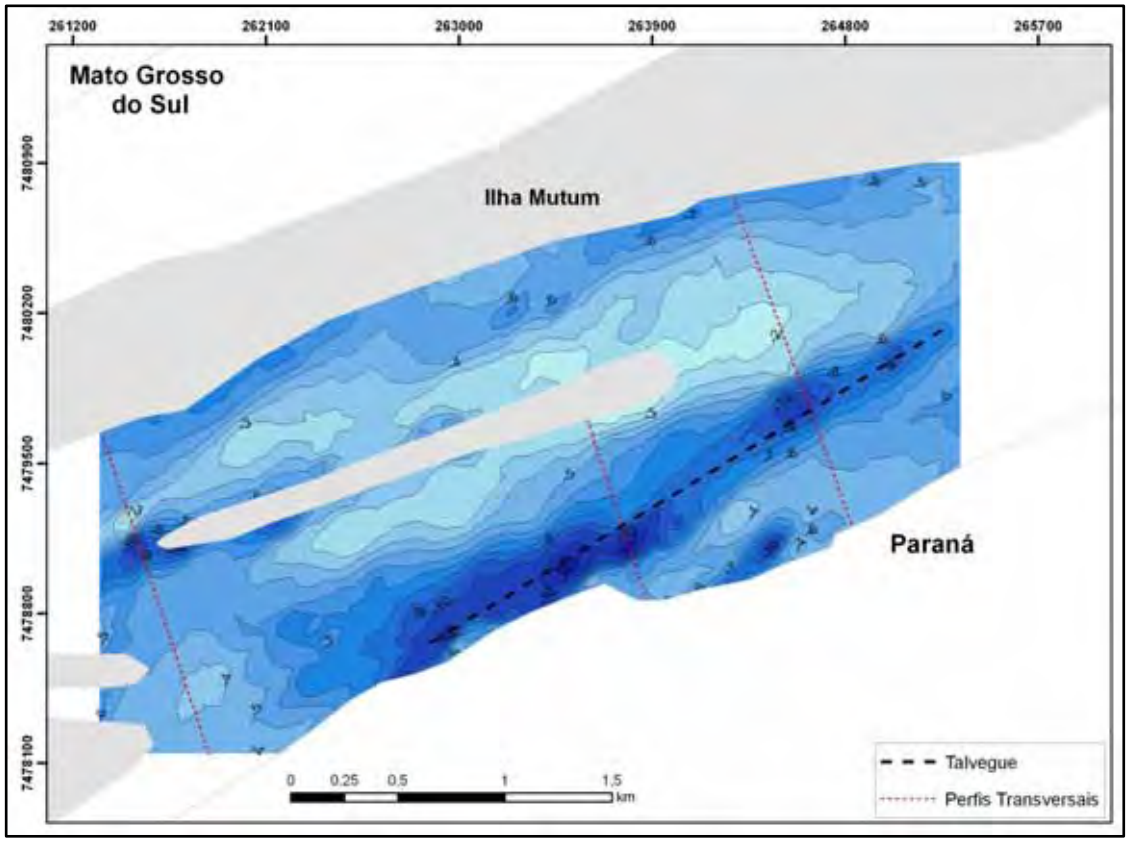


Figura 35 - Mapa batimétrico período de águas médias. Vazão: 8.788 $m^3.s^{-1}$, nível fluviométrico:334 cm (03/02/2009)

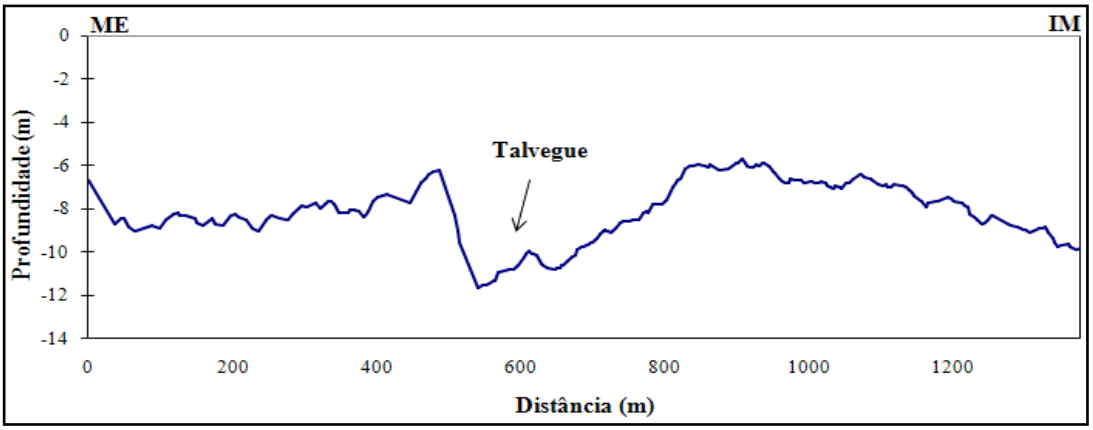


Figura 36 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal a montante da Ilha Santa Rosa (25/01/2007).

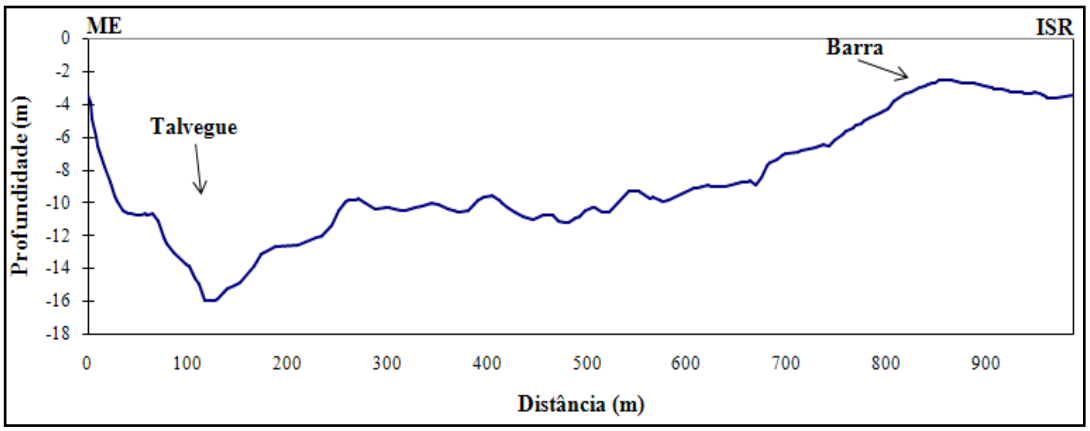


Figura 37 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal, inicio da ilha Santa Rosa (25/01/2007).

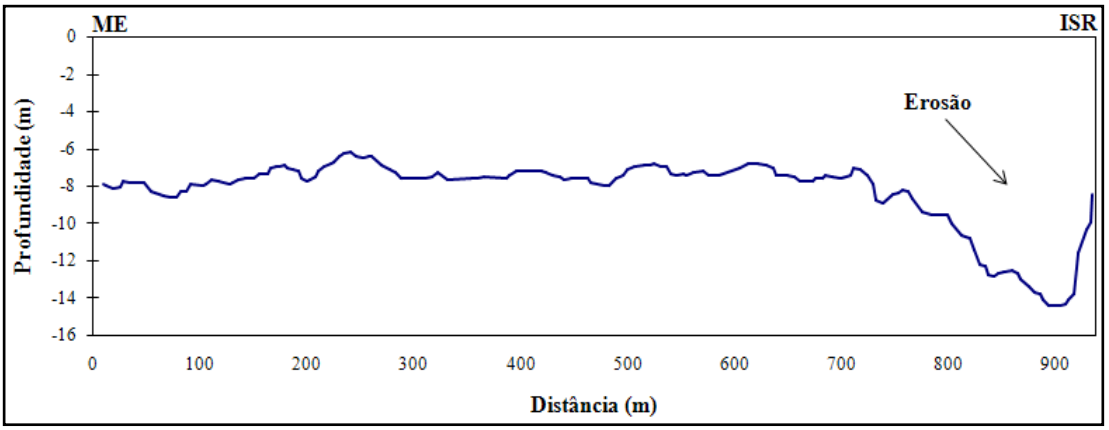


Figura 38 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal, final da ilha Santa Rosa (25/01/2007).

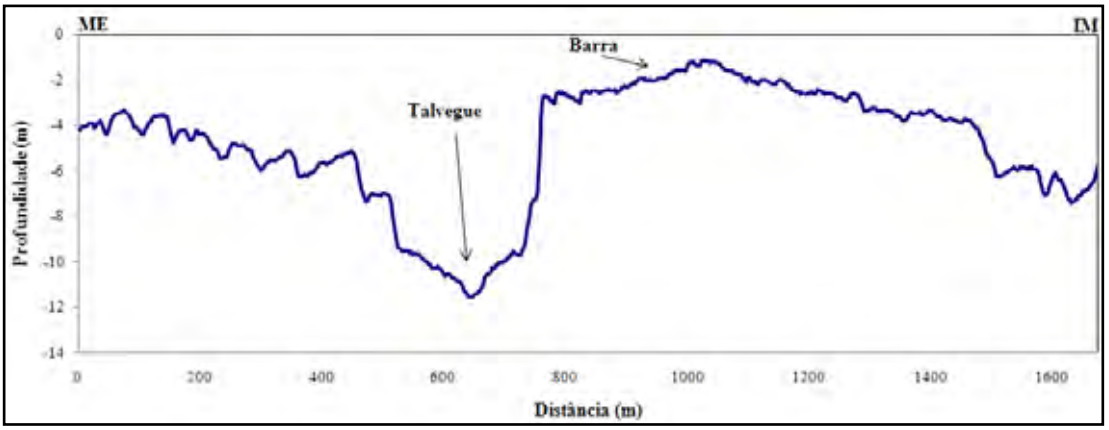


Figura 39 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal a montante da Ilha Santa Rosa (03/02/2009).

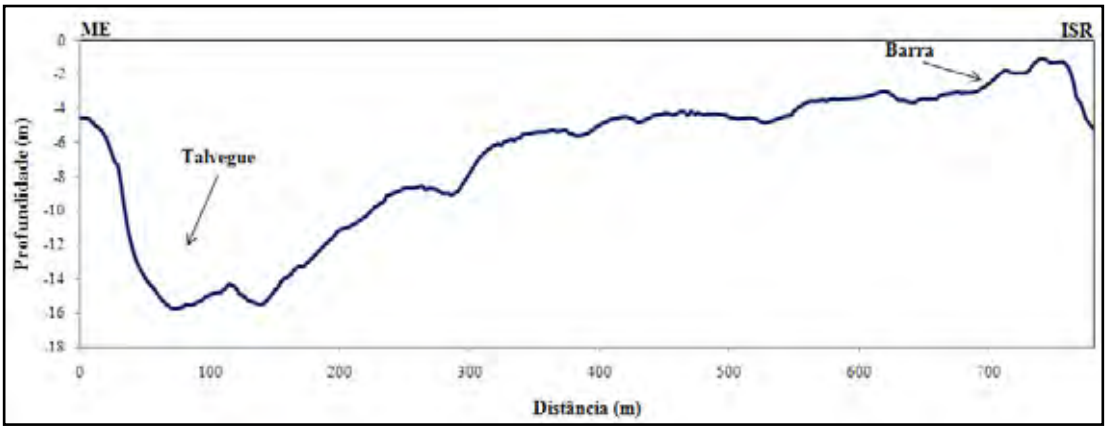


Figura 40 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal, inicio da ilha Santa Rosa (03/02/2009).

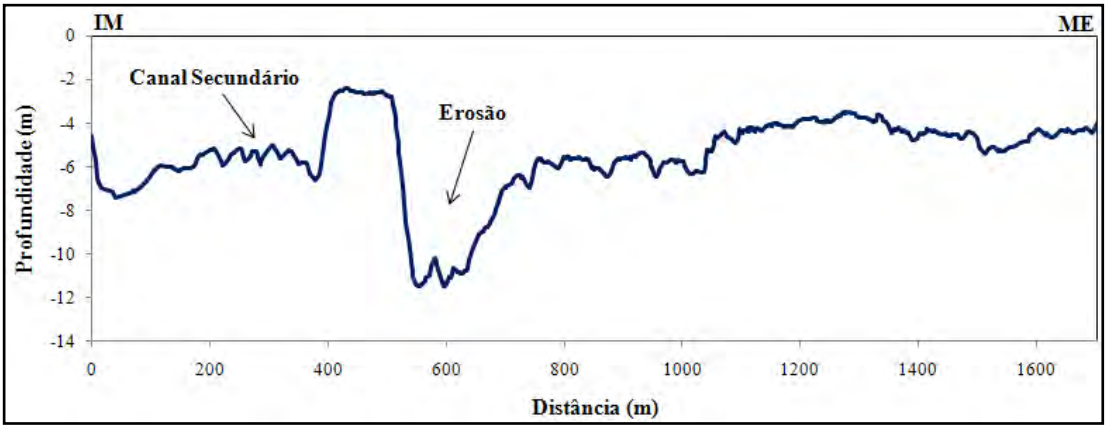


Figura 41 - Perfil ecobatimétrico transversal do canal principal, jusante ilha Santa Rosa (03/02/2009)

A elaboração de mapas batimétricos em mesmo nível fluviométrico (300 cm) teve como objetivo a elaboração de um terceiro mapa que permitiu visualizar as mudanças ocorridas nas isóbatas da área estudada entre os períodos de águas altas e médias (Figura 42).

A Figura 43 representa a síntese dos processos fluviais mais significativas interpretados segundo a Figura 42. Na área estudada, considerando as variações entre as isóbatas, houve nas regiões do talvegue, canal principal junto ao final da ilha e a jusante da ilha Santa Rosa o processo de erosão. No caso do talvegue isto ocorre, pois nesta região há elevada velocidade de fluxo e profundidade.

Outro fato que contribui para o aumento do processo de erosão no talvegue é a retenção de parte considerável da carga sedimentar pelo reservatório da UHE Porto Primavera. A jusante da barragem a água sai com maior velocidade, com menor carga sedimentar levando a diminuição da rugosidade e conseqüentemente, um aumento na eficiência do escoamento no transporte de sedimento favorecendo a erosão no leito do canal. Já erosões encontradas no canal principal, junto ao final da ilha, e a jusante da ilha podem ter relação com fluxos divergentes verificados neste setor, além da elevada profundidade encontrada neste local.

Na região barra ocorreram os processos de erosão, deposição e retrabalhamento. No setor da barra no canal principal entre os anos de 2007 e 2009 houve erosão, isto ocorreu, pois esta área encontra-se próximo ao talvegue, área de elevada velocidade de fluxo e profundidade. No setor da barra, próximo ao final da ilha Santa Rosa, no canal secundário houve deposição entre 2007 e 2009, relacionada à baixa velocidade de fluxo e profundidade verificados neste setor.

De acordo com Fernandez & Souza Filho (1995), no rio Paraná as áreas deposicioais ocorrem nas porções rasas, em que a velocidade do fluxo é menor, e as áreas erosivas ocorrem próximos a locais mais profundos, em que a velocidade de fluxo é maior. No caso da barra de soldamento, os resultados corroboram esta afirmação, pois, onde a erosão é mais intensa, as velocidades de fluxo são maiores e as profundidades também são maiores. Os setores da barra que sofreram retrabalhamento ou deposição são locais de baixa velocidade de fluxo e profundidade.

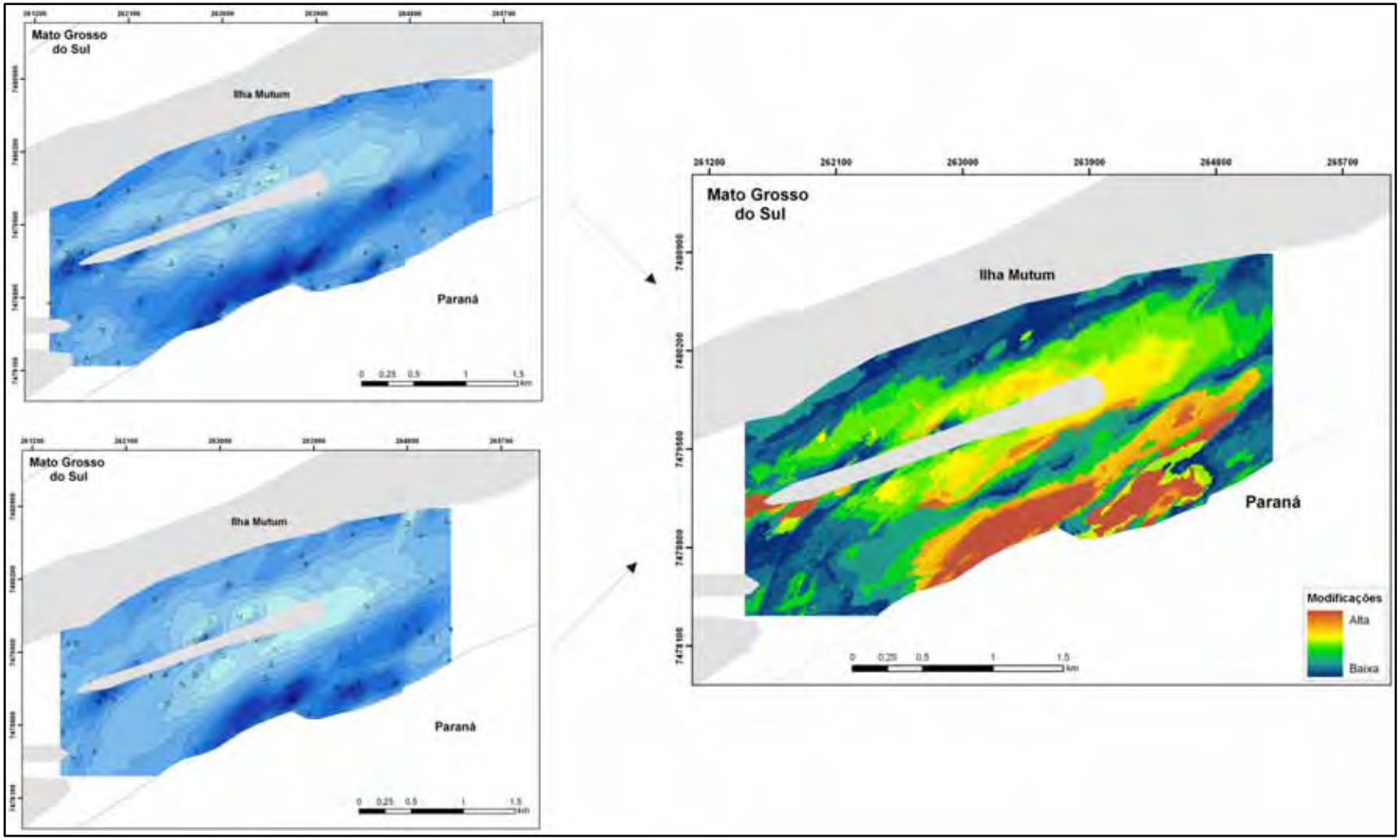


Figura 42 - Representação dos mapas batimétricos em mesmo nível fluviométrico (300 cm) e o resultado da sobreposição conforme a operação Combine do *Software* ARCGIS® 9.3.

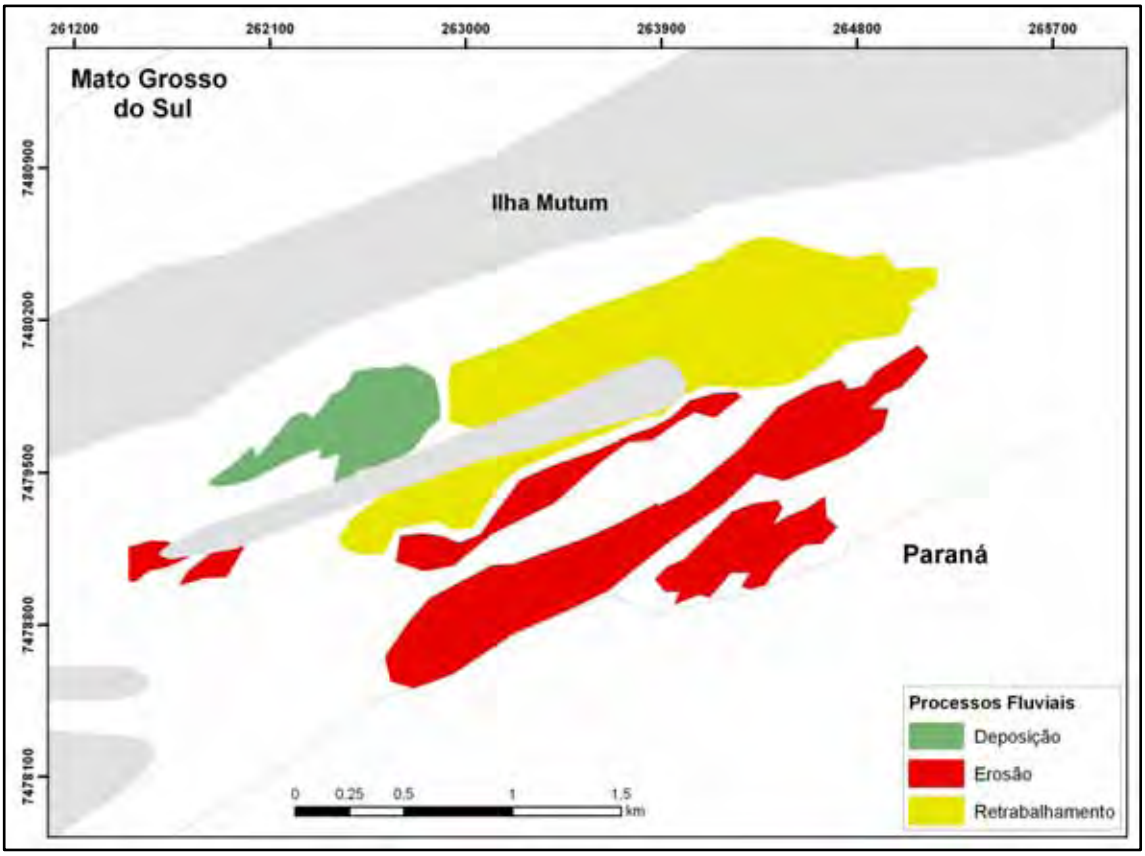


Figura 43 – Síntese dos processos fluviais ocorridos na área estudada.

Diversas barras fluviais como a estudada podem ser identificados em imagens orbitais. A Figura 44 mostra imagens orbitais do setor da ilha Santa Rosa obtidas pelo satélite LANDSAT ETM+7 em diferentes datas. A comparação entre as imagens em nível hidrométrico semelhante (285 cm a 242 cm) indica como são efêmeras as formas no canal do rio Paraná.

Nota-se que no ano de 1985 havia uma barra posicionada no centro do canal; segundo Santos et al. (1992) esta foi removida totalmente pelo fluxo e somente alguns anos depois outra barra se formou próximo à ilha Santa Rosa. De acordo com os trabalhos Santos (1991) e Santos et al. (1992), as morfologias da barras fluviais do alto rio Paraná mudam rapidamente ao longo do tempo e, em alguns casos extremos, esses depósitos podem ser rapidamente removidos pelo fluxo.

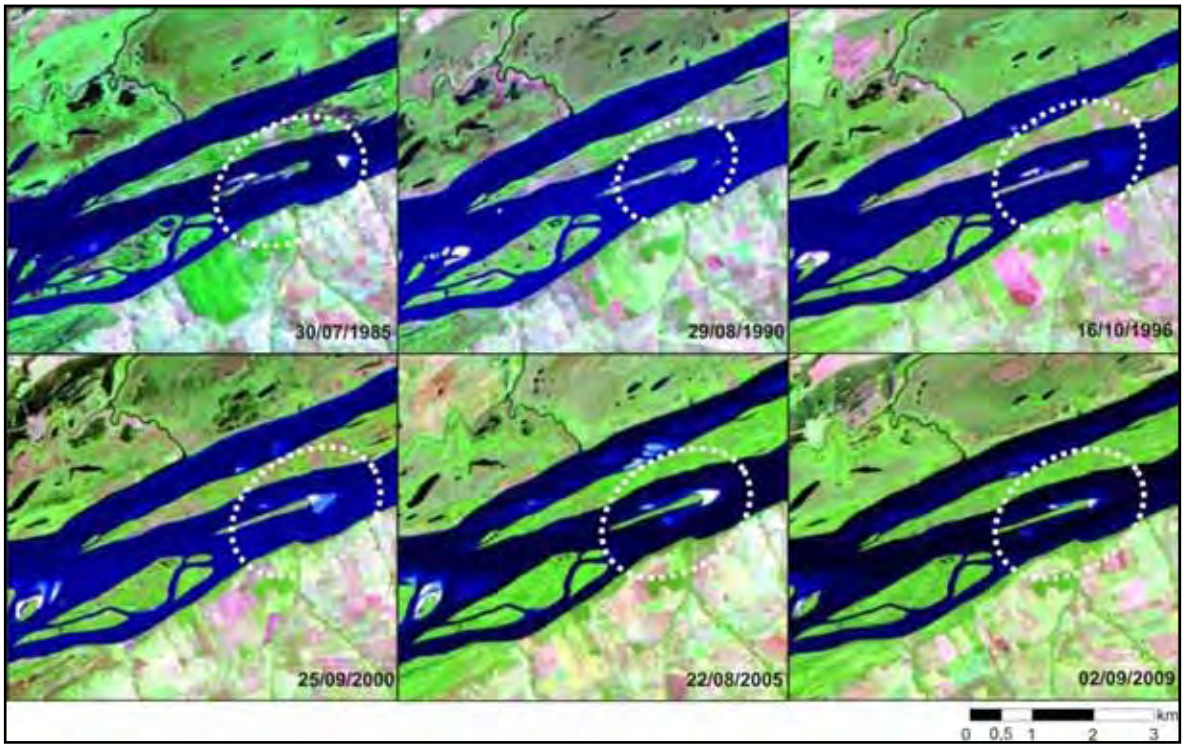


Figura 44 - Evolução morfológica das barras na região estudada.

6.3 CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL

A caracterização granulométrica do material formador da barra pode evidenciar possíveis transformações ocorridas na dinâmica de deposição e de transporte durante o ciclo hidrológico. As amostras foram coletadas em cinco subambientes de hidrodinâmicas distintas que são: Barra, Canal Principal, Canal Secundário, Canal Principal-Barra e Canal Secundário-Barra.

Foi realizada a análise textural com a identificação das amostras de cada subambiente (n=17 em 2007 e n=59 em 2009). Em seguida, realizou-se uma análise de agrupamento das amostras através de tratamento estatístico em que correlacionou-se ou não com cada subambiente. A Figura 45 mostra a localização dos pontos de coletas nos subambientes.

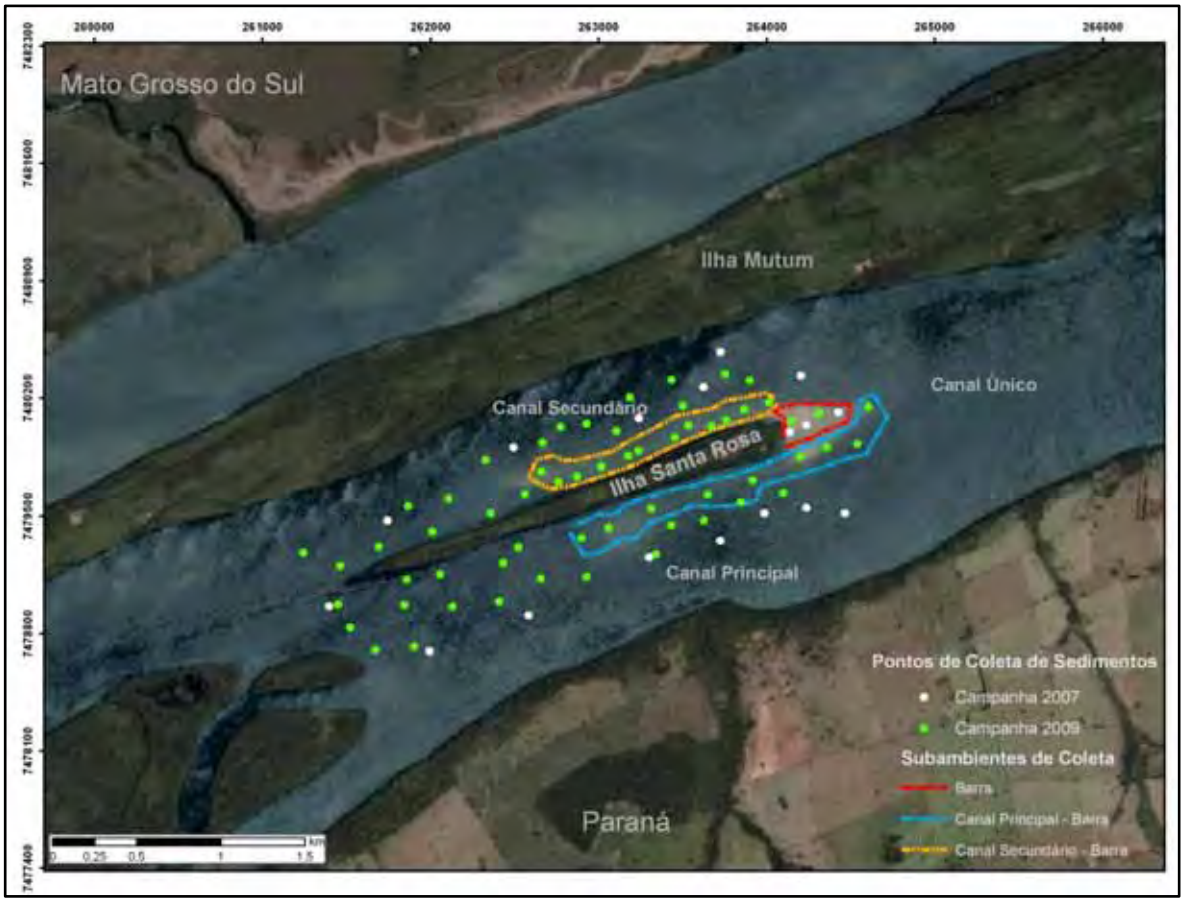


Figura 45 - Localização dos pontos coleta e das regiões de análise.

No gráfico da Figura 46, a curva do subambiente da Barra está deslocada mais a esquerda na região do D_{50}, indicando granulometria mais grossa em relação aos demais subambientes neste período. Entretanto, até a frequência acumulada ~30%, o padrão é inverso, ou seja, os demais subambientes são mais grossos que a Barra.

Na faixa do D_{90}, destaca-se que a curva da barra apresenta uma diferença ainda maior em relação aos demais. Sendo assim, no período das águas altas, a barra apresenta uma granulometria mais grosseira nas principais frações de análise (D_{50} e D_{90}).

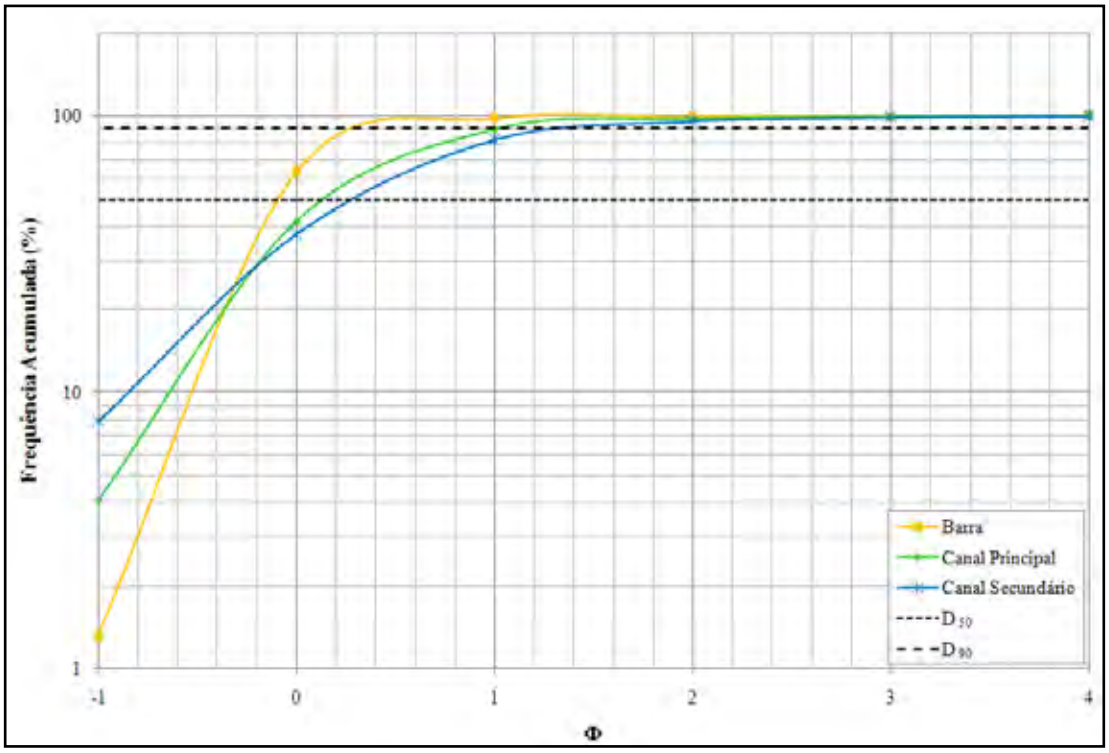


Figura 46 - Curva de frequência acumulada (%) e distribuição granulométrica (Φ) para o período de águas altas.

Na análise das amostras do período de águas médias, o setor de estudo foi dividido em cinco regiões em que a parte emersa da barra foi considerada como Barra, e a parte imersa são os subambientes Canal Principal, Canal Secundário, Canal Principal-Barra e Canal Secundário-Barra. Os subambientes Barra, Canal Secundário e Canal Principal são equivalentes para ambos os períodos de coleta.

No caso das águas médias, a relação de frequência acumulada e distribuição granulométrica apresenta um visível deslocamento da curva do subambiente Barra para a direita na região do D_{50}, indicando predomínio de sedimentos mais finos neste subambiente em relação aos demais (Figura 47).

Foi averiguado também que no subambiente Canal Secundário–Barra os sedimentos são mais finos que no Canal Principal–Barra. É possível que esta relação possui a influência da granulometria mais fina (silte e argila) que caracteriza a feição do ressaco, presente no subambiente Canal Secundário-Barra, mas não no Canal Principal-Barra (Figura 47).

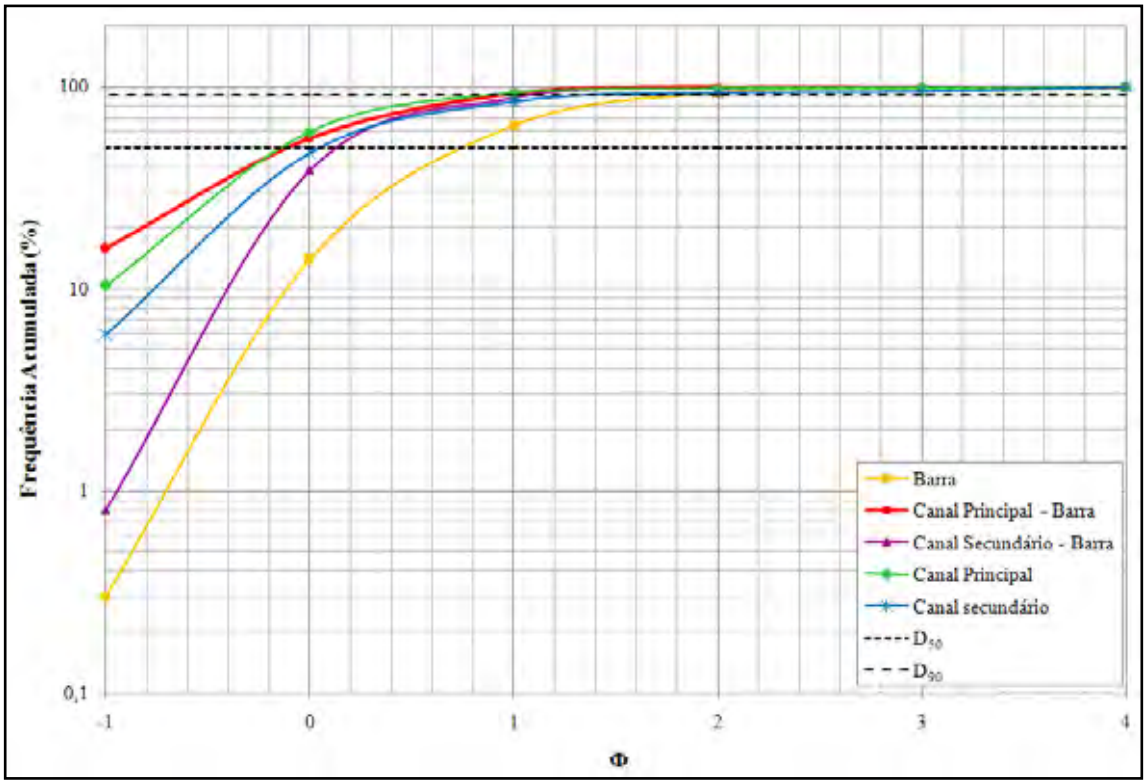


Figura 47 - Curva de freqüência acumulada de distribuição granulométrica para o período de águas médias.

Em seguida, será discutida a relação entre D_{50} (diâmetro mediano das partículas do material de fundo) e D_{90} (diâmetro para o qual 90 % das partículas de fundo são menores que este tamanho de grão) para ambos os períodos e todos os subambientes conjugados (Figura 48).

Ao utilizar este diagrama, que relaciona a mediana dos sedimentos com os seus 10% mais grossos, é possível compreender a competência dos mecanismos de transporte responsáveis pela formação do depósito em questão. Nesta correlação entre o D_{50} e D_{90} foram identificadas quatro populações distintas de material de fundo conforme a análise da distribuição do diâmetro do D_{90} (Tabela 1).

Tabela 1 – Populações definidas de acordo com análise da distribuição do diâmetro do D_{90}.

Populações	Diâmetro do material de fundo
1	D_{90} <inferior a 0,2 mm
2	0,2< D_{90} < 0,3 mm
3	0,3< D_{90} < 0,5 mm
4	D_{90} > 0,5 mm

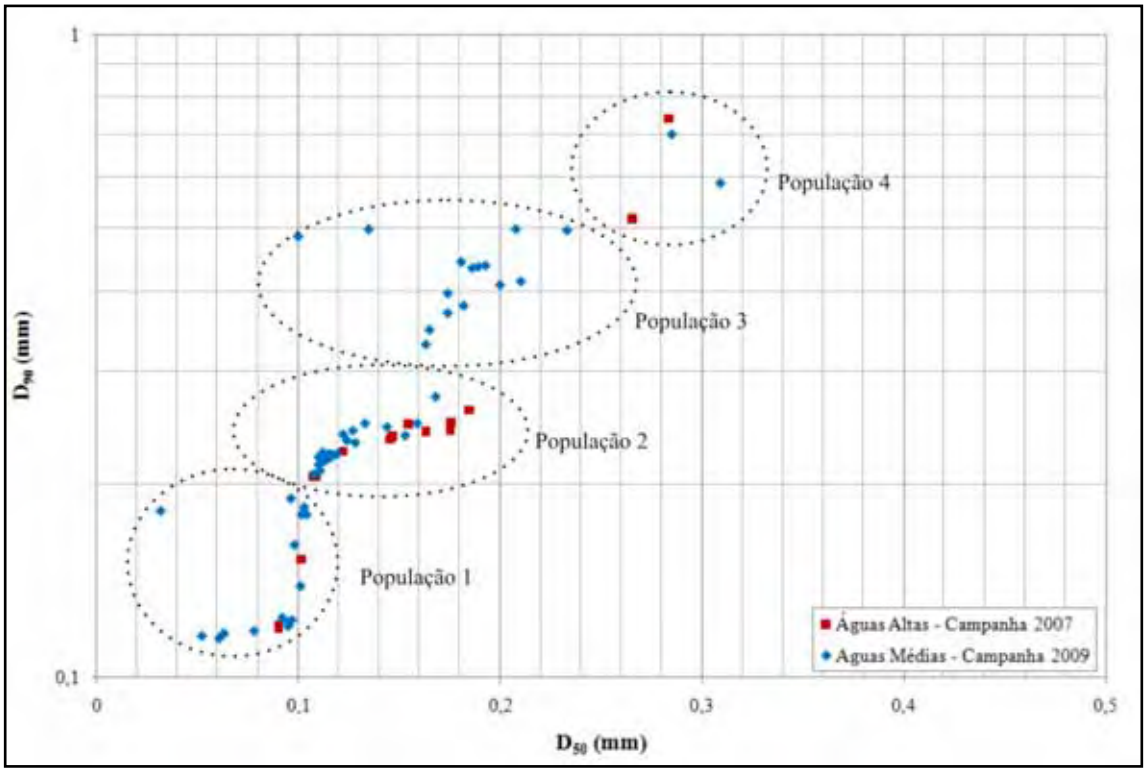


Figura 48 - Relação entre o diâmetro mediano da partícula (D_{50}) e 10% mais grossos (D_{90}).

A primeira população está localizada no Canal Principal (período águas médias e altas) e algumas pontos no Canal Secundário (período águas médias). Essa população é representada por D_{50} e D_{90} com diâmetros muito fino a fino. A segunda população localiza-se nos subambientes Barra, Canal Principal e Canal Secundário nos dois períodos analisados (águas altas e médias), e no subambiente do Canal Secundário - Barra, no período de águas médias. Esta população é representada por D_{50} e D_{90} de granulação fina (Tabela 2).

A terceira população localiza-se nos subambientes Canal Principal e Canal Secundário e Canal Secundário - Barra (águas medias) é representada por D_{50} de diâmetro fino e D_{90} granulação média. Na quarta população as duas amostras do período de águas altas foram coletadas a montante da ilha Santa Rosa no Canal Único, as duas amostras do período de águas médias encontram-se Canal Principal - Barra e Canal Secundário - barra, estes possuem D_{50} de granulação média e D_{90} de diâmetro grosso (Tabela 2).

Tabela 2 – Características das populações conforme os subambientes.

Populações	Subambientes	D_{50}	D_{90}
1	Canal Principal (águas altas e médias) e Canal Secundário (águas médias)	Muito Fino	Fino
2	Barra, Canal Principal, Canal Secundário (águas altas e médias) e Canal Secundário - Barra (águas médias)	Fino	Fino
3	Canal Principal - Barra, Canal Secundário - Barra e Canal Secundário (Águas médias)	Fino	Médio
4	Canal Único (águas altas), Canal Principal - Barra e Canal Secundário - Barra (águas médias)	Médio	Grosso

Através da análise das populações sedimentológicas em função dos fluxos, verifica-se que as amostras de diâmetro fino foram coletadas em locais de maior velocidade e profundidade (talvegue) em ambos os períodos analisados.

As partículas de diâmetro médio a grosso encontram-se no período de águas altas distribuídas pela área estudada; já no período de águas médias, as amostras de diâmetro médio a grosso são encontrados em locais rasos, como os subambientes Canal Secundário e Canal Secundário–Barra.

De acordo com Rocha & Souza Filho (2005), durante as cheias do alto rio Paraná, as formas de leito de grande porte são formadas por sedimentos de diâmetro fino; tais formas se sobrepõe aos sedimentos de diâmetro grosso. Quando há redução das águas, os finos são gradativamente removidos, elevando a concentração de sedimentos de diâmetro grosso. Ainda segundo os referidos autores, sob maior velocidade, há aumento de partículas de diâmetro fino. Tal fato pode explicar porque sedimentos de diâmetro fino são encontrados em locais de alta velocidade no período de águas médias.

No subambiente Barra, as amostras coletadas em águas altas apresentam o D_{50} mais grosso que os demais subambientes enquanto que em águas médias o D_{50} se apresenta mais fino nesta mesma feição em relação aos demais subambientes. Esta diferenciação no diâmetro das partículas em relação aos subambientes é relativa à interação do padrão de fluxo e sua interação com o sedimento disponível. Presume-se que os sedimentos deste setor da barra estejam relacionados a depósitos de cheia.

Segundo Christofoletti (1981), em leitos fluviais com composição granulométrica heterogênea, em uma determinada vazão, há movimentos de algumas partículas enquanto outras maiores permanecem estacionárias. Quando uma determinada vazão como a de margens plenas é atingida, são propícias as condições de transporte de partículas mais grossas. Neste caso, os sedimentos mais finos estão sendo transportados no período de águas médias,

já com a vazão maior (águas altas), há um aumento da competência em função de um aumento da potência de canal, e os sedimentos mais grossos passam então a serem transportados.

Com relação ao ressaco, este é cercado pela ilha Santa Rosa e pela barra soldamento, o que propicia a uma hidrodinâmica diferenciada (baixa velocidade, múltiplas direções de fluxo e maior profundidade em relação à barra), que condiciona a decantação de sedimentos de diâmetro fino.

6.4 CARACTERIZAÇÃO DA POTÊNCIA ESPECÍFICA DO CANAL E DA TENSÃO DE ATRITO

A potência específica do canal foi calculada para as vazões obtidas instantaneamente pelo ADCP e representa a energia despendida pelo canal para realização de processos fluviais naquele momento na seção estudada. Os valores de potência específica do canal no período de águas altas no canal principal variaram entre 2,15 a 1,41 $W.m^{-2}$; no canal secundário, os valores estão entre 1,57 a 1,21 $W.m^{-2}$. No período de águas médias, esses valores variaram entre 1,27 a 0,79 $W.m^{-2}$, no canal principal, e entre 0,82 e 0,62 $W.m^{-2}$, no canal secundário. Os maiores valores de potência específica do canal estão localizados em locais em que o talvegue é mais aprofundado, como as seções 6b e 7a, a Tabela 3 tráz o detalhamento destes valores para os dois períodos investigados.

O calculo da tensão de atrito é fundamental para definição dos parâmetros de θ_s e R_*. Para este calculo, foram utilizados os dados obtidos pelo ADCP. Os valores de tensão de atrito para o canal principal no período de águas altas variaram entre 1,81 a 1,41 $N.m^{-2}$. No canal secundário, os valores estão entre 1,45 a 1,13 $N.m^{-2}$. No período de águas médias, estes valores variaram entre 1,61 a 0,94 $N.m^{-2}$ no canal principal, e de 1,08 a 0,85 $N.m^{-2}$ no canal secundário. Averigua-se que valores de tensão de atrito são maiores no canal principal no período de águas altas.

Tabela 3 – Síntese valores de potência específica do canal para seções realizadas nos períodos de águas altas e médias.

	Águas Altas		Águas Médias	
	Seções	**Potência específica do canal ($W.m^{-2}$)**	**Seções**	**Potência específica do canal ($W.m^{-2}$)**
Canal principal	1a	1,82	3b	0,79
	2a	1,67	4b	0,82
	3a	1,46	5b	0,96
	4a	1,41	6b	1,27
	5a	1,65	7b	1,19
	6a	1,69	8b	1,19
	7a	2,15	9b	1,01
	8a	1,96	10b	1,01
	11a	1,66	11b	0,9
	12a	1,48	12b	0,82
Canal Secundário	13a	1,57	13b	0,75
	16a	1,26	14b	0,72
	18a	1,32	15b	0,74
	19a	1,39	16b	0,8
	20a	1,21	17b	0,64
			18b	0,62
			19b	0,72
			20b	0,74
			21b	0,82

(a) Campanha de 2007 e (b) Campanha de 2009.

A Figura 49 apresenta a relação entre tensão trativa crítica e o *Reynolds* da partícula, de acordo com o diagrama de Shields (Figura 15). Estes parâmetros foram calculados para os diferentes trechos de medição de acordo com as metodologias anteriormente descritas. De acordo com diagrama de Shields, os valores obtidos estão na zona intermediária, em que as partículas são parcialmente cobertas por uma subcamada laminar; o movimento inicial é $\theta s >$ 0,2 para os dois períodos de coleta. Conforme os resultados, os valores de tensão trativa crítica são maiores no canal principal, não havendo grandes variações nos dois períodos analisados.

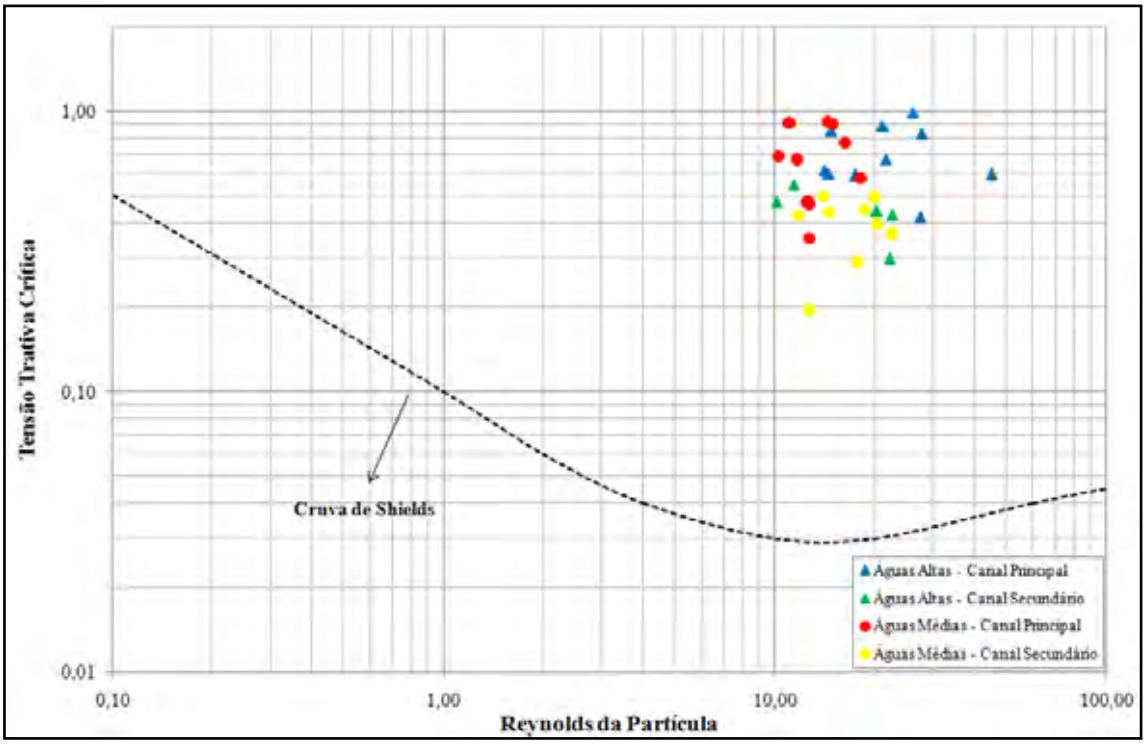


Figura 49 - Relação entre a Tensão Trativa Crítica e *Reynolds* da partícula.

Já os valores de *Reynolds* da partícula variaram no canal principal no período de águas altas de 45,18 a 14,46 e de 22,58 a 10,10 no canal secundário. No período de águas médias no canal principal, estes valores variaram de 18,15 a 10,28 e, no canal secundário, de 22,62 a 11,82. Os valores de *Reynolds* da partícula são maiores no período de águas altas no canal principal, já no canal secundário há pouca variação quanto ao *Reynolds* da partícula em ambos os períodos considerados. O Anexo 2 apresenta um resumo dos cálculos de tensão de atrito, tensão trativa crítica e *Reynolds* da partícula.

Conforme os resultados obtidos, a potência específica do canal e a tensão trativa crítica têm valores expressivos no canal principal. Baseado nestes resultados, pode-se afirmar que no canal principal a energia do fluxo é maior, ou seja, os processos de erosão e transporte são mais intensos em relação ao canal secundário.

Como visto anteriormente, o desenvolvimento da barra de soldamento é maior no canal secundário; isto pode estar ocorrendo devido à baixa potência específica do canal e à baixa tensão trativa crítica neste local. Segundo Sarma (2005) nos canais secundários e terciários do rio Brahmaputra, há grande deposição de sedimentos e maior desenvolvimento de barras, visto que nestes locais a potência específica do canal e tensão trativa crítica são baixas.

Para o presente estudo, a tensão trativa crítica (Equação 9) foi calculada a partir dos valores obtidos pela cálculo da tensão de atrito (Equação 6), que utiliza o valor do raio hidráulico em sua fórmula. Sendo assim, não há valor para o início do movimento das partículas sobre a feição estudada (barra), pois foi considerada a seção transversal. A fim de compreender a tensão de atrito sobre a barra de soldamento da ilha Santa Rosa, foi realizada uma análise baseada na caracterização a tensão de atrito em termos de velocidade média (Figura 50).

Através do coeficiente de determinação, R^2, que corresponde ao quadrado do coeficiente de correlação momento-produto de Pearson, foi possível verificar a correlação entre os valores de velocidade média e tensão de atrito. A escala coeficiente de determinação varia de 0 a 1, sendo zero nenhuma correlação entre as variações das variáveis em questão, e 1 a correlação perfeita. Conforme os resultados da amostragem e o tratamento dos mesmos, o coeficiente de determinação para a relação é de R^2= 0,675 = 67,5% (Figura 50); este valor tem um nível de correlação acima de 0,5, porém ainda não é satisfatória para conclusões definitivas. Uma melhor amostragem possivelmente fornecerá uma melhor correlação entre os parâmetros de velocidade e tensão de atrito.

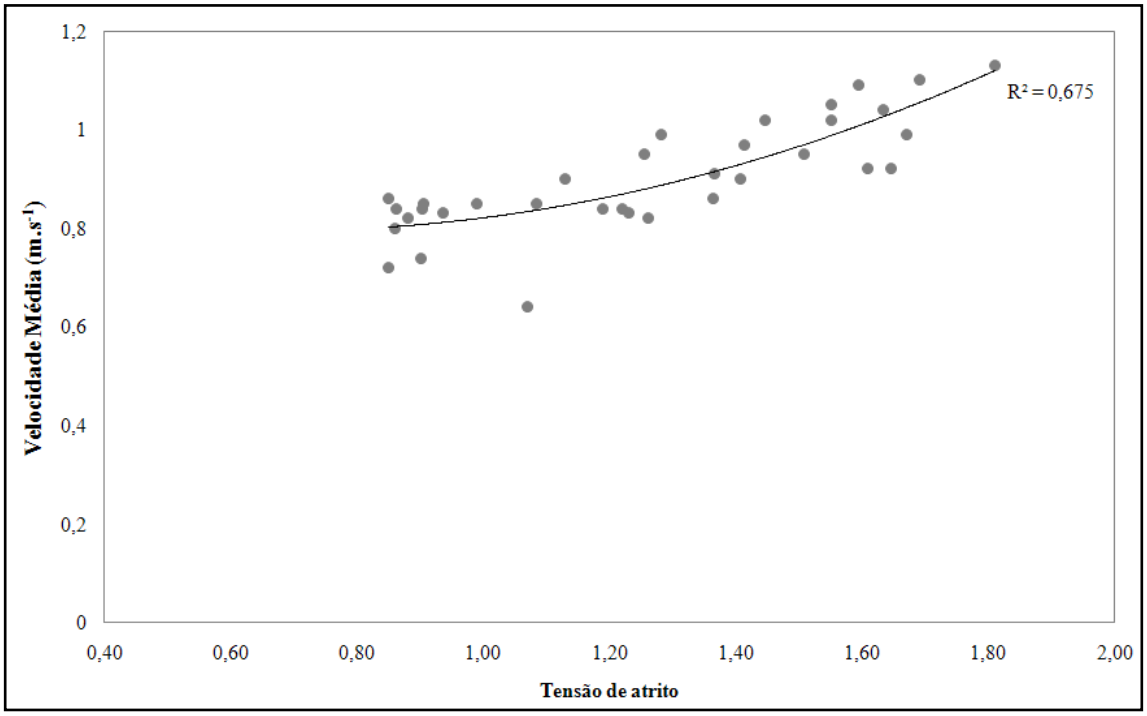


Figura 50 – Relação entre a tensão de atrito e velocidade média de todas as seções.

Sendo assim, 67,5% dos dados de velocidade e tensão de atrito têm correlação positiva. Conforme Julien (2002), as barras fluviais tendem a forma-se em canais em que a velocidade de fluxo é baixa e a tensão atrito esta próxima do movimento incipiente, da mesma forma como observado neste estudo.

Conforme verificado, os sedimentos de diâmetro médio a grosso estão sendo depositados na frente da ilha Santa Rosa e no canal secundário, mas não estão sendo removidos com a mesma intensidade, à baixa potência específica do canal e baixa tensão trativa crítica pode estar favorecendo está deposição. De acordo Frings (2008), as partículas finas são movimentadas com maior tensão de atrito que as partículas grossas, mas em uma mistura bimodal, as partículas finas são mais móveis, enquanto que nas partículas grossas a mobilidade é menor.

Manyari (2007) descreve dinâmica semelhante para rio Tocantins, trecho a jusante da Usina Hidroelétrica de Tucuruvi. Segundo o autor, há um aumento da potência específica do canal no período de cheia, que promove a movimentação dos sedimentos. O material tende a acumular apenas onde a tensão de arrastamento é baixa, como nas partes frontais de ilhas por exemplo, e em canais secundários e juntos às margens. Assim, as ilhas existentes vão se alongando e, ao mesmo tempo, diminuindo a sua área, enquanto que os canais menores vão sendo obstruídos pelo aumento das barras. A regulação do fluxo leva à perda da sinuosidade do talvegue, o que contribui para o entalhamento do leito e para uma mudança nos padrões de erosão e deposição no trecho a jusante da UHE Tucuruvi.

Ashworth et al. (2000), Khadkikar (2003) e Sarma (2005) descrevem que, para canais entrelaçados, a origem e o desenvolvimento das barras são causado pela amalgamação (superposição) de dunas em resposta à diminuição da profundidade; a cada novo evento de cheia, são depositados mais sedimentos, dando origem a novas barras, e gerando o processo de entrelaçamento do canal.

Segundo Souza Filho & Stevaux (1997), a origem das barras no alto rio Paraná se dá a partir de grandes ondas de areia (dunas) no canal principal, e de grandes dunas subaquosas nos canais secundários no período de cheias. Durante as cheias seguintes, o topo das barras sofre um retrabalhamento pela migração de ondulações e ou de mega ondulações. De acordo com a migração anual do talvegue, as barras vão sendo modificadas lateralmente por processos deposicionais e erosivos.

De acordo com Martins (2008), na área a jusante da UHE Porto Primavera houve aumento da textura do grão médio e uma redução no tamanho das dunas e na velocidade de deslocamento destas a partir de 1994. Estas modificações podem ser atribuídas a dois fatores: a retenção de sedimentos pelos reservatórios a montante, e a redução da velocidade média do fluxo e de eventos de inundação (magnitude menor). A combinação destes fatores contribui para o transporte seletivo de partículas finas e um acúmulo de material grosseiro, pois é difícil o transporte deste material pelo fluxo médio.

Diante do exposto, pode-se deduzir que a formação e manutenção da barra de soldamento da ilha Santa Rosa pode estar relacionada à redução da competência do fluxo. Conforme apresentado, a separação do fluxo, ocorrência de fluxos divergentes, baixa velocidade de fluxo e pouca profundidade, juntamente com baixa potência específica do canal e tensão trativa crítica, podem estar levando ao acúmulo de sedimentos na frente e ao redor da ilha Santa Rosa.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados evidenciam que, em função da presença da ilha Santa Rosa, juntamente com a barra de soldamento a montante, o canal do rio Paraná no trecho de estudo é dividido em setores (canais principal e secundário) com dinâmica hidráulica e sedimentar diferenciadas. As principais características referentes ao canal principal estão relacionadas ao fato de este conduzir a maior parcela da vazão e ser mais energético (maior potência especifica do canal e tensão de atrito), enquanto que o canal secundário apresenta valores inferiores nestes parâmetros.

A separação do fluxo em dois setores ainda condiciona a ocorrência de correntes secundárias divergentes ao fluxo principal, favorecendo a acumulação de sedimentos próximo à ilha Santa Rosa. Esse comportamento do fluxo já foi descrito de forma semelhante para o alto rio Paraná por Fujita (2006) e Martins (2008).

A morfologia da barra estudada está diretamente vinculada às flutuações de vazão do rio Paraná. Sob uma descarga elevada, a barra sofre um maior retrabalhamento morfológico; já sob um nível de descarga médio, a barra preserva parcialmente a sua forma. Infere-se que, seguindo este padrão, durante as águas baixas, a interferência do fluxo sobre a barra se reduz ainda mais.

As áreas que sofreram processos erosivos ocorrem próximo a locais mais profundos e de maior velocidade de fluxo; os setores em que ocorreram processos de deposição ou retrabalhamento são porções rasas, em que a velocidade do fluxo é menor.

O material de fundo na área estudada é predominante arenoso, exceto na região do ressaco em que há ocorrência silte e argila. Conforme relação obtida entre mediana da partícula (D_{50}) e seus 10% mais grossos (D_{90}), constatou-se que as partículas de diâmetro fino encontram-se distribuídas em locais de maior velocidade e profundidade (talvegue) em ambos os períodos analisados; as partículas de diâmetro médio a grosso no período de águas altas distribuem-se nos canais principal e secundário, e, no período de águas médias, este diâmetro foi encontrado em locais rasos (Canal Secundário-Barra e Canal Secundário).

Com base no cálculo de potência específica do canal e de tensão trativa crítica foi possível averiguar que os processos de erosão e de transporte são mais expressivos no canal principal em ambos os períodos de analisados. No canal secundário, estes valores são inferiores, ou seja, a importância da deposição neste canal é maior, levando ao maior desenvolvimento da barra neste canal.

Em síntese, presume-se que o local instalação da barra de soldamento da ilha Santa Rosa é uma região de deposição de sedimentos que resulta da baixa competência do fluxo em transportar determinada quantidade de material de fundo. Este processo de deposição na frente e ao redor da ilha ocorre devido à separação do fluxo, surgimento de correntes divergente, baixa velocidade de fluxo e pouca profundidade, favorecido também pela baixa potência específica do canal e tensão trativa crítica.

Por fim, espera-se que este trabalho tenha contribuído para o entendimento dos processos de formação, desenvolvimento e movimentação das barras fluviais, visto que os resultados e conclusões obtidas não encerram o assunto, pelo contrário, estimulam a execução de novos estudos. Ainda há a necessidade de se entender porque as bifurcações de canais criam dinâmicas hidrossedimentares tão distintas, pois em alguns casos, não há formação de barras fluviais nestas regiões (montante de ilha). È importante também a aplicação de outros métodos de calculo que possibilitem melhor discussão sobre os processos fluviais ocorridos em bifurcações de canais.

PERPECTIVAS FUTURAS

- Estender a área de estudo para trechos que não há barras fluviais, a fim de comparar os processos fluviais.
- Aplicar e comparar equações e/ou métodos de transporte de sedimentos na camada do leito – DuBoys (1879) a Yaung (1996) - para que possibilitem uma melhor discussão dos resultados.
- Avaliar a tensão de atrito em função dos valores extremos como instrumento de previsão.
- Utilizar os resultados para elaborar um modelo de amostragem mínima para obtenção de resultados semelhantes.
- Avaliar a morfologia da área estudada para verificações de tendências quanto à dinâmica dos processos fluviais.

REFERÊNCIAS

AMSLER, M. e PRENDES, H. Transporte de sedimentos y procesos fluviales asociados. In: Paoli, C., Schreider, M. (eds.) El Río Paraná en su tramo medio. Centro de Publicacions Universitarias, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina, 2000, pp. 233-306.

ASHWORTH, P. J.; BEST. J. L; RODEN, J. E; BRISTOW, C. S.; KLAASSEN, G. J., 2000. Morphological evolution and dynamics of a large, sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. Sedimentology, 2000, v. 47, pp 533-555.

BRIDGE, J. S. 2002. Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record. USA: Blackwell Publishing, 2002. 491p.

BORDAS, M. P. e SEMMELMANN, F. R. Elementos de engenharia de sedimentos. In: TUCCI, C. E. M. (Org.) Hidrologia: ciência e aplicação, Porto Alegre: ABRH, 1997, pp. 945-939.

CAMPOS, J. B. e SOUZA, M. C. Vegetação. In: VAZZOLER, A. E. A. M.; AGOSTINHO, A. A.; HAHNN, N. S. (Orgs.) A Planície de Inundação do Alto Rio Paraná: Aspectos Físicos, Biológicos e Socioeconômicos, Maringá: EDUEM, 1997, pp. 331-342.

CARVALHO, N. O. Hidrossedimentologia prática. Rio de Janeiro: CPRM, 1994. 372p.

CESP - COMPANHIA ENERGÉTICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. Publicação Eletrônica, 2008 Disponível em: < http://www.cesp.com.br>. Acesso em: 30 jul. 2008

CORREA, G. T. Arquipélago Floresta Japonesa. 2003. 70f. Tese (Doutorado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais), Universidade Estadual de Maringá, Maringá-PR.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia Fluvial: O Canal Fluvial. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 313 p.

CRISPIM, J.Q. Alterações na hidrologia do canal após a construção do reservatório a montante: O caso da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (Represa de Porto Primavera) rio Paraná, 2001. 22 f. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais) Universidade Estadual de Maringá, Maringá – PR.

DUBOYS, S. P. Le Rohne et les Rivieres a Lit Affoillable, 1879. Annales des Ponts et Chaussees, serie 5, v. 18, PP. 141-195.

FARIAS, L. G. Porto Rico - Praia fluvial Rio Parana, 2006. Fotografia Digital. Disponível em: < http://www.panoramio.com/photo/3351710>. Acesso em: 7 jul. 2009

FARIAS, L. G. Porto Rico - Praia fluvial Rio Parana - Vista da ilha, 2006. Fotografia Digital. Disponível em: <http://www.panoramio.com/photo/3351579>. Acesso em: 7 jul. 2009

FERNANDEZ, O.V.Q., SOUZA FILHO, E.E. Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no rio Paraná, 1995. Boletim Paranaense de Geociências. Curitiba. v.43, pp.161-171.

FERNANDEZ, O.V.Q. Mudanças no canal fluvial do rio Paraná e processos de erosão nas margens: Região de Porto Rico-PR. 1990. 96f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro – SP.

FORTES, E., STEVAUX, J.C., WOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the Upper Paraná River, Brazil. Geomorphology, 2005, v70, pp. 325-338.

FRINGS, R. M. Downstream fining in large sand-bed rivers Earth-Science Reviews, 2008, v. 87, pp. 39-60.

FUJITA, R.H. Estrutura tridimensional de fluxo do rio Paraná, na margem direita da ilha Óleo Cru. 2006. 34f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geografia), Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá, Maringá – PR.

GAMARO, P. G. II Curso de medidores de vazão acústico Doppler: Apostila módulo básico, 2006. ANA – Agência Nacional de Águas. 110 p

ITAIPU BINACIONAL, 1990. Estudo sobre a carga suspensa na bacia do rio Paraná no período de 1986-1988. Relatório Interno s/n. v. 2.

JULIEN, P. Y. Rivers Mechanics. USA: Cambridge University Press, New York, 2002. 456p.

KHADKIKAR, A. S. Bedform migration and bar evolution in a late Quaternary monsoon-influenced river, Guajarat, western India. Sedimentary Geology, 2003, v. 157, pp. 277-289.

KNIGHTON, D. Dowstream variation in stream power. Geomorphology, 1999, v. 29, pp. 293-306.

KOSTACHUK , R; BEST, J; VILLARD, P. PEAKALL, J; FRANKLIN, M. Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler. Geomorphology, 2004, v. 68, pp. 25-37.

MANYARI, V. W. Impactos ambientais a jusante de hidrelétricas, o caso da usina de Tucuruí, PA. 2007, 222f. Tese (Doutorado em Ciências em Planejamento Energético e Ambiental), Pós-Graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro- RJ.

MARTINS, D. P. Aménagements hydroélectriques et impacts sur la dynamique des flux d'eau et de sédiments. Le cas du haut Paraná, Brésil. 2008. 306f. Tese (Doutorado em Geografia), Ecole Doctorale Sciences Sociales, Université Lumière Lyon 2, Lyon – França.

MARTINS, D. P. Dinâmica das Formas de Leito e Transporte de Carga de Fundo no Alto Rio Paraná, 2004. 70f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá, Maringá-PR.

MEURER, M. Mapeamento Batimétrico de Reservatórios de Geração de Energia Elétrica, In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 10., 2003, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: UERJ, 2003. 10 p.

MOSS, G. & MOSS, M. Brasil das Águas: revelando o azul do verde e amarelo. Ed. Supernova, São Paulo, 2005, 158 p.

ORFEO, O. & STEVAUX, J.C. Hydraulic and morphological charcteristics of the middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil). Geomorphology, 2002, v. 44(3-4), pp. 309-322.

PAIVA, J.B.D.; PAIVA, E.M.C.D. Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas. Porto Alegre: ABRH, 2003. 628 p.

PETTS, G. E. Impounded Rivers: Perspectives for Ecological Management, Londres: Ed. John Wiley & Sons, 1984. 326p.

RDI, RD Instruments. Acoustic Doppler Solutions. Winriver - User's guide, Principles of operation moving bottom e Application note FSA-007. 2002. Disponível em: <http://www.rdinstruments.com>. Acesso em: 10 jan. 2008

ROBERTO, M. C. & THOMAZ, S. M. Fatores limnológicos e bióticos. In: PELD – Programa de Ecologia de Longa Duração. Relatório Anual do Sitio 6, 2006. NUPELIA – Núcleo de Pesquisas em Limnologia, Ictiologia e Aqüicultura. Universidade Estadual de Maringá, Maringá-PR. 5p.

ROCHA, P. C.; SOUZA FILHO, E. E. Interações dinâmicas entre os matérias do leito de um canal secundário com o principal no trecho multicanal do Alto Rio Paraná, Brasil. Revista Brasileira de Geomorfologia, 2005. Ano 6, v. 1, PP. 19-32.

ROCHA, P.C, Dinâmica dos canais no sistema Rio-Planície Fluvial do Alto Rio Paraná, nas proximidades de Porto Rico-PR. 2002. 171f. Tese (Doutorado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais) Universidade Estadual de Maringá, Maringá – PR.

ROCHA, P. C.; FERNANDEZ, O. V. Q.; SOUZA FILHO, E. E. Influência de Grandes Barragens Sobre o Regime Hidrológico do Rio Paraná em Guaíra-PR. In: Congresso Brasileiro de Geógrafos, 5, 1998. Curitiba. Anais... Curitiba: UFPR, 1998.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. V. B.; BUBA, H.; KISHI, R. T. MARONE, E.; LAUTERT, L. F. Hidrometria Aplicada. Curitiba: Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, 2001. 372p.

SANTOS, M. L. Faciologia e evolução de barras de canal do rio Paraná na região de Porto Rico-PR. 1991. 125f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro – SP.

SANTOS, M. L; STEVAUX, J. C. Facies and Architetural Analisys of Channel Sandy Macrophorms in the Upper Parana River. In.: Quaternary International, 2000, v. 72, pp. 87 – 94.

SANTOS, M. L.; FERNANDEZ, O. V. Q.; STEVAUX, J. C. Aspectos Morfométricos das Barras de Canal no Rio Paraná, trecho de Porto Rico. Boletim de Geografia de Maringá, 1992, pp. 11–24.

SARMA, J.N. Fluvial processes and morphology of the Brahmaputra River in Assam, India. Geomorphology, 2005, v. 70, pp. 226-256.

SILVA, R.C.V.; WILSON JR, G. Hidráulica Fluvial. v. II, Rio Janeiro: COPPE/UFRJ, 2005. 256 p.

SIMONS, D. B., RICHARDSON, E.V. Resistance to flow in alluvial channels, Professional Paper, 1966. P 0422-H, Washington: Ed. Geological Survey.

SHIELDS, A. Application of similarity principles and turbulence research to bedload movement, 1936. Technical Report. California Institute of Technology, Pasadena,CA, 47p.

SMITH, N. D. Some commentes or terminology of bars in shallow river. In: MIALL, A. D. (Ed.) Fluvial Sedimentology. Canadian Soc. of Petroleum Geologists, 1978, pp. 85-88.

SOUZA FILHO, E. E. & STEVAUX, J. C. O componente físico da Planície Alagável do Alto Rio Paraná In: PELD – Programa de Ecologia de Longa Duração. Relatório Anual do Sitio 6, 2000. NUPELIA – Núcleo de Pesquisas em Limnologia, Ictiologia e Aqüicultura. Universidade Estadual de Maringá, Maringá-PR.48p.

SOUZA FILHO, E. E. & STEVAUX, J. C. Geologia e geomorfologia do complexo Rio Baia, Curutuba e Ivinhema. In: VAZZOLER, A. E. A. M.; AGOSTINHO, A. A.; HAHNN, N. S. (Orgs.) A Planície de Inundação do Alto Rio Paraná: Aspectos Físicos, Biológicos e Socioeconômicos, Maringá: EDUEM, 1997. pp. 3 – 46.

SOUZA FILHO, E. E. Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná em Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR). 1993. 214f. Tese (Pós-Graduação Instituto de Geociências) Universidade de São Paulo, São Paulo – SP.

STEVAUX J. C.; MARTINS, D. P.; MEURER, M. Changes in regulated tropical rivers: The Paraná River downstream Porto Primavera dam, Brazil. Geomorphology, 2009, v. 113, pp. 230-238

STEVAUX, J.C., TAKEDA, A.M. Geomorphological processes related to density and variety of zoobenthic community of the upper Paraná river (Brazil). Geomorphology, 2002 , v. 129 pp. 109-129.

STEVAUX, J. C. O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação, e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR). 1993. 242f. Tese (Pós-graduação Instituto de Geociências), Universidade de São Paulo, São Paulo - SP

SUGUIO, K. Introdução e sedimentologia. São Paulo: Edgard Blücher, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1973. 317p.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J.J. Ambientes Fluviais. Santa Catarina: Universidade Federal de Santa Catarina. 1990. 183 p.

YANG, C.T. Sediment Transport: Theory and Practice, 1996. McGraw-Hill Book Company, Inc, New York. 396 p.

ANEXOS

Anexo A - Características hidráulicas obtidas pelo ADCP.

Seções	Largura seção (m)	Velocidade ($m.s^{-1}$)	Vazão ($m^3.s^{-1}$)	Direção (°)
1a	1.376,95	1,09	12.678,62	181,02
2a	1.460,44	1,05	12.300,67	185,58
3a	1.626,19	0,95	12.008,15	185,21
3b	1.673,89	0,83	6.714,04	190,7
4a	1.709,61	0,97	12.177,20	182,78
4b	1.662,38	0,85	6.840,05	185,02
5a	986,05	0,92	8.187,43	188,05
5b	940,73	0,84	4.578,03	187,8
6a	946,5	0,99	8.060,08	181,9
6b	756,07	0,9	4.844,69	178,43
7a	743,09	1,13	8.044,61	171,86
7b	780,12	0,86	4.690,78	183,9
8a	804,42	1,1	7.960,35	181,28
8b	816,25	0,92	4.896,71	185,19
9b	926,12	0,83	4.723,73	175,16
10b	920,54	0,82	4.696,83	170,78
11a	936,23	1,04	7.849,13	174,62
11b	780,12	0,84	4.703,05	167,96
12a	1.635,08	1,02	12.229,68	179,02
12b	1.701,39	0,85	7.001,58	169,33
13a	508,92	1,02	4.028,68	184,42
13b	580,96	0,84	2.197,52	173,96
14b	617,86	0,86	2.245,29	179,97
15b	583,76	0,82	2.171,77	173,52
16a	662,41	0,95	4.220,88	185,08
16b	653,83	0,85	2.645,44	183,01
17b	675,05	0,74	2.188,03	179,3
18a	636,5	0,91	4.234,96	179,04
18b	690,59	0,72	2.155,23	189,09
19a	593,33	0,99	4.163,43	181,05
19b	613,92	0,8	2.221,19	184,19
20a	687,38	0,9	4.201,62	176,45
20b	571,57	0,84	2.125,82	185,41
21b	522,11	0,64	2.155,84	179,75

(a) Campanha de 2007 e (b) Campanha de 2009.

Anexo B – Síntese dos parâmetros de resistência ao movimento.

Seções	Tensão de atrito	Tensão Trativa Crítica	Reynolds da partícula
1a	1,59	0,34	21,64
2a	1,55	0,33	21,21
3a	1,51	0,45	14,81
3b	0,94	0,26	12,74
4a	1,41	0,42	14,56
4b	0,99	0,28	12,76
5a	1,65	0,27	27,67
5b	1,19	0,29	16,34
6a	1,67	0,44	17,56
6b	1,41	0,54	11,06
7a	1,81	0,32	27,45
7b	1,36	0,4	14,5
8a	1,69	0,18	45,18
8b	1,61	0,49	15,01
9b	1,23	0,48	10,28
10b	1,26	0,41	12,57
11a	1,63	0,29	26,15
11b	1,22	0,41	11,72
12a	1,55	0,49	14,16
12b	1,08	0,22	18,15
13a	1,45	0,55	11,43
13b	0,86	0,14	20,08
14b	0,85	0,14	20,42
15b	0,88	0,25	11,82
16a	1,26	0,25	20,31
16b	0,91	0,22	14,04
17b	0,9	0,24	12,73
18a	1,37	0,26	22,21
18b	0,85	0,15	18,77
19a	1,28	0,23	22,58
19b	0,86	0,2	14,64
20a	1,13	0,43	10,1
20b	0,9	0,17	17,83
21b	1,07	0,18	22,62

(a) Campanha de 2007 e (b) Campanha de 2009.