

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO MESTRADO EM GEOGRAFIA**

AGUINALDO SILVA

PADRÕES DE CANAL DO RIO PARAGUAI NA REGIÃO DE CÁCERES-MT

MARINGÁ

2006

AGUINALDO SILVA

PADRÕES DE CANAL DO RIO PARAGUAI NA REGIÃO DE CÁCERES – MT

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Estadual de Maringá, como requisito para obtenção do título de “Mestre em Geografia”.

Orientador:
Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho

Co-orientadora:
Prof^ª. Dr^ª. Sandra Baptista Cunha

MARINGÁ

2006

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
(Biblioteca Central - UEM, Maringá - PR., Brasil)

S586p Silva, Aguinaldo
Padrões de canal do Rio Paraguai na Região de Cáceres-MT / Aguinaldo Silva. - Maringá, PR : [s.n.], 2005.
79 f. : il.

Orientador : Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho

Co-orientadora Prof. Dr. Sandra Baptista Cunha
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Maringá. Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2006.

1. Rio Paraguai Superior - Cáceres, MT - Padrões de canal - Características. 2. Rio Paraguai Superior - Cáceres, MT - Dinâmica fluvial. 3. Rio Paraguai Superior - Cáceres, MT - Planície de inundação - Características. 4. Rio Paraguai Superior - Cáceres, MT - Erosão marginal. 5. Rio Paraguai Superior - Cáceres, MT - Padrões de canal - Classificação. 6. Geomorfologia fluvial. I. Universidade Estadual de Maringá. Programa de Pós-Graduação em Geografia. II. Título.

CDD 21.ed. 551.483
551.41

“PADRÕES DE CANAL DO RIO PARAGUAI NA REGIÃO DE CÁCERES - MT”

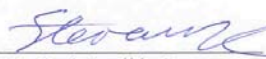
Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (Mestrado) da Universidade Estadual de Maringá como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental.

Aprovada em 20 de janeiro de 2006.

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho
(presidente – orientador)
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. José Candido Stevaux
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. Mario Luis Assine
Universidade Estadual Paulista – Rio Claro

*Dedico este trabalho a minha **família**,
o alicerce para superação de todos os
obstáculos, e em especial ao meu filho
Raphael, o meu grande incentivador.*

AGRADECIMENTOS

A **Deus**, pela presença em toda minha vida, me dando condições, sabedoria e muita paciência para realização deste trabalho.

Ao professor e pesquisador **Dr Edvard Elias de Souza Filho**, pela confiança, paciência, amizade e orientação para o desenvolvimento desta pesquisa.

A professora **Dr^a Sandra Baptista Cunha**, pela amizade e orientação na realização desta pesquisa.

A professora **Sandra Neves** e ao professor **Ronaldo** do Departamento de Geografia da Unemat, pelo apoio, amizade e parceria construída ao longo deste trabalho.

Ao professor **Dr Manoel**, pela amizade, orientação e principalmente pelo acompanhamento nos trabalhos de campo e também pela oportunidade oferecida nos trabalhos de campo realizado no rio Ivaí, sobre a sua orientação.

Aos professores do Departamento de Geografia da Universidade do Estado de Mato Grosso, em especial à **Célia, Josefa, Patrícia, Rosália, Antonio Carlos**.

A direção das Escolas Estaduais Marechal Rondon e Bertoldo Freire, em especial as professoras **Léia Junqueira e Elisete**.

A professora **Carla Madureira** do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio Janeiro, pelo apoio e disponibilidade do **Laboratório Grupo Espaço de Sensoriamento Remoto**.

Ao professor **Dr José Cândido Stevaux**, pela orientação, pelos empréstimos de materiais que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho e ao professor **Nelson Gasparetto**.

A Geógrafa **Maria de Moraes** (Laboratório de Sedimentologia – GEMA), pelo apoio e orientação na análise dos dados de campo e pela amizade e respeito adquirido ao longo deste tempo.

Ao **GEMA** (Grupo de Estudos Multidisciplinares do Meio Ambiente – UEM – Universidade Estadual de Maringá) pela utilização das instalações e equipamentos e aos professores e funcionários do Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Em especial a **Márcia da Rocha Bubena**, pelo carinho, amizade, atenção e por estar ao meu lado neste momento.

A **Saete, João e Márcia**, funcionários da Biblioteca do **NUPÉLIA**, pelo apoio e amizade.

Ao engenheiro **Adilson Reis**, pelo incentivo e empréstimo de materiais.

A Administração da **Hidrovia Paraguai-Paraná** (Ahipar), Capitânia dos Portos de Cáceres, ao IBAMA, Agência Nacional de Água, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais e a Engesat.

Aos meus **amigos** Davi, Alzira, Cida, Carolina, Eduardo Lino, Antonio Claudemir, Luiz, Sidney, Pollyana, Fabrício, Maurício, Débora, Marta, Orlando, Ericson, Eduardo Moraes, Harumi, Hiran e José Luís.

Ao **Governo do Estado de Mato Grosso**, através da Secretaria de Educação pela concessão de afastamento remunerado, que me propiciou condições para a realização desta pesquisa.

RESUMO

A bacia do rio Paraguai Superior vem sendo alvo de ocupação intensa nos últimos anos e seu canal tem sofrido modificações em sua dinâmica. Esta pesquisa teve como objetivo a caracterização do padrão de canal do segmento do rio Paraguai situado entre o rio Cabaçal e o Morro Pelado, na região de Cáceres (MT). Para isso foram realizadas análises abordando a morfometria do canal, a morfologia da planície e a tipologia das barras fluviais, erosão marginal. A análise morfométrica, a observação das formas da planície e os perfis realizados nas barras fluviais demonstraram que o canal possui dois segmentos com diferentes padrões. O segmento superior possui alta sinuosidade (1,7), alta razão largura-profundidade (126), barras em pontal e transversais, e sua planície é marcada por lagoas do tipo meandro abandonado, o que aponta para um canal meandrante com algumas características de canal entrelaçado. O segmento inferior possui baixa sinuosidade (1,2), alta razão largura-profundidade (153), e barras transversais, indicativos de canais entrelaçados. Contudo, sua planície possui formas de rompimento de diques marginais associadas a lagoas alongadas, típicas de sistemas anastomosados. Os estudos de erosão marginal demonstraram que o canal apresenta mobilidade relativamente alta e em ambos segmentos (2,3 m/ano). Os dados de potência específica da corrente permitiram classificar o canal em Cáceres como de baixa energia (2,2 j/sm²). O quadro sugere que o sistema está sendo modificado e que a ocupação das vertentes proporcionou maior aporte detrítico no sistema e o excesso de carga pode transformar o rio em um canal entrelaçado, por meio de um processo de ajuste iniciado de jusante para montante.

Palavra-chave: Padrões de canal, dinâmica fluvial, rio Paraguai Superior.

ABSTRACT

The High Paraguay River Basin has been intensively occupied since the 1970 years and its channel dynamic has been changing. The aim of this study was to characterize the channel pattern of the Paraguay River between Cabaçal River and Morro Pelado in Cáceres area (MT). Therefore, analyses on the morphometry of the channel, the morphology of the plain and the typology of the fluvial bars, marginal erosion, were carried out. The morphometric analysis, the observation of the plain shapes, and the profiles performed in the fluvial bars showed that such channel presents two segments with different pattern. The upper segment has a high sinuosity (1.7), high width-depth ratio (126), point bars and transversal bars, and its floodplain is characterized by oxbow lakes, what indicates a meandering channel with some characteristics of a braided channel. The lower segment has a low sinuosity (1.2), high width-depth ratio (153), and transversal bars what indicates a braided channel. However, this floodplain show crevasse splay associated to elongated lagoons, which are typical of anastomosed systems. Considering the bank erosion, the channel showed a relatively high mobility in both segments (2,3 m/y). The data regarding the stream specific power allowed us to classify the entire channel as having low energy (2,2 j/s.m²). The analysis suggest that the system has been modified, as well as the fluvial adjustment was initiated from downstream to upstream, and that the occupation of the slopes provides a greater detritus contribution to the system, and the excess of bed load may transform the river into a braided channel.

Key words: channel pattern, fluvial dynamics, High Paraguay River

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1-	RELEVO DA BACIA DO RIO PARAGUAI.....	1
FIGURA 2-	LOCALIZAÇÃO E IMAGEM DA ÁREA DE ESTUDO.....	4
FIGURA 3-	PARTE DA BACIA DE DRENAGEM DO RIO PARAGUAI SUPERIOR.....	8
FIGURA 4-	RELEVO DA DEPRESSÃO DO ALTO PARAGUAI.....	10
FIGURA 5-	RELEVO DO PLANALTO DE TAPIRAPUÃ.....	11
FIGURA 6-	RELEVO DO PLANALTO DO JAURU – RIO BRANCO.....	12
FIGURA 7-	RELEVO DA ÁREA DE OCORRÊNCIA DE COLINAS DE TOPO PLANO.....	13
FIGURA 8-	RELEVO DA ÁREA DE OCORRÊNCIA DO PEDIPLANO INUMADO.....	14
FIGURA 9-	IMAGENS LANDSAT 5 DA PARTE DA BACIA DO RIO PARAGUAI SUPERIOR....	16
FIGURA 10-	DÉBITO MÁXIMO E MÍNIMO ANUAL NA ESTAÇÃO CÁCERES.....	19
FIGURA 11-	DÉBITO MÁXIMO E MÍNIMO ANUAL NA ESTAÇÃO DESCALVADOS.....	19
FIGURA 12-	VAZÃO DIÁRIA DA ESTAÇÃO CÁCERES.....	20
FIGURA 13-	VAZÃO DIÁRIA DA ESTAÇÃO DESCALVADOS.....	20
FIGURA 14-	RELEVO E IMAGEM DA ÁREA PRÓXIMA AO MORRO PELADO.....	21
FIGURA 15-	VAZÃO MÉDIA MENSAL NA ESTAÇÃO FLUVIOMÉTRICA DE CÁCERES.....	22
FIGURA 16-	VAZÃO MÉDIA MENSAL NA ESTAÇÃO FLUVIOMÉTRICA DESCALVADOS....	23
FIGURA 17-	PRECIPITAÇÃO MÉDIA DE LONGO TERMO NA BACIA DO ALTO PARAGUAI..	24
FIGURA 18-	CONCENTRAÇÃO DE SÓLIDOS EM SUSPENSÃO.....	35
FIGURA 19-	DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS DEPÓSITOS DE FUNDO.....	36
FIGURA 20-	ÍNDICE DE SINUOSIDADE DOS SEGMENTOS.....	37
FIGURA 21-	PERFIL TRANSVERSAL DO SEGMENTO SUPERIOR.....	39
FIGURA 22-	PERFIL TRANSVERSAL DO SEGMENTO INFERIOR.....	40
FIGURA 23-	LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS TRANSVERSAIS.....	41
FIGURA 24-	BARRA EM PONTAL SEGMENTO SUPERIOR.....	42
FIGURA 25-	SEÇÃO TRANSVERSAL BARRA EM PONTAL NO SEGMENTO SUPERIOR.....	42
FIGURA 26-	BARRAS TRANSVERSAIS DO SEGMENTO SUPERIOR.....	43
FIGURA 27-	BARRAS TRANSVERSAIS DO SEGMENTO INFERIOR.....	43
FIGURA 28-	SEÇÃO LONGITUDINAL DE PARTE SEGMENTO INFERIOR.....	43
FIGURA 29-	LENDES DE AREIA ARGILOSA EM DEPÓSITOS DE DIQUE MARGINAL.....	45
FIGURA 30-	FEIÇÕES DA PLANÍCIE NO SEGMENTO SUPERIOR E INFERIOR.....	46
FIGURA 31-	PERFIL MARGEM DIREITA APÓS A FOZ DO RIO JAURU.....	46
FIGURA 32-	PERFIL MARGEM ESQUERDA BARRANCO VERMELHO.....	47
FIGURA 33-	PERFIL MARGEM DIREITA BAÍA DAS ÉGUAS, SEGMENTO INFERIOR.....	47
FIGURA 34-	PERFIL MARGEM ESQUERDA PARATUDAL, SEGMENTO INFERIOR.....	48
FIGURA 35-	MODELO EXPONENCIAL DA TAXA DE EROSIÃO, VELOCIDADE DE FLUXO E PORCENTAGEM DE ARGILA, SILTE DAS MARGENS.....	49

FIGURA 36-	FORMAS EROSIVAS OBSERVADAS NO RIO PARAGUAI, SEGMENTO SUPERIOR.....	52
FIGURA 37-	PROCESSO EROSIVO E SEDIMENTAR DO SEGMENTO SUPERIOR.....	54
FIGURA 38-	PROCESSO EROSIVO E SEDIMENTAR DO SEGMENTO INFERIOR.....	55

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 -	ELEMENTOS AMBIENTAIS NOS DOIS COMPARTIMENTOS MORFOLÓGICOS DO CORREDOR FLUVIAL.....	5
TABELA 2 -	ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS ANALISADAS.....	18
TABELA 3 -	VALORES EXTREMOS DOS NÍVEIS FLUVIOMÉTRICOS E DA NAS ESTAÇÕES DE CÁCERES E DESCALVADOS.....	25
TABELA 4 -	GRADIENTE HIDRÁULICO ENTRE CÁCERES E DESCALVADOS.....	26
TABELA 5 -	VELOCIDADES MÉDIAS DE FLUXO NAS ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS DE CÁCERES E DESCALVADOS.....	27
TABELA 6 -	VELOCIDADES MENSURADAS AO LONGO DO RIO PARAGUAI/CÁCERES – PERÍODO SECO.....	27
TABELA 7 -	VELOCIDADES MENSURADAS AO LONGO DO RIO PARAGUAI/CÁCERES – PERÍODO ÚMIDO.....	28
TABELA 8 -	POTÊNCIA DA CORRENTE E POTÊNCIA ESPECÍFICA DA CORRENTE NA SEÇÃO DE CÁCERES.....	31
TABELA 9 -	POTÊNCIA DA CORRENTE E POTÊNCIA ESPECÍFICA DA CORRENTE NA SEÇÃO DE CÁCERES.....	32
TABELA 10 -	TRANSPORTE DE SEDIMENTOS SUSPENSOS EM CÁCERES-MT.....	33
TABELA 11 -	COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS MARGENS DO SEGMENTO INFERIOR.....	48
TABELA 12 -	TAXA EROÇÃO E DEPÓSICÃO DO SEGMENTO SUPERIOR E INFERIOR.....	54
TABELA 13 -	AVALIAÇÃO DO RECUO DA MARGEM DIREITA E DE SUA TAXA ANUAL E DO AVANÇO DA MARGEM ESQUERDA E DE SUA TAXA.....	55
TABELA 14 -	VALORES DE RECUO DA MARGEM EM DIFERENTES PONTOS DO RIO PARAGUAI SUPERIOR, OBTIDO PELO MÉTODO DE PINOS.....	56
TABELA 15 -	CARACTERÍSTICAS DOS PADRÕES DE CANAIS DEPOSICIONAIS.....	58
TABELA 16 -	DADOS RELATIVOS AS CARACTERÍSTICAS DINÂMICAS E MORFOLÓGICAS DOS SEGMENTOS ESTUDADOS.....	60

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	3
2 METODOLOGIA.....	5
3 BACIA DO RIO PARAGUAI SUPERIOR	7
4 CARACTERÍSTICAS DO CANAL FLUVIAL	16
4.1 REGIME DE DÉBITOS.....	17
4.1.1 Variação do Nível das Águas	25
4.2 VELOCIDADE DE FLUXO.....	25
4.3 POTÊNCIA DA CORRENTE	28
4.4 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	32
4.5 SINUOSIDADE DO CANAL	36
4.6 FORMA DA SEÇÃO TRANSVERSAL E RELAÇÃO LARGURA PROFUNDIDADE	37
4.7 TIPOLOGIA DAS BARRAS.....	41
5 CARACTERÍSTICAS DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO.....	44
6 EROSÃO MARGINAL.....	49
7 CLASSIFICAÇÃO DOS PADRÕES DE CANAL.....	57
8 CONCLUSÃO.....	61
REFERÊNCIAS	62

1 INTRODUÇÃO

O rio Paraguai possui 2.612 km de extensão, nasce no Planalto Central, na Serra do Araporé (conhecida por Serra das Pedras de Amolar) e deságua no rio Paraná próximo a Corrientes, na Argentina. Sua bacia de drenagem totaliza 1.095.000 km², compreende os Estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul e parte dos territórios da Bolívia, do Paraguai e da Argentina (ANA, 2004). O rio e seus afluentes percorrem uma extensa área de planície (Figura 1) e são extremamente importantes na manutenção das características dos pantanais-matogrossenses.

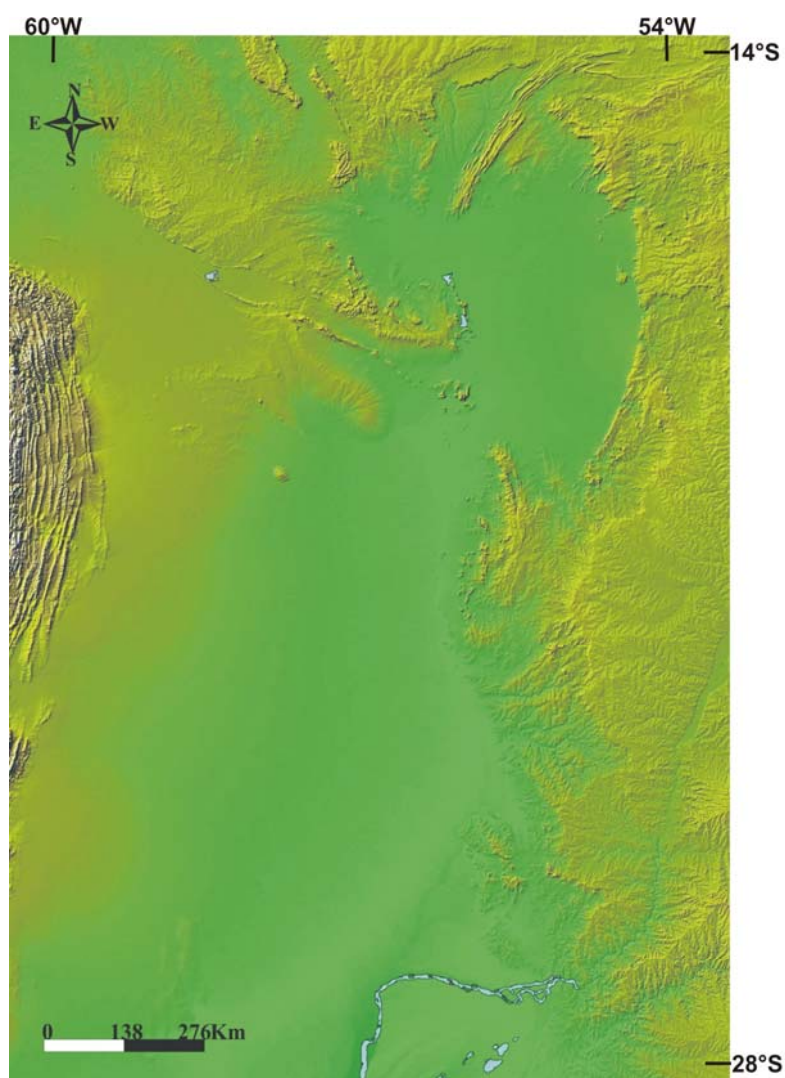


Figura 1 - Representação do Relevo da Bacia do Rio Paraguai (as cores em verde representam as áreas mais baixas e as cores em marrom as mais altas).

Mesmo sendo um rio de planície, o rio Paraguai pode ser dividido em quatro segmentos distintos: Paraguai Superior, Alto Paraguai, Médio Paraguai e Paraguai Inferior, de acordo com o IBGE (1977).

O Paraguai Superior é o segmento compreendido entre as suas nascentes e a foz do rio Juru. O Alto Paraguai compreende o segmento entre o rio Juru e a foz do rio Apa, que abrange toda a área do Pantanal Mato-grossense. O Médio Paraguai desenvolve-se a partir da foz do rio Apa até Ita-Pirú (Lomas Valentinas). Por fim, o Paraguai inferior corresponde ao segmento entre Ita-Pirú e sua foz, no rio Paraná.

A parte superior do Alto Paraguai, especificamente o intervalo entre a foz do rio Juru e a Boca do Bracinho é caracterizada por um segmento em que o canal e a planície fluvial estão bem definidos, à semelhança do Paraguai Superior, enquanto que o restante do curso do Alto Paraguai desenvolve-se na área do Pantanal. Por essa razão todo o segmento a montante da Boca do Bracinho será aqui considerado como Paraguai Superior.

Os estudos relativos ao rio Paraguai Superior não são abundantes e em sua maior parte a abordagem é regional, como é o caso do levantamento dos recursos naturais das folhas Cuiabá (SD.21) e Corumbá (SE.21) (RADAMBRASIL, 1982) e do Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai-Pantanal (PCBAP, 1997), cujo objetivo era a realização de um levantamento das potencialidades e riscos da Bacia do Alto Paraguai. O único trabalho que abordou a geomorfologia do rio foi o de Souza (2004), que realizou um estudo do canal fluvial, no segmento entre Cáceres e a Estação Ecológica Taiamã, abordando a dinâmica do corredor fluvial.

Por outro lado, a região do rio Paraguai Superior vem sofrendo uma transformação econômica em decorrência da pecuária, do turismo e da implantação da hidrovía Paraguai-Paraná. A intensificação da pecuária vem modificando o uso do solo na bacia, na medida em que substitui a vegetação natural por pastagens, o incremento do turismo vem aumentando o uso de embarcações rápidas no rio e a utilização do rio para transporte de produtos agrícolas tem exigido a dragagem de vários pontos do canal fluvial.

As modificações do uso do solo das vertentes podem alterar o aporte de sedimentos no sistema, as embarcações rápidas aumentam a incidência de ondas no canal e a implantação da hidrovía pode vir a modificar as características do rio. O problema fundamental é que tais modificações estão sendo feitas sem que o segmento fluvial seja suficientemente conhecido para que haja um planejamento que permita a minimização dos

seus efeitos sobre o sistema fluvial. Tal situação é agravada pelo fato do segmento ser um importante contribuinte do Pantanal Matogrossense, situado logo a jusante da região.

A importância ambiental do sistema, as modificações que a bacia vem sofrendo, a escassez de informação a respeito das características do rio justificam a necessidade da realização de estudos que permitam um adequado conhecimento da região, para subsidiar o planejamento para um desenvolvimento sustentado.

Por essas razões o objetivo desse trabalho é caracterizar os padrões de canal do rio Paraguai Superior no segmento compreendido entre a foz do rio Cabaçal e o Morro Pelado (Figura 3). Uma vez que o padrão de canal sintetiza os aspectos morfológicos e dinâmicos de um curso, os objetivos específicos envolvem a obtenção de dados relativos à caracterização do regime de débitos, velocidade de fluxo, transporte sedimentar, morfologia do canal e da planície fluvial, tipologia das barras fluviais e mobilidade do canal.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada na região de Cáceres, Estado de Mato Grosso e compreende o segmento localizado entre a foz do rio Cabaçal e a área do Morro Pelado, entre as coordenadas $15^{\circ}45'00''$ – $16^{\circ}35'00''$ de latitude sul e $57^{\circ}40'00''$ – $58^{\circ}15'00''$ de longitude oeste (Figura 2).

O corredor fluvial delimitado para área de estudo abrange o canal fluvial e a planície do Alto Paraguai. O conjunto constitui um complexo sistema, condicionado pela vasta planície sedimentar com inundações periódicas, topografia plana, cotas variando de 90 a 120 metros de altitude e formada por solos hidromórficos em sua maioria. A área de planície é uma das poucas que se encontram ainda pouco ocupadas pela atuação antrópica.

A área de pesquisa abrange a parte média superior e inferior do rio Paraguai Superior. Os aspectos físicos de ambos os segmentos estão expostos de forma sintética na Tabela 1.

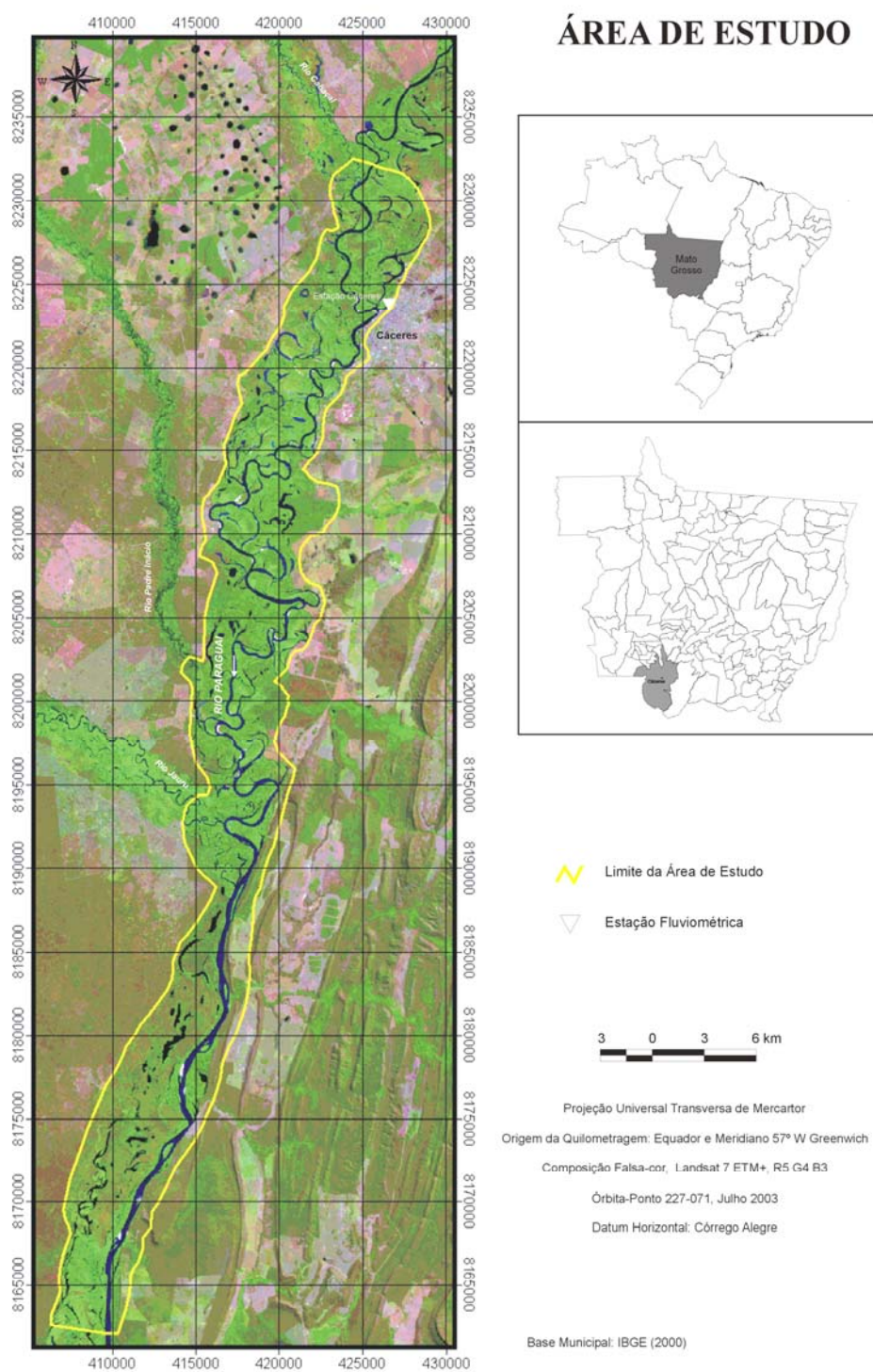


Figura 2 - Localização e imagem da área de estudo

Tabela 1 - Elementos Ambientais nos dois compartimentos morfológicos do corredor fluvial.

<i>Segmento</i>	<i>Geologia</i>	<i>Geomorfologia</i>	<i>Bacias Contribuintes</i>	<i>Classes de Solos</i>	<i>Cobertura Vegetal</i>	
Superior	- Sedimentos da Formação Pantanal - Arenitos da Formação Raizana	- Planície Fluvial	- rio Cabaçal			
			- Córrego Sangradouro		- Contato de Floresta Estacional	
			- Córrego do Junco	- Gleissolo	- Savana	
			- Córrego Sovaco	Háplico Tb	- Savana Parque	
			- Córrego Facão	Eutrófico	Associada a Áreas Pantanaís	
			- Córrego Retiro		- Floresta Aluvial	
			- Córrego Padre Inácio			
			- rio Jauru			
						- Contato de Floresta Estacional-Savana
						- Savana Parque Associada a Áreas Pantanaís
Inferior	- Sedimentos da Formação Pantanal - Arenitos da Formação Raizana	- Planície Fluvial - Pantanal Corixo Grande Jauru- Paraguai	- rio Jauru Velho		- Floresta Aluvial	
			- Córrego Espinhal	- Gleissolo	- Savana	
			Comprido	Háplico Tb	Arborizada com Floresta de Galeria	
			- Córrego Alpercatas	Eutrófico	- Formações Justafluviais ou Savana Gramínea	
					- Savana Parque (Savana Florestada)	

Fonte - PCBAP - Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (1997), (modificado)

2 METODOLOGIA

Entre as vantagens em adotar a bacia hidrográfica como unidade de estudo, encontra-se a possibilidade de considerá-la como um sistema e que como tal, analisá-la como um sistema aberto. Rice (1983) ao referir-se à bacia hidrográfica, segundo o modelo

de análise sistêmica adotada nos estudos geomorfológicos, diz que esta é “um sistema em que se produz um constante ganho e perda, tanto de massa como de energia”.

Schumm (1977) apud Knighthon (1998) afirma que “o sistema fluvial pode ser considerado como qualquer sistema físico ou histórico”. O primeiro enfoca o funcionamento do sistema, normalmente por curtos intervalos de tempo, enquanto o segundo age mais diretamente como tendências evolutivas. Significa que as mudanças que se processam no sistema ocorrem ao longo de variações da escala temporal. Podemos assim concluir, que o sistema fluvial é um sistema físico com uma história.

Um rio e sua bacia de drenagem podem ser considerados como um sistema geomórfico. Por essa abordagem o sistema fluvial consiste em uma estrutura de inteiração de processos e formas que executa a elaboração da paisagem e é mantida pela entrada, transferência e saída de energia e matéria. A bacia de drenagem representa a zona de entrada onde ocorre a captação da água e a produção de sedimentos, a rede hidrográfica é a zona responsável pela transferência da água e dos sedimentos e a foz é a zona de saída do sistema (SOUZA FILHO, 1993).

De acordo com os autores (RICE, 1983; KNIGHTON, 1998; SOUZA FILHO, 1993), as três zonas do sistema fluvial possuem características dinâmicas e morfológicas particulares cujas propriedades dependem do tempo de evolução do sistema, do relevo inicial, das características litológicas e tectônicas do substrato, do clima atuante, da vegetação, do relevo acima do nível de base, da morfologia das vertentes, do padrão de drenagem, da carga sedimentar e da descarga fluvial.

O padrão de canal que um segmento fluvial exhibe é o resultado da inteiração de todas as variáveis mencionadas. Por essa razão esta pesquisa buscou a caracterização da bacia de drenagem e posteriormente a caracterização dos aspectos dinâmicos e morfológicos do segmento estudado.

Para Kellerhald, Church e Bray (1976) e Dietrich (1985) as características da calha estão, em sua maioria, associadas aos processos de erosão e deposição. As características do canal, a tipologia das barras e a morfologia da planície dependem do padrão do canal em que elas ocorrem (FISK, 1944, 1947; LEOPOLD e WOLMAN, 1957; MIAL, 1978, 1985; SELLEY, 1978; FRIEDMAN e SANDERS, 1978; WALKER e CANT, 1979; COLLINSON, 1986), visto que canais de diferentes padrões resultam de processos de erosão, transporte e sedimentação distintos.

Para análise do padrão de canal do rio Paraguai Superior, utilizou-se as características de canais deposicionais apresentadas pelos seguintes autores Miall, 1997; Richards, 1982; Nanson e Crooke, 1992 e Souza Filho, 1993.

A dinâmica fluvial foi analisada a partir de informações disponíveis na literatura, nas séries históricas das estações fluviométricas disponíveis na área e por levantamentos de campo. A morfologia do canal e da planície fluvial foi obtida a partir de dados bibliográficos, dados disponibilizados pela Administração da Hidrovia Paraguai - Paraná, por análise de imagens orbitais e por levantamento de campo. Os estudos sobre mobilidade do canal foram feitos por meio do cruzamento de imagens de satélites Landsat 5 de 1984 e Landsat 7 de 2003.

3 BACIA DO RIO PARAGUAI SUPERIOR

O segmento aqui denominado Paraguai Superior possui 432 quilômetros de extensão e drena uma área superior a 48 450 km² (DNOS, 1974). A bacia de drenagem tem forma assimétrica e os afluentes da margem direita são mais longos que os da margem esquerda. Pela margem direita os principais tributários são os rios dos Bugres, Sepotuba (Tenente Lira), Cabaçal e o Jauru. Na Figura 3 pode ser observado os principais afluentes e a localização da área de estudo numa visão regional.

O clima da região de Cáceres caracteriza-se como Tropical com duas estações bem definidas (seca no inverno e úmida no verão), com temperatura média anual de 25° C. A precipitação média anual é de 1.323 mm e na bacia de 1.396 mm/ano. O período de janeiro a março é o mais úmido, com média histórica de 200,83 mm e o período entre setembro e outubro é o de maior índice de radiação solar, com temperatura média de 25,1°C e 27,1°C e de mais baixa precipitação, com média de 51,55 mm e 82,15 mm.

A disposição da bacia é condicionada pelo substrato geológico. As nascentes do rio Paraguai estão situadas em área cratônica do Complexo Xingu (Pré-Cambriano Médio a Inferior), o curso principal está situado sobre o limite entre a Zona Externa e a Zona de plataforma da faixa Paraguai e ocupa a parte mais baixa de um amplo sinclinal assimétrico com flancos com mergulhos suaves para leste em sua margem direita e com mergulhos acentuados para oeste em sua margem esquerda (ALMEIDA, 1964a; ALVARENGA e TROMPETTE, 1993).

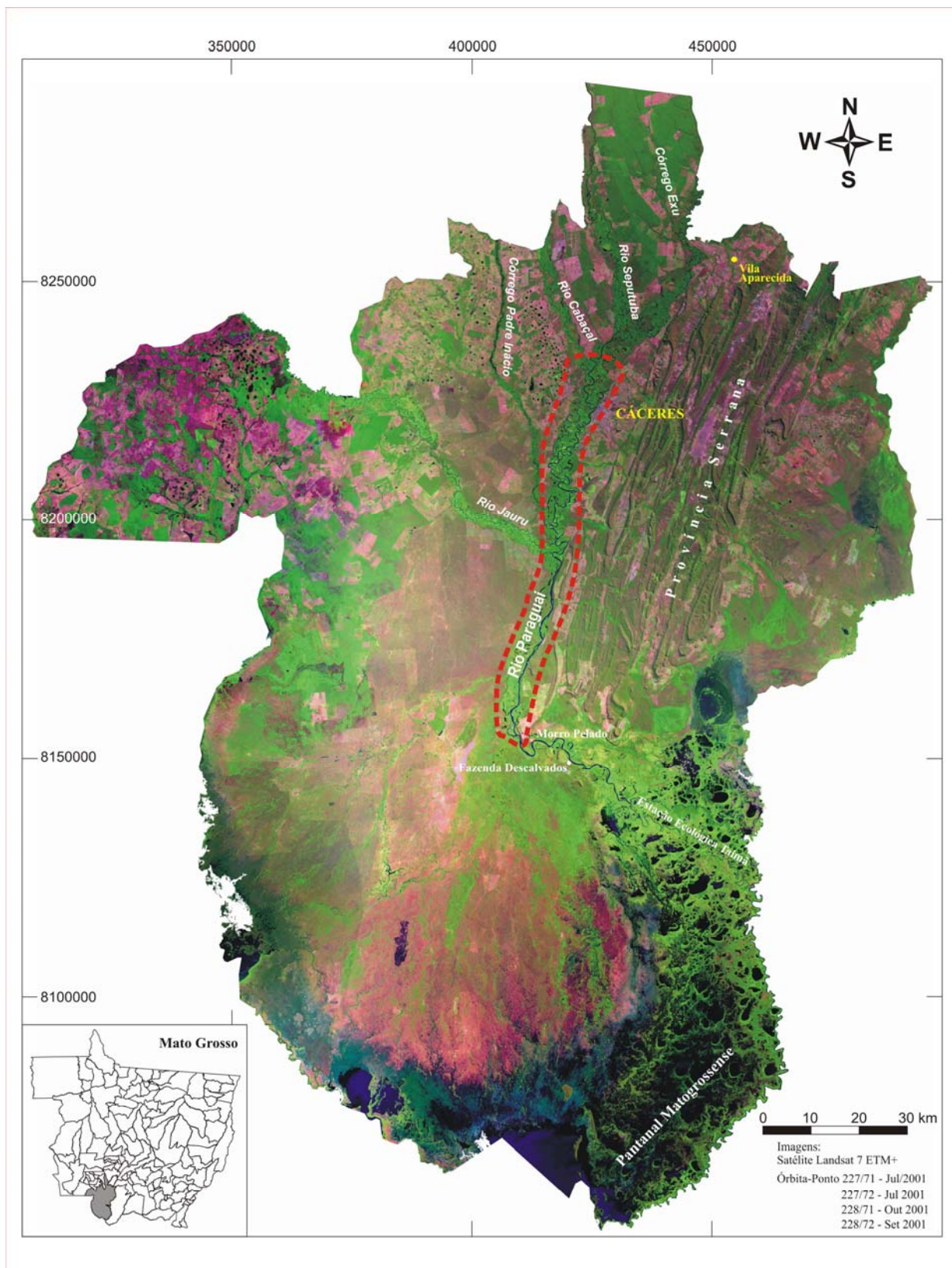


Figura 3 - Parte da bacia de drenagem do rio Paragui Superior.

Por fim, o trecho superior é encerrado pela área deprimida da Bacia do Pantanal, ocupada pelo Alto rio Paraguai. O rio Sepotuba, situado a norte da área, possui nascentes em área de ocorrência da Formação Tapirapuã (K) e do Grupo Parecis (K), enquanto o rio Jauru, a oeste, nasce em área de ocorrência do Complexo Xingu e do Grupo Aguapeí (Pré-Cambriano Superior).

O mapa geológico elaborado pelo Projeto RADAMBRASIL (1982), mostra a distribuição das unidades geológicas na bacia. A maior parte da área é coberta por sedimentos inconsolidados da Formação Pantanal (Q). Contudo, nas cabeceiras de drenagem a oeste ocorrem gnaisses, migmatitos, granitos, e anfibolitos do Complexo Xingu (Pré Cambriano médio a inferior), meta-sedimentos do Grupo Aguapeí.

Ao norte ocorrem basaltos e arenitos da Formação Tapirapuã e do Grupo Parecis, e os afluentes de leste possuem nascentes em áreas de ocorrência de meta-sedimentos dobrados do Grupo Alto Paraguai (Pré-Cambriano superior).

Os cursos principais correm sobre metassedimentos não deformados do Grupo Alto Paraguai e para sul, em sua parte baixa, o rio Paraguai Superior passa a cortar sedimentos arenosos da Formação Pantanal. Ao longo dos principais cursos da rede de drenagem ocorrem depósitos aluvionares do Quaternário.

Em termos geomorfológicos, a bacia está instalada na Depressão do Alto Paraguai, mas as nascentes do rio Sepotuba ocorrem no Planalto de Tapirapuã (RADAMBRASIL, 1982) e as nascentes do rio Jauru cortam a Planície Cristalina do Jauru (Almeida, 1964a) (Figura 4). Ao longo de todos os rios principais ocorrem áreas de acumulação que constituem a Planície do Rio Paraguai (áreas de cor verde escuro, Figura 4).

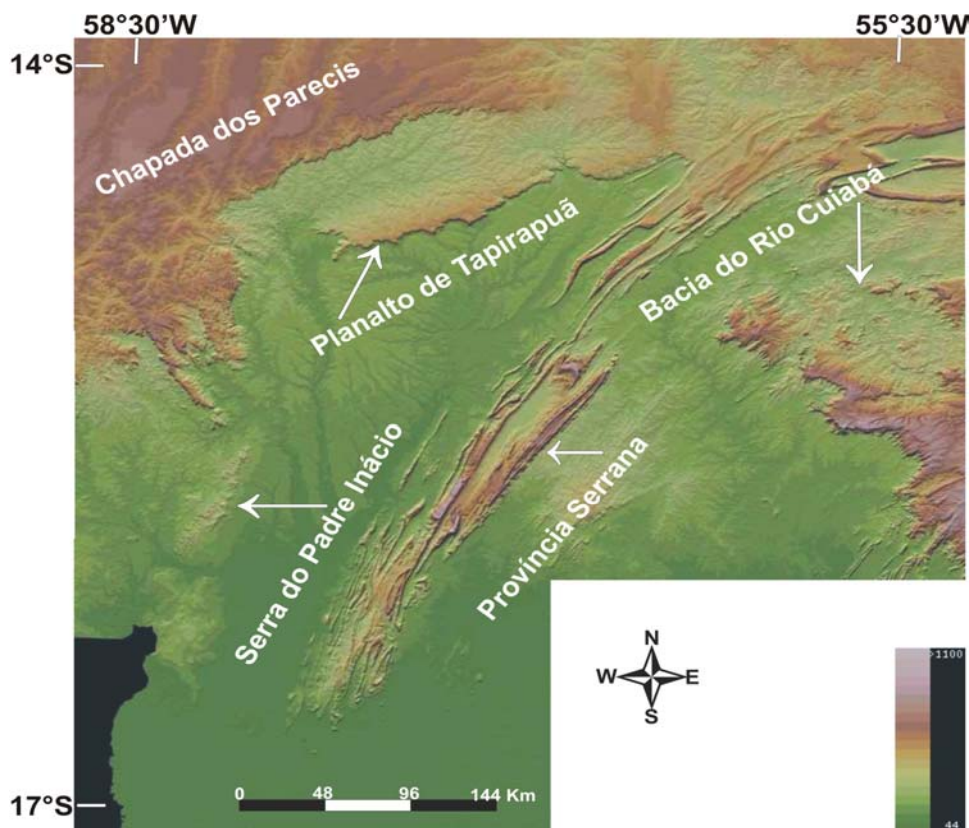


Figura 4 - Relevo da Depressão do Alto Paraguai, e escala altimétrica. Ao alto podem ser observadas a Chapada dos Parecis, o Planalto de Tapirapuã, e a porção norte da Província Serrana. À direita observa-se a parte alta da bacia do rio Cuiabá, e na parte central e inferior esquerdos observa-se a Planície Cristalina do Jauru, a Serra do Padre Inácio a continuidade e a extremidade sul da Província Serrana. (EMBRAPA, 2005)

Planalto de Tapirapuã (Figura 5) é um patamar intermediário entre a Chapada dos Parecis e a Depressão do Alto Paraguai. Sua superfície representa o reverso da cuesta mantida pelos basaltos da Formação Tapirapuã, onde ocorrem ainda vestígios de arenitos do Grupo Parecis. Seu relevo é caracterizado por formas tabulares com topo aplanado, sobre os quais ocorrem Latossolos Roxo distróficos com vegetação de Savana Arbórea Aberta, Latossolos Vermelho-Amarelos e Areias Quartzosas, além de Podzólicos Vermelho-Amarelos nas encostas, todos com vegetação de Floresta Submontana com Dossel Emergente (RADAMBRASIL, 1982). Apesar da descrição elaborada pelo projeto RADAMBRASIL, verifica-se que as formas de topo plano apenas estão preservadas nas partes mais altas ao sul e as colinas de topo convexo são mais frequentes (Figura 5).

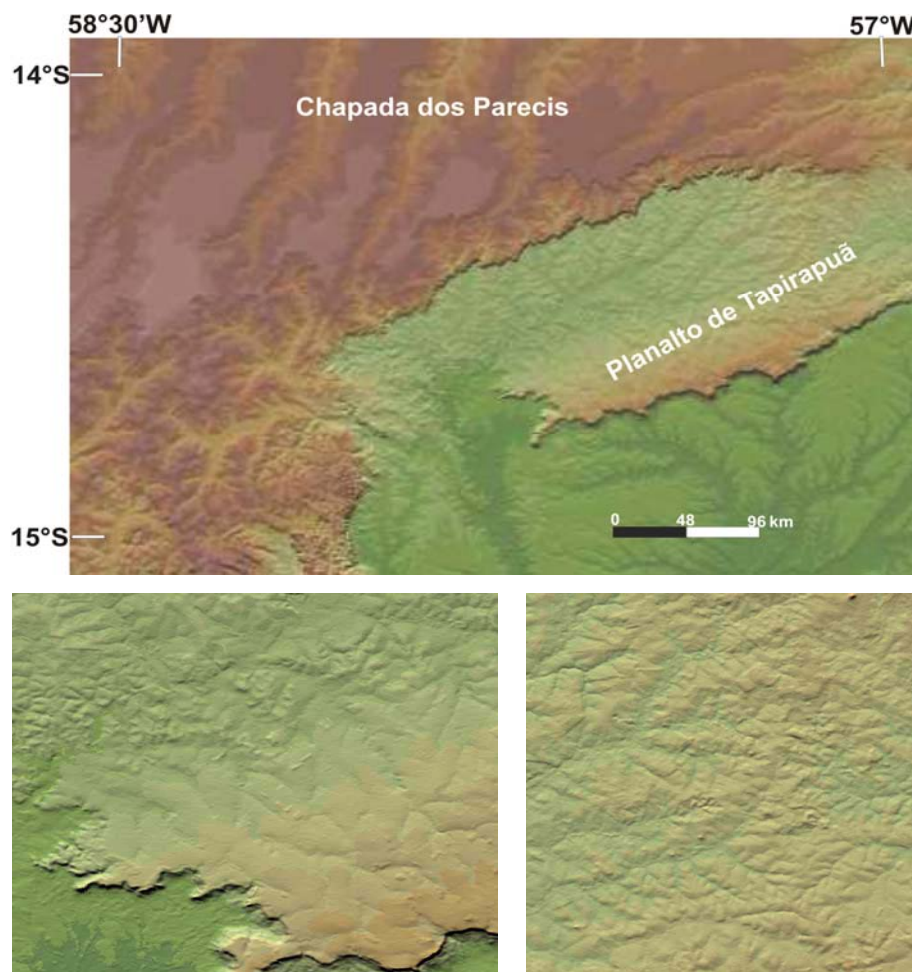


Figura 5 - Relevo do Planalto de Tapirapuã (ao alto) e formas tabulares com topo aplanado do relevo (quadros inferiores) (EMBRAPA, 2005).

A Planície Cristalina do Jauru foi redefinido como Planalto do Alto Jauru - Rio Branco pelo RADAMBRASIL (1982). Esta área é constituída por uma rampa dissecada com altitude que varia de 600 metros (a oeste) a 300 metros (a leste), desenvolvida sobre rochas de alto grau metamórfico do complexo Xingu e metassedimentos do Grupo Aguapeí.

Em sua parte mais a oeste as colinas de topo convexo são dominantes (Figura 6), nas áreas de rochas do Complexo Xingú. Na parte norte essas formas apresentam solos Podzólicos Vermelho-Amarelo eutróficos cobertos por Floresta Submontana e Floresta Submontana com Dossel Emergente e na parte sul tais formas possuem solos Podzólicos Vermelho-Amarelos distróficos cobertos por Savana Arbórea Densa.

Na parte leste do planalto, há domínio de formas tabulares (Figura 6) desenvolvidas sobre os meta-sedimentos do Grupo Aguapeí. Em sua porção norte ocorrem solos Podzólicos Vermelho-Amarelos eutróficos cobertos por Floresta Submontana com Dossel

Emergente. Em sua porção sul ocorrem solos Podzólicos Vermelho-Amarelos distróficos, cobertos por Savana Arbórea aberta, com mata galeria.

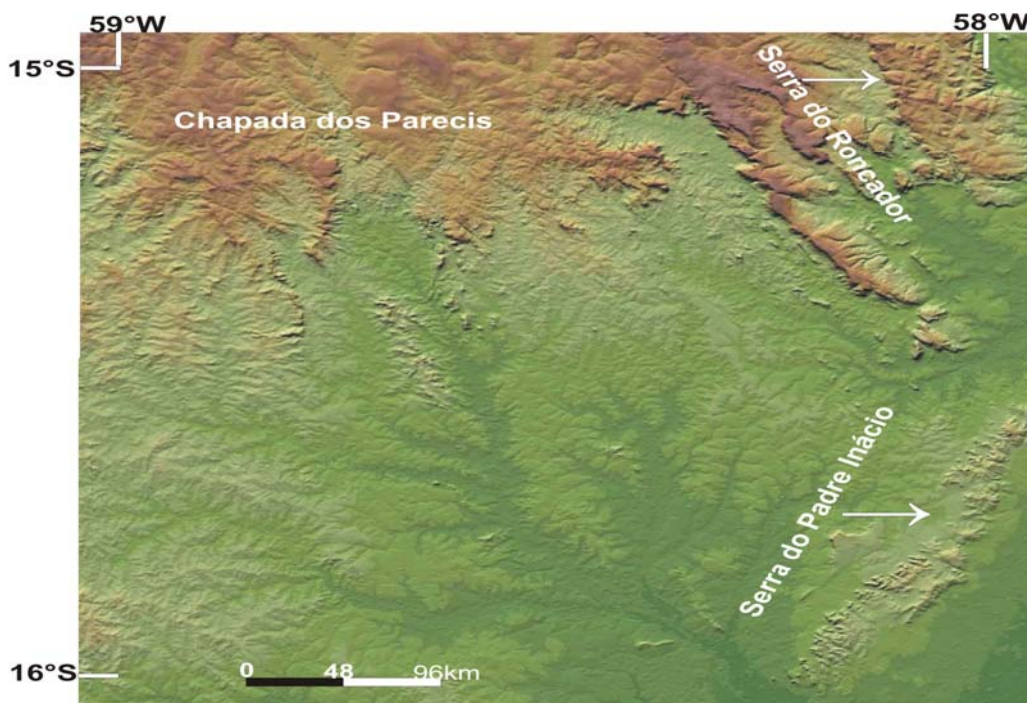


Figura 6 – Relevo do Planalto Juruá – Rio Branco. No canto superior observa-se a porção sul da Chapada dos Parecis e a Serra do Roncador, na parte esquerda observa-se colinas de topo convexo ocupando as partes mais altas e colinas tabuliformes que se prolongam até a Serra do Padre Inácio (EMBRAPA, 2005)

A Depressão do Alto Paraguai é uma forma rebaixada de forma triangular (Figura 4). O lado superior, disposto a leste-oeste, é marcado pelo “front” da cuesta do Planalto de Tapirapuã, o lado oeste é definido em parte pela referida cuesta e pelas serras do Roncador e do Padre Inácio. Por fim, o lado maior está disposto a NE-SW e é definido pela Província Serrana.

A depressão é uma superfície aplainada com baixa dissecção. A linha ocupada pelo rio Paraguai divide a superfície em duas. Pela margem direita ela é bastante extensa e apresenta-se rampeada, passando de altitudes próximas a 400 metros nas cabeceiras dos afluentes até altitudes inferiores a 150 metros nas proximidades do rio Paraguai. A porção esquerda é significativamente menor em área e ocorre de forma descontínua ocupando as partes baixas da Província Serrana.

A superfície aplainada é dominada por colinas de topo plano, cortadas pelos principais cursos da rede de drenagem, mas que pode ter continuidade suficiente para configurar um Pediplano Inundado.

A área de colinas de topo plano ocorre em um triângulo formado pelo rio Sepotuba, rio Paraguai e pelo Planalto de Tapirapuã (Figura 7). Essa área foi esculpida em areias da Formação Pantanal, mas na parte norte ocorre cristas com afloramentos de meta arenitos e meta-siltitos da Formação Diamantino e meta-folhelhos da Formação Sepotuba. Essas rochas, meta-arenitos da Formação Raizama e meta-calcários da Formação Araras (todas do Grupo Alto Paraguai) podem ocorrer ao longo dos principais rios.

Na área de cabeceira do rio Paraguai ocorrem solos Concrecionários distróficos e Cambissolos álicos, desenvolvidos sobre os metassedimentos e cobertos por Savana Arbórea aberta com mata galeria. Na parte norte da área ocorrem Latossolos Vermelho-amarelos distróficos e o restante dela está coberto por Areias Quartzosas. A cobertura do solo é feita por Floresta Submontana com Dossel Emergente (RADAMBRASIL, 1982).

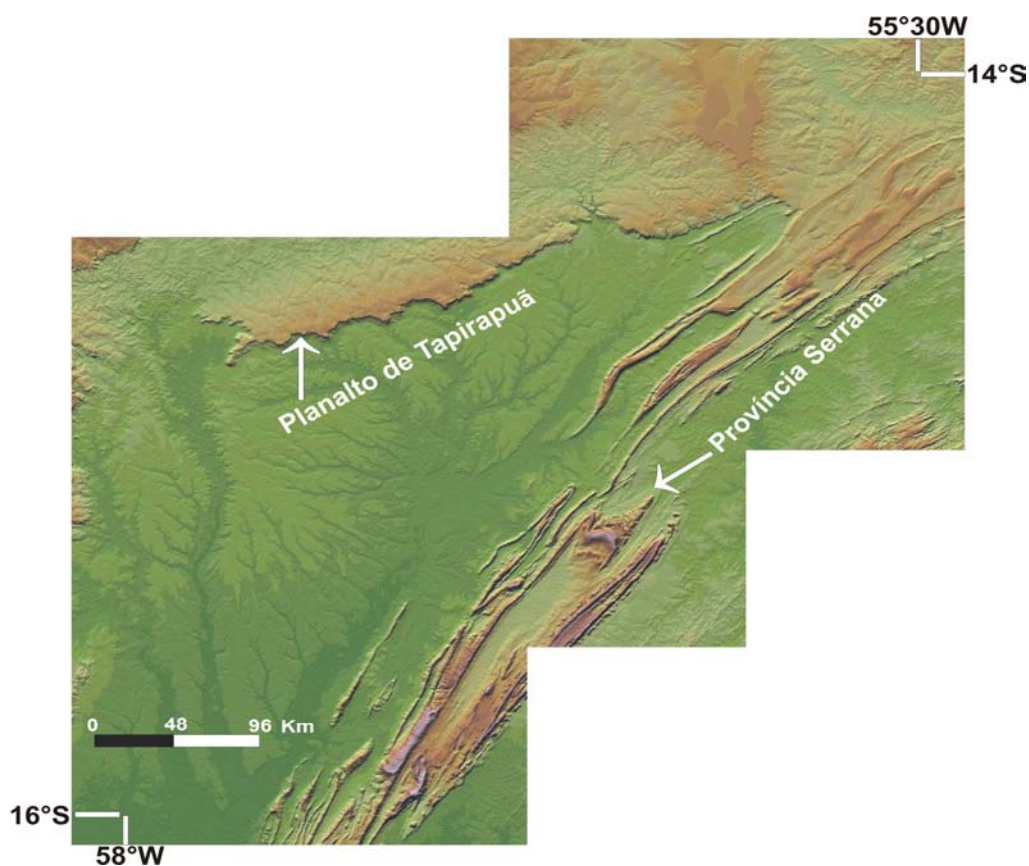


Figura 7 - Relevo da área de ocorrência de colinas de topo plano. As áreas em verde mais escuro representam a Planície do rio Paraguai (EMBRAPA, 2005)

As áreas de Pediplano Inumado ocorrem a partir da margem direita do rio Sepotuba até a Serra do Padre Inácio e não se prolonga para sul, uma vez que cede lugar para a área de Acumulação do Pantanal (Figura 8). Nessa área dominam formas planas contínuas atribuídas a uma superfície de pedimentação (RADAMBRASIL, 1982), sobre a qual se desenvolveram Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos e Areias Quartzosas, cobertas por Floresta Semidecidual Submontana com Dossel Emergente, em sua parte norte e por Savana Arbórea Densa em sua porção central e sul. Localmente ocorrem solos Podzólicos Vermelho-amarelo álicos cobertos por Savana Parque sem floresta de galeria. As feições do relevo da área podem ser observadas na Figura 8.

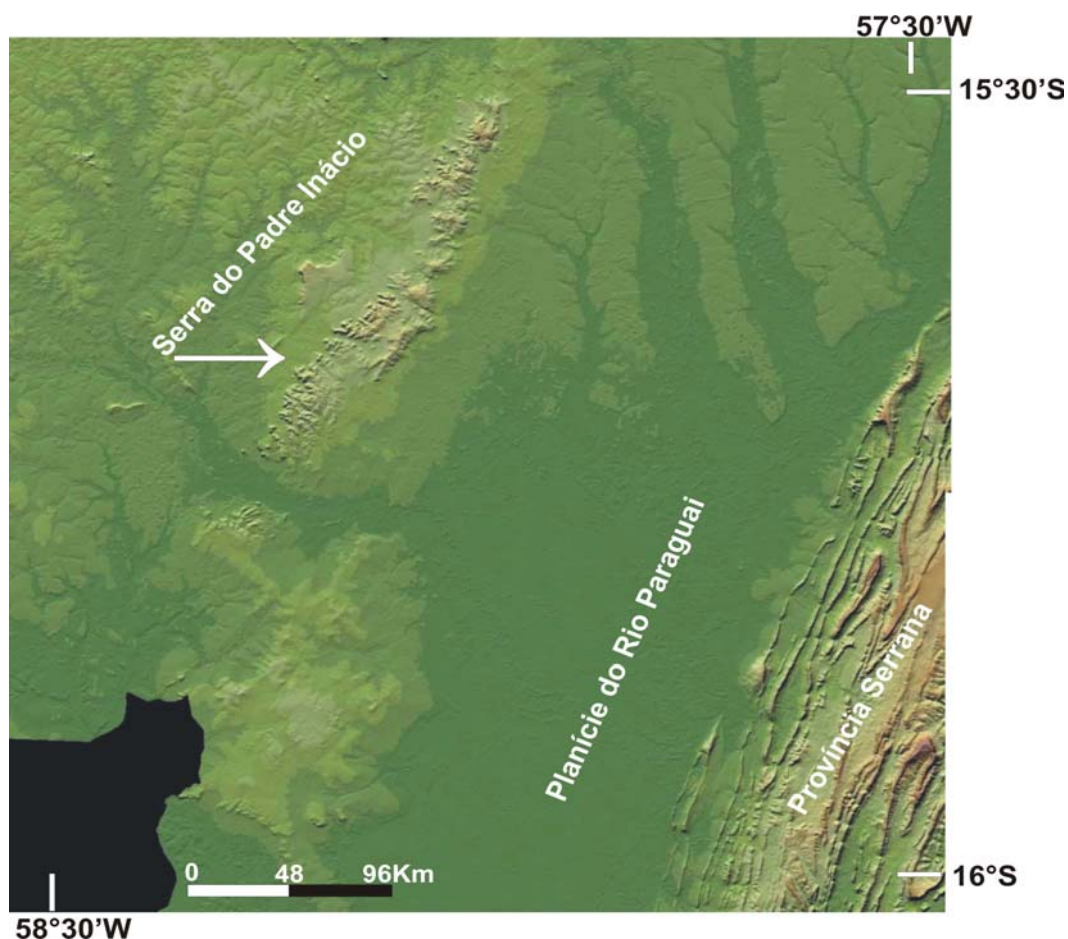


Figura 8 - Relevo da área de ocorrência do Pediplano Inumado. As formas são visíveis nos interflúvios no canto superior direito, e ao sopé da Serra do Padre Inácio. A cor verde escura representa as áreas de acumulação da Planície do Rio Paraguai e da Bacia do Pantanal. (EMBRAPA, 2005)

A subdivisão apresentada pelo RADAMBRASIL (1982) não é sustentada pela análise do relevo. Aparentemente tanto as Colinas Tabulares como o Pedimento Inumado

representam uma única superfície, provavelmente originada por pedimentos oriundos das áreas altas situadas a norte e a oeste (Figuras 4, 7 e 8).

A Planície do Rio Paraguai é amplamente distribuída em toda a depressão, distribuída ao longo da rede de drenagem (Figura 4). Nas partes situadas a montante a planície constitui faixas estreitas, mas torna-se mais ampla para jusante, até confundir-se com as áreas de acumulação do Pantanal (Figuras 4, e 8). Segundo RADAMBRASIL (1982), a unidade apresenta dois níveis distintos, os terraços e as planícies de inundação; as áreas de planície possuem solos Glei Pouco Úmidos eutróficos, e as áreas de terraço podem apresentar Laterita Hidromórfica eutrófica e Areias Quartzosas Hidromórficas distróficas. A vegetação de toda a unidade é a Floresta Aluvial com dossel Emergente.

A análise dos dados do DNOS (1974) permite separar quatro diferentes segmentos fluviais ao longo do rio Paraguai Superior e do Alto Paraguai. O segmento situado a montante está compreendido entre Barra dos Bugres e Cáceres, possui extensão de 280 km, com largura média de 100 metros, sinuosidade de 2,3 e uma faixa de inundação com 700 metros de largura. O segmento médio superior situa-se entre Cáceres e a Foz do rio Jauru, tem extensão de 71 km, com largura média de 150 metros, sinuosidade de 2, 2 e faixa de inundação com largura média de 1700 metros. O segmento médio inferior está compreendido entre a foz do rio Jauru e o Morro Pelado, possui 35 km de extensão, 200 metros de largura média, sinuosidade de 1,1 e faixa de inundação de 2900 metros em média. O segmento inferior estende-se do Morro Pelado à “boca” do Bracinho, já em área do Pantanal e possui 46 km de comprimento, com largura média de 250 metros, sinuosidade de 1,6 e faixa de inundação de 2000 metros.

Toda a área da bacia do rio Paraguai Superior era relativamente pouco ocupada no início da década de 1970. Àquela época, as principais áreas de ocupação estavam situadas entre Barra dos Bugres e Nortelândia, as proximidades de Cáceres, Tangará da Serra, Rio Branco, Araputanga e Indiavaí e eram utilizadas para pastagem, e apenas nas proximidades de Mirassol do Oeste havia ocupação significativa por agricultura. A ocupação atual é bastante intensa, conforme pode ser observado na Figura 9.

A remoção da vegetação natural vem sendo substituída pela pecuária e por plantações de soja, algodão herbáceo, milho, arroz e sorgo. Grande parte da agricultura é efetuada por meio de plantio direto.

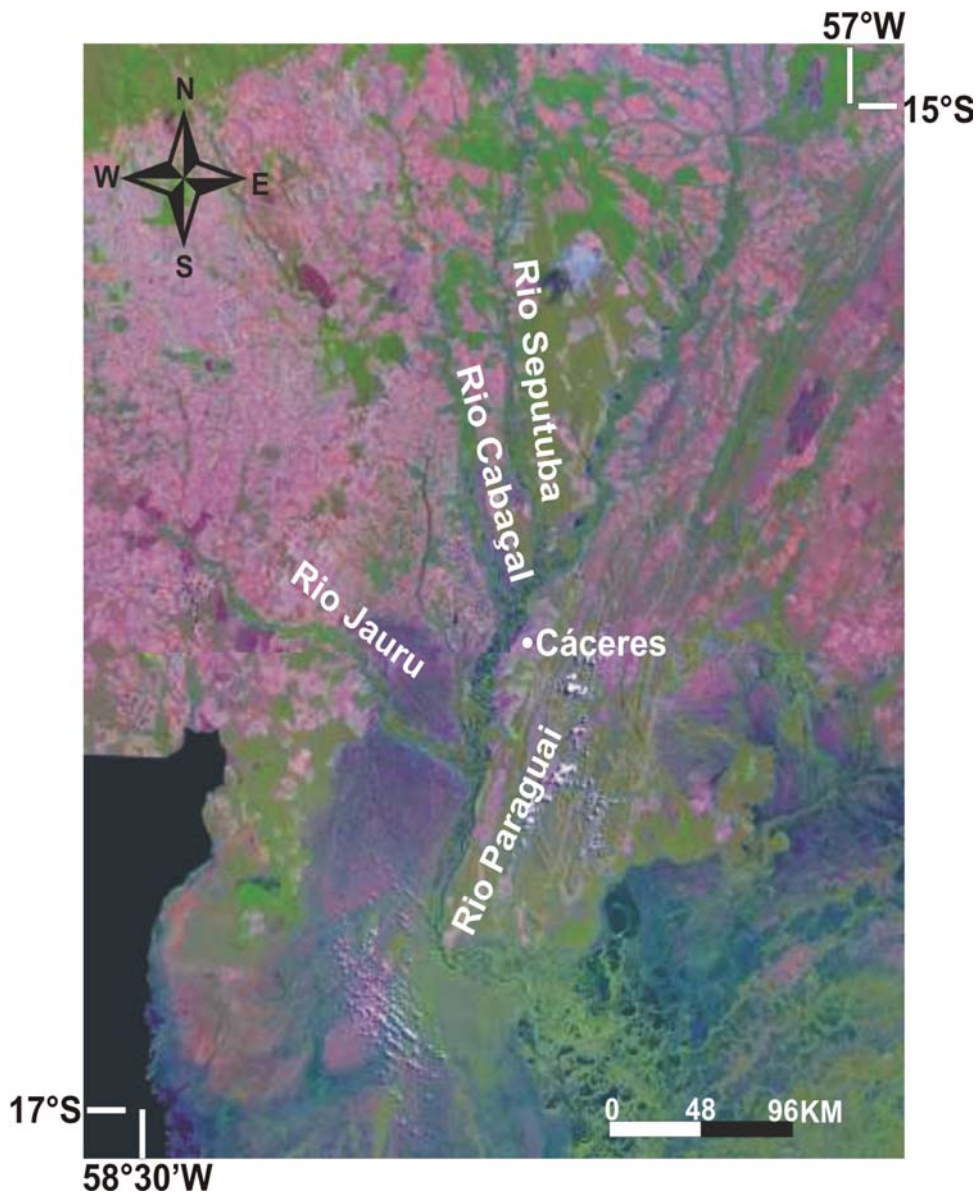


Figura 9 - Imagens LANDSAT 5 de parte da bacia do rio Paraguai Superior, onde as áreas de solo exposto (cor rosa) podem ser observadas. (EMBRAPA, 2005).

4 CARACTERÍSTICAS DO CANAL FLUVIAL

O canal fluvial pode ser caracterizado por variáveis morfológicas e dinâmicas. O regime de débitos, a potência da corrente, o gradiente hidráulico, a velocidade de fluxo, o transporte de sedimentos e a mobilidade do canal são variáveis dinâmicas, enquanto o gradiente do leito, a sinuosidade, a forma da seção transversal, a largura, a profundidade, a tipologia das barras e as características da planície de inundação são variáveis morfológicas.

4.1 REGIME DE DÉBITOS

O débito, a vazão ou a descarga é uma das principais variáveis que caracterizam um rio e é a quantidade de água que passa através de uma seção transversal, por unidade de tempo. O débito fluvial é considerado uma variável estocástica porque depende ou resulta de variáveis aleatórias (TUCCI, 2002) e por isso é bastante variável no tempo e no espaço. Essa variabilidade representada pela subida e descida das águas no decorrer de um ano civil (janeiro a dezembro) ou um ano hidrológico (vazante-cheia-vazante) corresponde ao regime fluvial ou regime hidrológico.

A variabilidade representada pela dinâmica de águas baixas e altas tem como causa a combinação de diversos elementos da bacia hidrográfica ou fatores que ocorrem na mesma, tais como: condições de precipitação; evapo-transpiração; radiação solar; geologia; geomorfologia (declividade, comprimento da vertente); solos; cobertura vegetal; uso do solo, e ação antrópica (TUCCI, 2002), além da forma da bacia, de acordo com Villela e Mattos (1975).

O regime de débitos é analisado considerando uma escala temporal que pode ser organizada em valores diários, mensais ou anuais. Essas séries temporais permitem identificar a existência ou não de homogeneidade temporal (CHOW, 1964) que está relacionado a uma ocorrência uniforme dos débitos. Em geral, essa uniformidade é inexistente, pois existem diversos fatores de origem natural ou artificial que influenciam o comportamento dos débitos.

Os débitos mínimos são representados pelos valores mais baixos da série histórica. Entretanto o débito mínimo mensal é o valor mais inferior de cada mês e não é necessariamente um débito correspondente a uma estiagem. Geralmente o débito mínimo é aplicado para avaliação da demanda mínima que um rio pode ter.

Os débitos máximos são de grande interesse para o estudo de cheias e inundações de algum local do curso d'água, sendo os débitos mais elevados que ocorrem em uma seção do rio. Leopold (1994) define uma cheia como sendo “a ocorrência de um fluxo de magnitude que ultrapassa as margens naturais ou artificiais em um trecho do canal do rio”.

O conhecimento do regime de débitos de um sistema fluvial pode apresentar diferentes abordagens segundo um contexto hidrológico, geomorfológico, geográfico, ecológico entre outros que dependerá do profissional que está desenvolvendo a pesquisa

dos seus objetivos ou até mesmo dos métodos e conceitos empregados para a análise dos dados.

Na área de estudo há duas estações fluviométricas disponíveis (Tabela 2). A de Cáceres está situada na parte montante do segmento, e a de Descalvados está situada 132 quilômetros rio abaixo, à jusante da extremidade sul da área de estudo (Figura 3).

Tabela 2 - Estações Fluviométricas Analisadas

	Cáceres	Descalvados
<i>Código da Estação</i>	66070004	66090000
<i>Latitude</i>	16° 03' 47" S	16° 44' 00" S
<i>Longitude</i>	57° 41' 16" W	57° 44' 53" W
<i>Altitude do Zero</i>	109,34 m	98,70 m
<i>Data de Início da Série</i>	01/01/1966	01/01/1968
<i>Data de Término da Série</i>	31/12/2002	31/12/2003
<i>Vazão Média Histórica</i>	537 m ³ /s	593 m ³ /s
<i>Cota Média Histórica</i>	308,5 cm	416,0 cm
<i>Vazão Mínima e Máxima</i>	133 m ³ /s - 2.659 m ³ /s	157 m ³ /s - 1.148 m ³ /s
<i>Cota Mínima e Máxima</i>	75 cm - 640 cm	230 cm - 541 cm

Fonte - ANA – Agência Nacional de Água.

A análise dos valores de máximas e mínimas anuais da série da estação de Cáceres mostra a variabilidade da vazão do rio Paraguai no período de registro (Figura 10). O período até 1973 é caracterizado pelos mais baixos valores de vazão máxima e mínima, e uma baixa relação entre os extremos. A partir de 1974 os valores mostram uma relativa ciclicidade evidenciada pelo aumento gradativo das máximas e mínimas até 1982 e 1983, seguido de um período de redução até 1986, um outro período de aumento até 1995 e 1996, e por fim um último período de redução. A partir de 1974 é possível observar que a diferença relativa entre a máxima e a mínima anuais também aumenta.

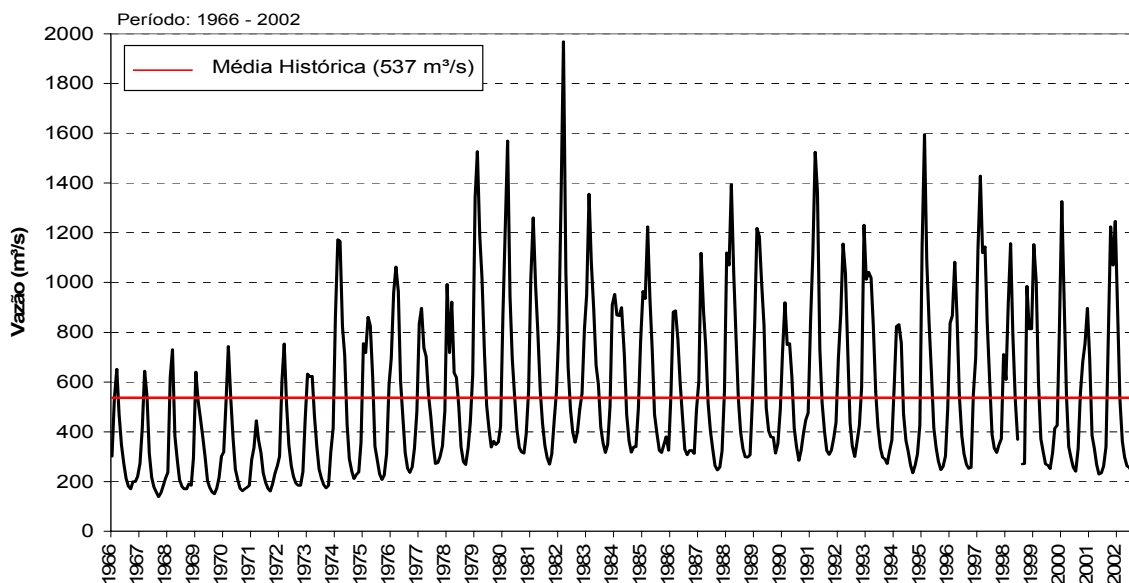


Figura 10 - Débito máximo e mínimo anual do rio Paraguai na estação Cáceres, período 1966 – 2002.

Os dados de vazão máxima e mínima anuais da estação de Descalvados (Figura 11) mostram um quadro semelhante ao anterior, mas há duas diferenças: as vazões máximas registradas em Cáceres em geral são maiores do que aquelas registradas em Descalvados e os maiores valores de vazão máxima em Descalvados ocorreram na década de 1990, quando a diferença relativa entre as máximas e mínimas também aumentou.

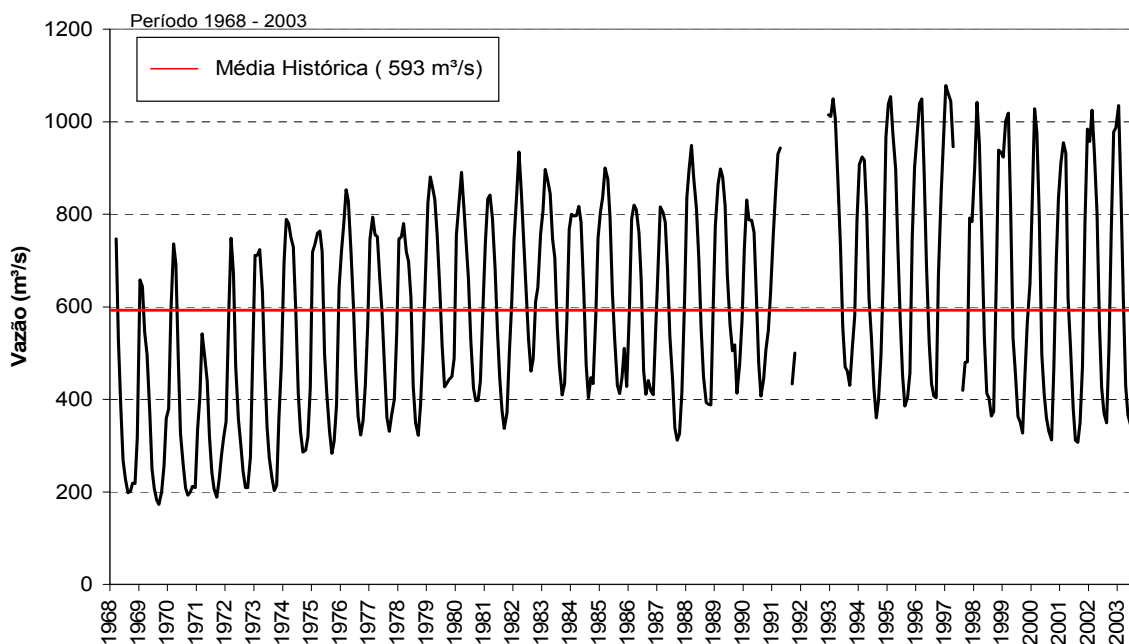


Figura 11 - Débito médio anual do rio Paraguai na estação Descalvados, período de 1968 – 2003.

A comparação entre os valores de débito diário nos anos de 1968 e 2000 registrados em Cáceres (Figura 12) e em Descalvados (Figura 13) ilustram as diferenças mencionadas anteriormente.

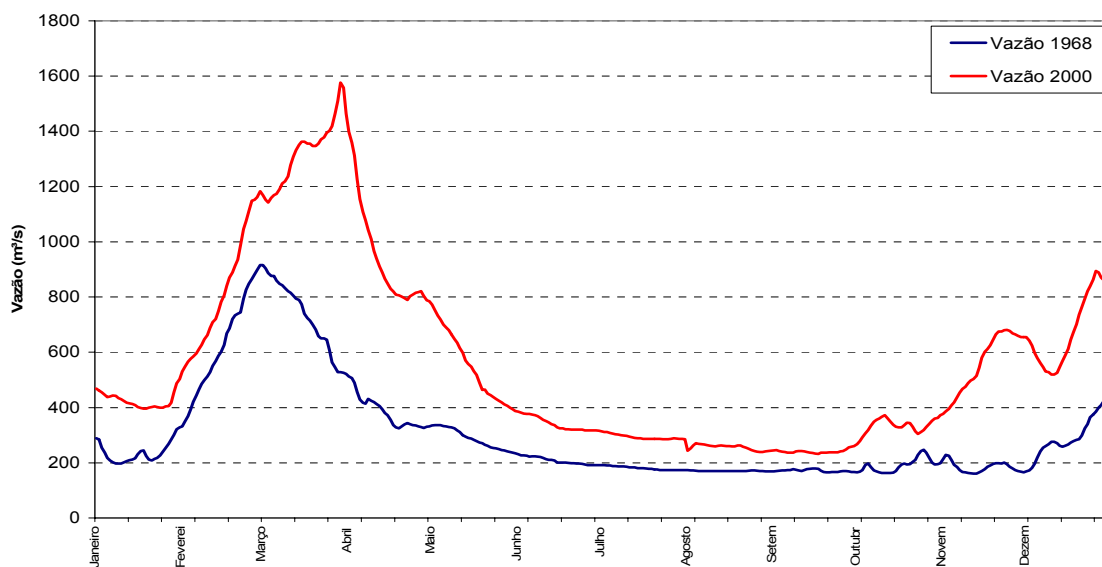


Figura 12 - Vazão diária da estação Cáceres período de 1968 e 2000.

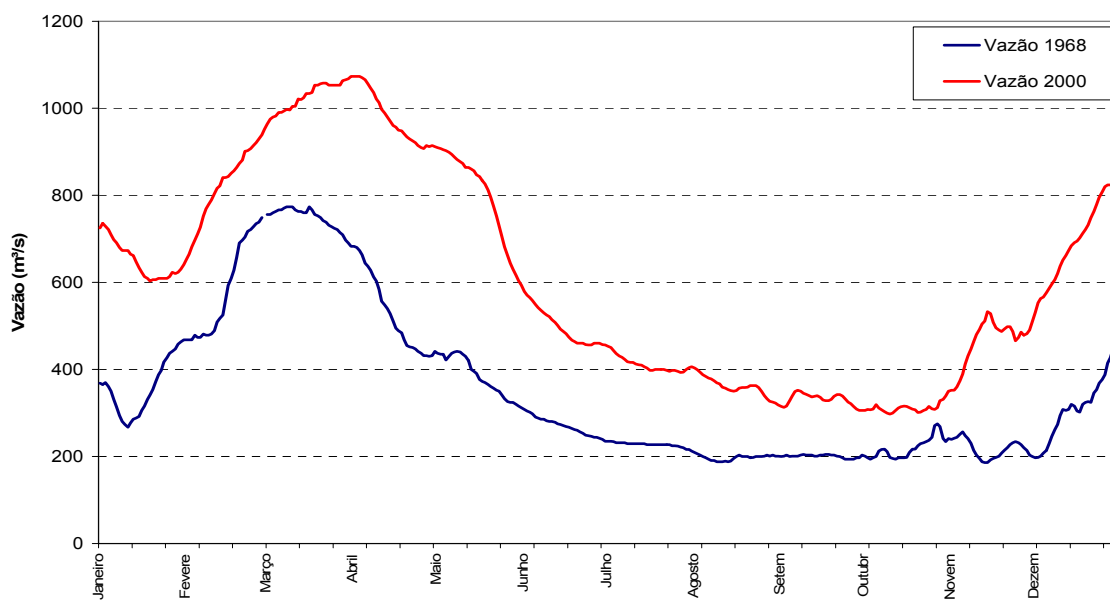


Figura 13 - Vazão diária estação Descalvados período de 1968 e 2000.

O registro de valores de débitos mais elevados em Cáceres no período de cheia pode ser explicado de duas formas: uma das duas curvas chaves das estações estava mal calibrada, ou o canal perde água para a planície antes de chegar na seção de Descalvados, neste período. A configuração da planície nas proximidades do Morro Pelado aparentemente é compatível com a segunda possibilidade, conforme pode ser observado na Figura 14.

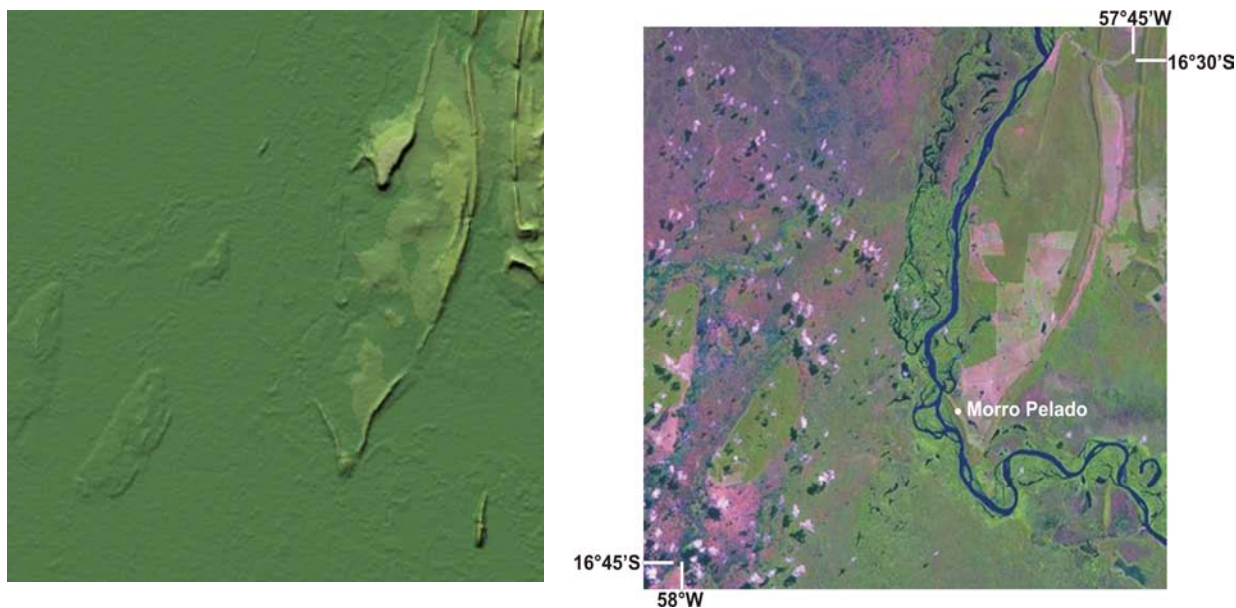


Figura 14 - Representação do relevo e imagem da área próxima ao Morro Pelado. Fonte: EMBRAPA 2005.

A Figura 14 mostra que na área em que o rio Paraguai muda de curso para oeste, na região do Morro Pelado o relevo é plano e há pelo menos duas direções marcadas por lagoas que podem ser áreas de fluxo durante as cheias, como poder ser observado na Figura 14 acima a direita.

A tendência de aumento do débito fluvial a partir de 1970 também foi identificada no rio Paraná (ROCHA, 2002), assim como uma variação rítmica deles (FERNANDEZ e SOUZA FILHO, 1995). No caso do rio Paraná os referidos autores atribuíram essa variabilidade à ritmicidade da precipitação regional, com valores mais elevados em períodos de “El Niño”. Contudo, em análise mais ampla da bacia do Paraná Tucci e Clark (1998) atribuíram o aumento do débito à remoção da cobertura vegetal, visto que o aumento do débito na bacia foi maior que o aumento da precipitação.

O aumento da relação entre a vazão máxima e mínima anual pode ser explicado de duas formas: pelo aumento da intensidade de chuvas no período úmido e pela diminuição

dela no período seco, ou então por modificação no escoamento superficial e armazenamento de água no aquífero livre.

Caso a distribuição das chuvas houvesse sido alterada, o aumento da relação vazão máxima e mínima deveria ter ocorrido simultaneamente em ambas as estações fluviométricas. No caso, há uma diferença significativa de tempo, o que favorece a possibilidade de alteração do escoamento superficial. Uma vez que a ocupação intensa da bacia na porção a montante de Cáceres já havia sido iniciada no início da década de 1970, e que tal ocupação somente ocorreu nas partes situadas à jusante da cidade no final da década de 1980, há uma boa correlação entre ambos os processos.

Portanto, é muito provável que as duas modificações temporais sejam o resultado da ocupação de áreas naturais para o uso agrícola, e que esta ocupação tenha modificado as relações entre escoamento superficial, infiltração e evapotranspiração.

A análise dos dados disponíveis em ambas as estações permitiram a obtenção da vazão média mensal em cada uma das seções fluviais. Os dados de vazão média mensal da estação de Cáceres estão apresentados na Figura 15. Pelo gráfico é possível observar que os períodos de cheia e vazante são bem definidos, e o auge de cada um deles ocorre respectivamente em março e em setembro.

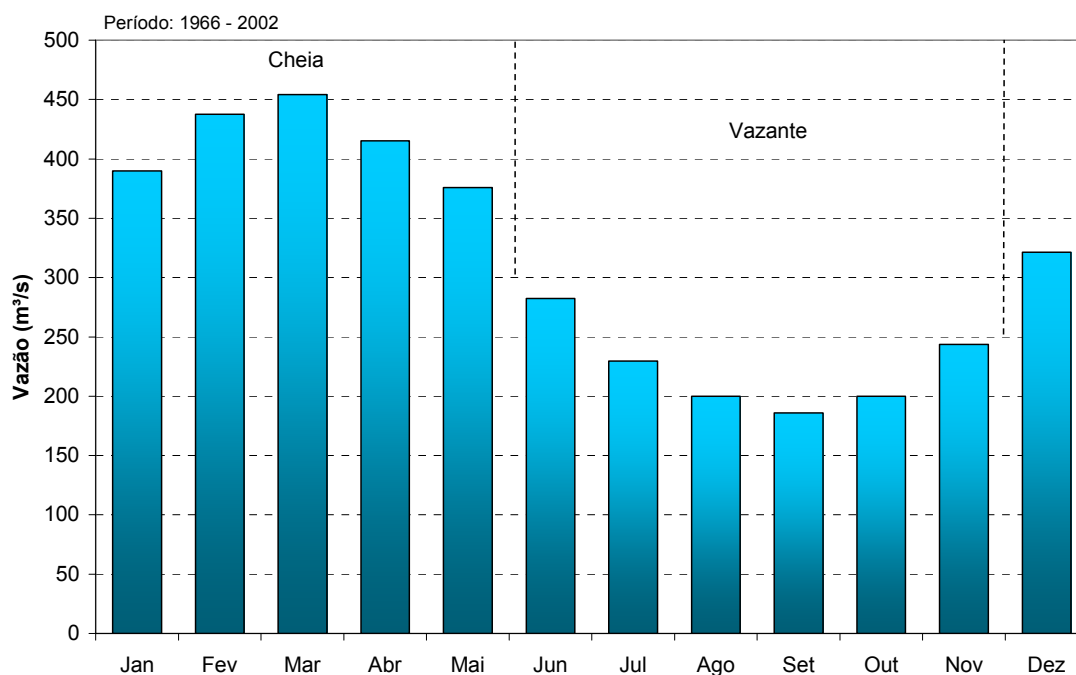


Figura 15 - Vazão média mensal do rio Paraguai na Estação Fluviométrica de Cáceres.

A Figura 15 também mostra que a relação entre os valores do mês de março (454,15 m³/s) e o de setembro (186,02 m³/s) é baixa, o que pode ser resultado de uma boa distribuição das chuvas, ou uma boa capacidade de armazenamento de água no subsolo.

Os dados de vazão média mensal da Estação de Descalvados estão apresentados na Figura 16. Como pode ser observado, o período de cheia e o de vazante também são bem definidos e coincidem com os da Estação de Cáceres. Contudo, o mês de menor vazão média é o de outubro.

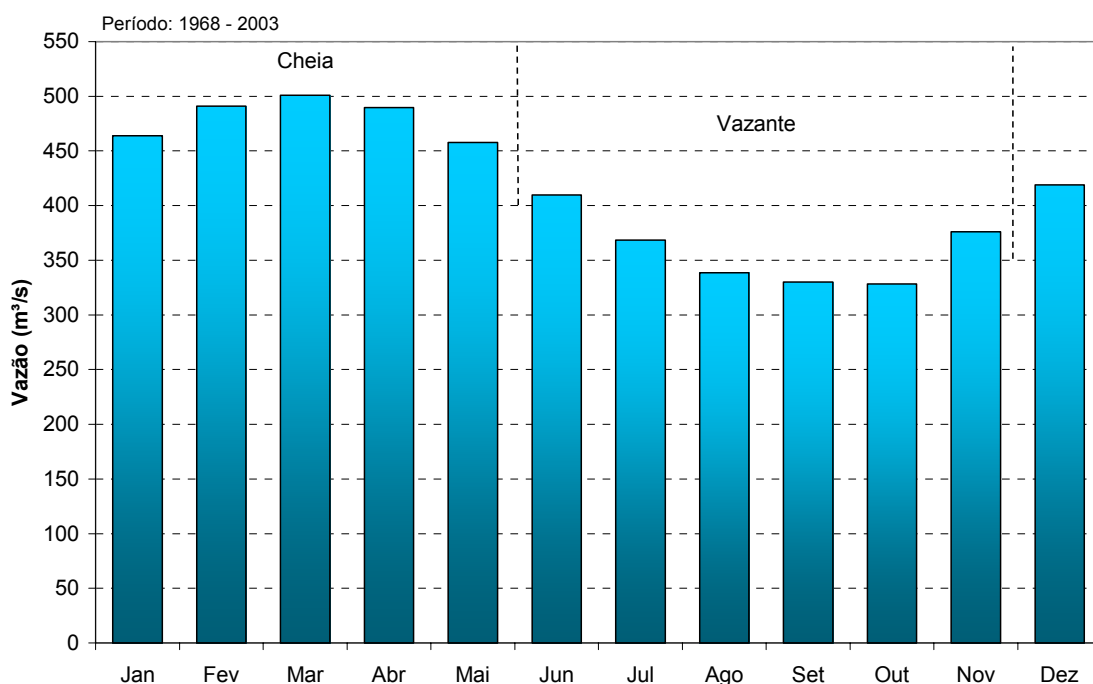


Figura 16 - Vazão média mensal do rio Paraguai na Estação Fluviométrica de Descalvados.

Outra diferença considerável reside na relação entre os valores do mês de março (500,9 m³/s) e do mês de outubro (328,23 m³/s), que é muito menor que na estação de Cáceres.

O deslocamento do mês de menor valor de vazão média e o relativo aumento do valor das vazões de estiagem pode ser resultado de diferenças de precipitação na bacia, ou podem ser devido ao aumento da área de bacia com boas condições de armazenamento subterrâneo.

A observação da precipitação média de longo termo na bacia (Figura 17) mostra que janeiro é o mês de maior precipitação e que agosto é o de menor. Ou seja, há um

deslocamento temporal entre o período de precipitação máxima e o período de maior vazão, assim como o período de vazão mínima é posterior ao período de estiagem.

O gráfico da referida figura mostra também que a precipitação média de janeiro (pouco mais de 250 mm) possui uma alta relação com o valor da precipitação média de agosto (próxima a 25 mm). Ou seja, em termos históricos chove dez vezes mais no período úmido do que no período de estiagem. Contudo essa relação não é observada quando as vazões médias mensais máximas e mínimas das duas estações são comparadas.

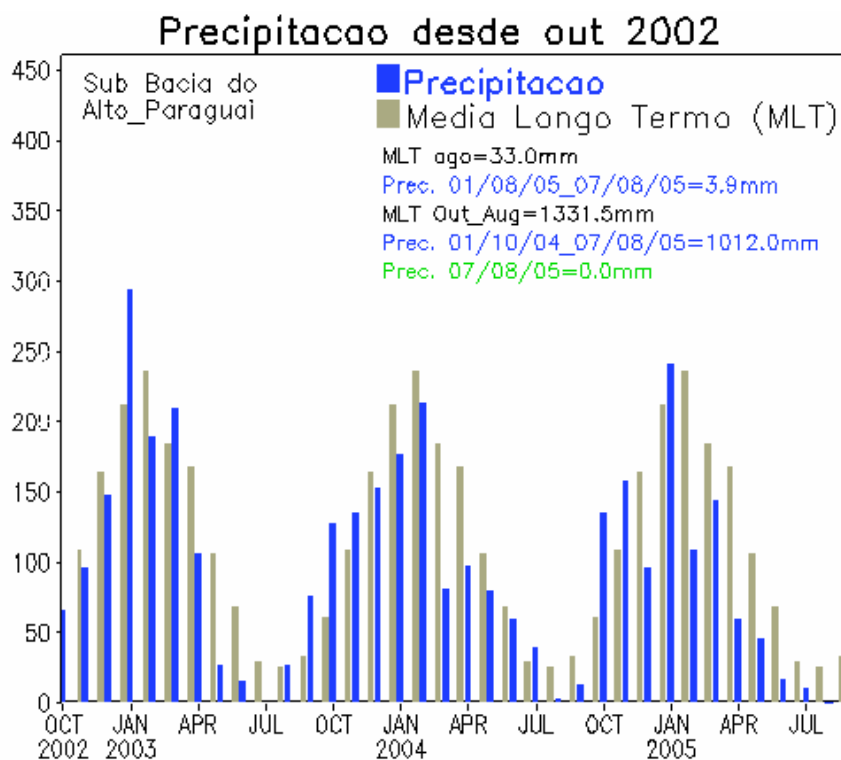


Figura 17 - Precipitação no período 2002 a julho de 2005, e precipitação média de longo termo na bacia do Alto Paraguai. Fonte CPTEC (INPE).

Tais relações indicam que a bacia possui uma alta capacidade de armazenamento. Ou seja, quando as chuvas se iniciam há um prolongado período de infiltração antes de haver escoamento superficial, e o fluxo de base mantém a vazão alta no período de estiagem. Tal situação é compatível com as características da bacia, ou seja, vertentes de baixa declividade e grande espessura de cobertura detrítica. Além disso deve ser considerada a contribuição das águas do Pantanal para a manutenção da vazão mínima em Descalvados.

4.1.1 Variação do Nível das Águas

A variação de nível do rio depende das características da seção transversal onde ela é monitorada. A amplitude da variação de nível possui uma grande importância geomorfológica, pois ela está associada à área de inundação na planície, ao deslocamento de determinadas formas de leito, e à construção de diques marginais, conforme discutido por Comunello (2001), Meurer (2004), e Souza-Filho e Stevaux (1997, 2004).

As séries históricas das duas estações indicam que o rio Paraguai apresentou uma variação de 5,64 metros em Cáceres (entre 1966 e 2004) e de 3,15 metros em Descalvados (1968 a 2004), conforme Tabela 3. A diferença da amplitude da variação de nível entre as estações pode estar relacionada à perda de água para a planície, conforme discutido anteriormente.

Tabela 3 - Valores extremos dos níveis fluviométricos e da profundidade do canal registrados nas estações de Cáceres e de Descalvados

	<i>Nível fluviométrico (cm)</i>			<i>Profundidade (cm)</i>		
	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>	<i>Diferença</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>	<i>Diferença</i>
<i>Cáceres</i>	78	642	564	279	843	564
<i>Descalvados</i>	230	545	315	228	543	315

O quadro exposto na Tabela 3 permite supor que a amplitude da variação de nível e de profundidade favoreça a presença de diques marginais mais bem desenvolvidos e de barras fluviais de maior porte em Cáceres do que em Descalvados. Da mesma forma, as velocidades de fluxo no período de cheia devem ser mais elevadas na primeira localidade.

4.2 VELOCIDADE DE FLUXO

A velocidade das águas do rio depende de fatores como: declividade do perfil longitudinal, o gradiente hidráulico, volume de águas, forma da seção transversal, coeficiente de rugosidade do leito e viscosidade da água. Esses diversos fatores fazem com que a velocidade tenha caráter dinâmico ao longo do canal (CUNHA, 1996).

No que diz respeito ao perfil longitudinal, a seção estudada dispõe-se de dados suficientes apenas para a avaliação do gradiente do leito entre as duas estações

fluviométricas citadas. O ponto mais profundo do canal em Cáceres está situado a uma altitude de 107,35 m, enquanto o ponto mais profundo em Descalvados situa-se a 98,68 metros de altitude. A distância entre as estações, medida ao longo do talvegue ativo é de 132 km, dessa forma, o gradiente médio do leito é de 6,6 cm/km.

O gradiente hidráulico depende da vazão e da posição da onda de cheia. Mais uma vez, os dados disponíveis são aqueles relativos a ambas estações fluviométricas mencionadas. Utilizando-se a altitude da lâmina de água nas duas estações é possível avaliar o gradiente da superfície da água em diversas condições de vazão, embora a distância entre os postos seja muito grande. A Tabela 4 mostra os resultados obtidos para diferentes situações do rio.

Tabela 4 - Gradiente hidráulico entre Cáceres e Descalvados em Diferentes Condições de Vazão

	<i>Vazão em Cáceres (m³/s)</i>	<i>Altitude da água em Cáceres (m)</i>	<i>Altitude da água em Descalvados (m)</i>	<i>Gradiente hidráulico (cm/km)</i>
<i>Vazão mínima</i>	133	110,12	101,12	6,8
<i>Vazão média</i>	537	114,71	103,70	8,3
<i>Vazão máxima</i>	2659	116,76	104,04	9,6
<i>Vazão Margens Plenas</i>	695	113,44	103,41	7,6
<i>Leito</i>		107,35	98,68	6,6

Os dados de gradiente hidráulico devem ser observados com a devida cautela face à distância entre as estações, e à possível perda de água para a planície. O fato de o leito apresentar gradiente menor que aqueles apresentados pela superfície da água é outro argumento para que tais dados sejam observados com restrição.

A velocidade do fluxo fluvial não é constante durante o percurso ao longo do canal, variando no sentido vertical, transversal e longitudinal. Experiências mostram que as velocidades máximas ocorrem na profundidade média a partir da superfície e as velocidades médias acontecem nos locais de maior profundidade. Por causa da variação da velocidade na seção transversal, a medida de velocidade é feita pela média das velocidades (CHRISTOFOLLETTI, 1981).

Os dados de velocidade de fluxo do rio Paraguai Superior foram obtidos de duas formas. Uma delas utilizou o cálculo de diferentes áreas molhada transversal para

diferentes níveis de água para a obtenção da velocidade média nas seções das estações fluviométricas. A outra forma foi através de velocidade medida através do molinete fluviométrico a uma profundidade de 2 metros no talvegue e através de dados fornecidos pela Administração Hidrovia Paraguai – Paraná (AHIPAR).

Para o cálculo da velocidade média nas seções de Cáceres e Descalvados foram utilizados os níveis relativos à vazão máxima, média e mínima. Os valores da área molhada de cada nível foram calculados a partir das seções de cada estação e a velocidade de fluxo foi obtida pela divisão da vazão pela área úmida do seu respectivo nível. Os resultados obtidos estão expostos na Tabela 5.

Tabela 5 - Velocidades Médias de Fluxo (m/s) nas Estações Fluviométricas de Cáceres e Descalvados

	<i>Estação Cáceres</i>	<i>Estação Descalvados</i>
<i>Vazão Máxima</i>	0,22	0,20
<i>Vazão Média</i>	0,20	0,24
<i>Vazão Mínima</i>	0,18	0,23

A seção de Cáceres mostra uma evolução típica de canais com fluxo livre, uma vez que a velocidade de fluxo aumenta conforme aumenta a vazão. Na seção de Descalvados a velocidade aumenta quando a vazão aumenta até a média, mas diminui em cheia, indicando que neste local o fluxo é impedido. A explicação para o impedimento do fluxo pode estar relacionada ao baixo coeficiente de escoamento do Pantanal, que após receber água eleva o nível de base do fluxo dos rios.

Tabela 6 - Velocidades Mensuradas ao longo do rio Paraguai/Cáceres-MT em Período Seco.

DIA	PONTO	PROF. (m)	VEL. (m/s)	COTA (cm)	VAZÃO (m³/s)
06/09/04	425044 - 8222683	2,5	0,5	132,0	231,0
24/08/03	419027 - 8206323	2,5	0,7	154,0	346,5
23/08/03	419863 - 8214385	2,5	0,6	155,0	351,0
27/08/03	417477 - 8192907	2,5	0,7	155,5	340,5
30/08/03	416676 - 8186983	2,5	0,6	153,5	346,0
31/08/03	416238 - 8185324	2,5	0,7	153,0	346,0
01/09/03	416500 - 8182645	2,5	0,7	151,0	344,0
02/09/03	414428 - 8178719	2,5	0,6	150,0	336,0
03/09/03	413990 - 8176198	2,5	0,6	148,0	339,0

A avaliação longitudinal da velocidade de fluxo foi obtida em dois diferentes períodos ao longo do canal. Os dados obtidos estão expostos nas Tabelas 6 e 7.

Tabela 7 - Velocidades Mensuradas ao longo do rio Paraguai/Cáceres-MT em Período Úmido.

DIA	PONTO	PROF. (m)	VEL. (m/s)	COTA (cm)	VAZÃO (m³/s)
22/01/05	424933 – 8231151	Superfície	0,6	375,0	736,0
22/01/05	424382 – 8230050	Superfície	1,2	375,0	736,0
22/01/05	425007 – 8222777	Superfície	1,0	375,0	736,0
22/01/05	416671 – 8192883	Superfície	0,8	375,0	736,0
22/01/05	417095 – 8192036	Superfície	1,2	375,0	736,0

A comparação das velocidades registradas ao longo do canal mostra que no período seco as velocidades máximas não são muito mais elevadas que o valor médio calculado para a estação de Cáceres e que não há muita variabilidade longitudinal, uma vez que a variação da vazão pode ser a responsável pelas pequenas diferenças.

No período de cheia, sob mesma vazão as velocidades máximas aumentam muito em relação à média, assim como há um considerável incremento da variabilidade dos valores ao longo do canal.

A velocidade de fluxo é a variável responsável pela definição da competência de um canal. Ou seja, quanto maior a velocidade de fluxo, maior o tamanho da partícula que pode ser transportada. Além disso, os estudos realizados no rio Paraná demonstram que a velocidade de fluxo é a principal variável para o controle da taxa de erosão marginal, sobrepondo-se à composição dos sedimentos das margens, que é uma variável secundária (ROCHA; SOUZA FILHO; LARA, 1999).

4.3 POTÊNCIA DA CORRENTE

A potência da corrente é uma forma de avaliar a capacidade de realização de trabalho de um rio, ou seja, a energia consumida para a erosão e transporte de sedimentos. A capacidade de realização de trabalho origina-se da atuação da gravidade sobre a água, ou seja, é resultado do peso da água.

A água exerce uma força sobre o leito que é resultante de sua massa multiplicada pela aceleração da gravidade. Essa força atua sobre o leito e como este possui uma inclinação, ela possui duas componentes, uma perpendicular ao leito e outra paralela a ele.

A força paralela ao leito é chamada de força trativa e é responsável pelos processos de remoção e transporte de sedimentos.

A força trativa pode ser calculada multiplicando-se o peso da água pela declividade do leito. Contudo, a massa de água sobre o leito varia dentro do canal tanto no espaço como no tempo, de acordo com as variações de profundidade e de vazão. Por essa razão as formas de avaliação da potência da corrente devem levar em conta o local (seção transversal) e a vazão.

O cálculo da quantidade de água em uma seção pode ser feito a partir da medida da vazão em inúmeros pontos ao longo da seção transversal, ou a partir de valores médios de uma seção em que a vazão seja bem conhecida. Em ambos os casos é necessário que seja considerado um valor unitário para que os erros sejam minimizados, uma vez que a profundidade é variável e as medidas de vazão são pontuais ou lineares (conforme a técnica de medida).

Ao se considerar uma seção unitária é necessário que seja definido o sistema de medida de forma que os valores obtidos possam ser comparados, e usualmente o sistema métrico é utilizado, conforme fizeram Nanson e Crooke (1992).

A massa da água sobre um metro quadrado pode ser calculada por meio da multiplicação da profundidade do local (P) pela densidade da água (d). O peso da água pode ser obtido pela multiplicação da massa unitária pela aceleração da gravidade (g) e a força trativa unitária (F) pode ser obtida multiplicando-se o peso unitário da água pelo gradiente do leito (G) no local. A força trativa que atua sobre um metro quadrado do leito é chamada pressão de cisalhamento da água (“shear stress” - S).

$$\text{Portanto: } S = P \cdot d \cdot g \cdot G \text{ (em N/m}^2\text{)}$$

A pressão de cisalhamento (S) é responsável pela mobilização da água e de sedimentos dentro da unidade de área, ao longo da declividade. Portanto essa força realiza um trabalho que é calculado pela multiplicação da força pela distancia unitária (D). Contudo, esse trabalho é realizado em um determinado tempo (T) e a divisão do trabalho realizado pelo tempo necessário para sua realização corresponde à potência da corrente naquele metro quadrado, que é denominada de potência específica da corrente (“specific stream power” - w).

Portanto: $w = S \cdot D : T$ (em $N.m / m^2.s$ ou $J / s.m^2$)

Contudo, a distância dividida pelo tempo equivale à velocidade do fluxo da água, e sendo assim a potência específica da corrente pode ser obtida pela multiplicação da pressão de cisalhamento pela velocidade de fluxo (V).

Portanto: $w = S \cdot V$ ou $w = P \cdot d \cdot g \cdot G \cdot V$

Uma vez que a pressão de cisalhamento é calculada pela multiplicação do volume unitário pela densidade da água (d), pela aceleração da gravidade (g) e pelo gradiente (G), podemos considerar que a profundidade multiplicada pela largura e pela velocidade equivale à vazão da seção unitária (Qu).

Dessa forma: $w = d \cdot g \cdot Qu \cdot G$ (em $J / s.m^2$)

Para se obter a potência da corrente em toda a seção transversal (“gross stream power” - W) basta multiplicar a largura unitária pela largura da seção, ou seja, basta ter a vazão da seção conhecida.

Assim: $W = d \cdot g \cdot Q \cdot G$ (em $J/s.m$ ou $w/s.m$)

Por sua vez, a potência específica da corrente (w) pode ser calculada por meio da divisão da potência da corrente (W) pela largura da seção (L)

Ou seja: $w = W : L$ (em $J/s.m^2$, ou $w/s.m^2$)

Contudo, conforme mencionado, a vazão varia no tempo, o que permite que a mesma seção transversal possua potência de corrente variável, ou seja, quanto maior a vazão maior será a potência da corrente.

No caso do segmento estudado há duas seções em que há monitoramento da vazão, ou seja, as duas seções que dispõem de estações fluviométricas. Contudo apenas a seção de Cáceres possui gradiente do leito calculado e dessa forma somente para ela será avaliada a potência da corrente.

Portanto, a potência de corrente da seção de Cáceres foi avaliada utilizando-se os dados de nível e vazão da série histórica da estação fluviométrica local, o gradiente do leito e a largura da seção em diversos níveis diferentes. Para isso foram utilizados os dados de vazão mínima, média, máxima e de margens plenas. A densidade da água utilizada foi de 1000 kg/m^3 , e $9,81 \text{ m/s}^2$ para a aceleração da gravidade. Os dados obtidos encontram-se na Tabela 8.

Tabela 8 – Potência da corrente e potência específica da corrente na seção de Cáceres, considerando as vazões mínima, média, de margens plenas e máximas, e o gradiente do leito fixo.

Densidade da água (kg/m^3)	Aceleração da gravidade (m/s^2)	Vazão (m^3/s)	Gradiente do leito (m/m)	Potência da corrente (j/s.m)	Largura (m)	Potência específica (j/s.m^2)
1000	9,81	133	0,000066	86,1	219,6	0,4
		537		347,7	229,8	1,5
		695		450,0	232,7	1,9
		2659		1721,6	233,0	7,4

A utilização de um valor fixo de gradiente do leito é perfeitamente aplicável aos rios erosivos que possuem leito rochoso e fixo. Contudo, no caso do segmento estudado, o leito é móvel e tende a se modificar conforme a alteração do gradiente hidráulico. Embora o gradiente do leito móvel não tenha sido medido em diferentes vazões, a avaliação da potência foi realizada com a utilização dos diferentes gradientes hidráulicos calculados, uma vez que em condição de vazão estável o leito móvel tende a ter o mesmo gradiente que a água. A avaliação dos valores de potência da corrente em diferentes condições de gradiente hidráulico está exposta na Tabela 9. Durante a vazão máxima, após a água do canal ultrapassar o limite de margens plenas, não é possível calcular a largura do canal, haja vista que neste período a água se espalha pela planície. Em virtude deste fato foi estimada a largura de 233 metros na vazão máxima.

Os dados de potência específica de corrente para a vazão de margens plenas permitem classificar o canal em Cáceres como sendo do tipo de baixa energia, com margens coesivas, do tipo anastomosado (NANSON E CROOKE, 1992). Tais valores são semelhantes ao obtido para o Canal Cortado, um braço secundário do rio Paraná situado nas proximidades da cidade de Porto Rico, Estado do Paraná (ROCHA 2002).

Tabela 9 - Potência da corrente e potência específica da corrente na seção de Cáceres, considerando as vazões mínima, média, de margens plenas e máxima, e os gradientes hidráulicos para as vazões mencionadas.

Densidade da água (kg/m ³)	Aceleração da gravidade (m/s ²)	Vazão (m ³ /s)	Gradiente hidráulico (m/m)	Potência da corrente (j/s.m)	Largura (m)	Potência específica (j/s.m ²)
1000	9,81	133	0,000068	88,7	219,6	0,4
		537	0,000083	437,2	229,8	1,9
		695	0,000076	518,2	232,7	2,2
		2659	0,000096	2504,1	233,0	10,8

Os dados de potência de corrente para os diversos valores de vazão permitem afirmar que a tendência de aumento da descarga observada na série histórica vem provocando o aumento da potência de corrente no rio, seja em termos de vazão máxima, média ou mínima. Ou seja, em sendo confirmado que a alteração do uso do solo é responsável pelas alterações de descarga, ela também é responsável pelo aumento de energia no sistema.

Os dados obtidos devem ser considerados com a ressalva que os gradientes utilizados são os obtidos entre duas estações situadas a uma considerável distância e que não devem ser analisados como os gradientes realmente existentes na seção de Cáceres.

4.4 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

O comportamento de uma bacia, em relação ao suprimento de sedimentos, varia muito desde as partes mais altas até às planícies, variação esta que depende da litologia, do tipo de solo, da cobertura vegetal, da declividade, do regime de chuvas, do uso do solo dentre outros. Em geral, no alto curso da bacia há maior erosão e transporte de sedimentos. A erosão diminui, gradativamente, da alta até à média bacia, à medida que as declividades decrescem (CARVALHO, 1995). Contudo, essa afirmação refere-se a rios com perfil longitudinal ideal, pois não leva em conta a existência de níveis de base locais.

De acordo com estudos realizados pelo referido autor, a distribuição longitudinal dos sedimentos no curso d'água é mais bem expresso em termos de produção de sedimentos, considerando-se o valor médio da descarga sólida em relação à área de drenagem da bacia contribuinte.

No caso do rio Paraguai Superior tanto o curso principal como os principais afluentes possuem segmentos erosivos relativamente curtos, visto que as áreas de planície iniciam-se nas proximidades das cabeceiras. Mesmo assim a produção de sedimentos não é desprezível, visto que Souza (2004) relatou que de acordo com a CPRM (dados não publicados) em 1982 a estação de Cáceres havia registrado um transporte de carga sólida de 7630 t/dia, o que equivale a uma produção específica de sedimentos na ordem de 82 t/km²/ano, sendo que a produção de sedimentos finos foi de 66 t/km²/ano e a de sedimentos de fundo foi de 16 t/km²/ano. Já Cunha (1998) calculou que até 1986 a produção específica mínima de sedimentos em suspensão foi de 68 t/km²/ano naquela estação, baseada nos dados da ELETROBRAS/IPH (1992).

Por outro lado, a Hidrologia S.A. realizou levantamentos sistemáticos de carga em suspensão em Cáceres, no período entre março de 1977 e fevereiro de 1982, a serviço do DNOS. A série de dados conta com 55 amostras, dentre as quais a obtida em 12 de maio de 1981 registrou o menor valor (28 mg/l) e a obtida em 20 de novembro 1977 o maior (507 mg/l). Os dados anuais médios do período estão apresentados na Tabela 10.

Tabela 10 - Transporte de sedimentos suspensos em Cáceres entre março de 1977 e fevereiro de 1982.

<i>Ano</i>	<i>Transporte (t/dia)</i>	<i>Produção específica (t/km²/ano)</i>	<i>Concentração (mg/l)</i>
<i>1977</i>	<i>9307</i>	<i>101</i>	<i>291</i>
<i>1978</i>	<i>10407</i>	<i>112</i>	<i>209</i>
<i>1979</i>	<i>3398</i>	<i>37</i>	<i>61</i>
<i>1980</i>	<i>5664</i>	<i>61</i>	<i>94</i>
<i>1981</i>	<i>7149</i>	<i>77</i>	<i>95</i>
<i>1977-1982</i>	<i>7398</i>	<i>80</i>	<i>147</i>

Fonte - Hidrologia, DNOS.

Os dados demonstram que a produção de sedimentos aumentou até 1978, teve uma notável queda em 1979, e voltou a aumentar até 1981, embora em valores bem inferiores aos iniciais. Se compararmos estes dados com os de Souza (2004), Cunha (1998) observa-se que até 1986 houve uma redução do fornecimento de sedimentos finos por parte da bacia.

Dados mais recentes dos trabalhos realizados pelo PCBAP (1997) a concentração média de sedimentos em suspensão das amostras coletadas no dias 22 e 24/09/96 foi de 40,708 mg/l e 53,316 mg/l.

Se os dados de transporte de sedimentos forem comparados aos dados de vazão anual da estação de Cáceres (Figura 10) observa-se que em 1982 o rio teve a maior vazão até então registrada, assim como os anos que o sucederam com exceção de 1984. Tais dados indicam que o fornecimento de sedimentos finos não deve estar associado com o regime de precipitação, mas sim ao escoamento superficial. Nesse caso é provável a retirada da cobertura vegetal facilite a remoção de sedimentos das vertentes, e posteriormente, quando as pastagens ou a produção agrícola estão estabelecidas, a proteção do solo aumente.

Embora não existam dados de coletas sistemáticas posteriores às citadas, foram realizadas duas coletas de campo para a avaliação longitudinal da concentração de sedimentos em suspensão.

Ao longo deste trabalho, foram realizadas duas campanhas de campo, para coleta de amostras de água para determinação do material em suspensão. As amostras foram coletadas ao longo do talvegue do rio Paraguai e de alguns afluentes (rios Cabaçal e Jauru).

As amostras foram coletadas no talvegue a uma profundidade de 2 metros por meio de garrafa de Van Dorn, e posteriormente armazenada em frascos plásticos com capacidade de 5 litros. A análise da carga em suspensão em mg/L em cada ponto foi feita com o auxílio do método de filtração e pesagem dos filtros (MELO; SUMMERHAYES, 1975). Para quantificar esse material, foi separado 1 litro de amostra total que foram filtradas em filtros de fibra de vidro de 47 cm de diâmetro e 0,5 mm de abertura da malha. O resíduo da filtração, detido nos filtros pré-pesados, foi secado e levado a uma estufa por 24 horas. Em seguida, foi pesado em balança analítica. Os dados obtidos estão apresentados na Figura 18.

Os dados obtidos demonstram que os valores atuais são significativamente mais baixos que os existentes para as décadas de 1970 e 1980. Além disso, é possível observar que os rios Cabaçal e Jauru exibiam uma concentração muito menor que a do rio principal em janeiro de 2005. A Figura 18 permite observar que os valores de concentração em cheia são maiores que os de vazante e tendem a diminuir para jusante.

Tais evidências são compatíveis com a diminuição do ritmo de retirada da cobertura vegetal, com o maior aporte de sedimentos no período de chuvas e com a menor intensidade do uso do solo observada nas bacias dos dois afluentes e ao longo do rio Paraguai a jusante de Cáceres.

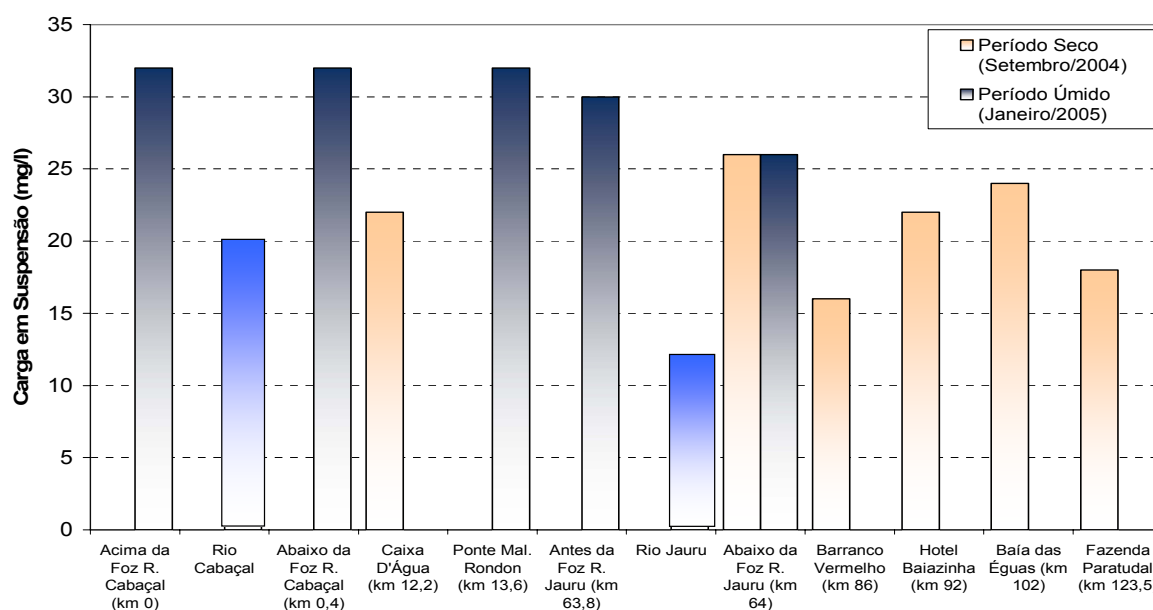


Figura 18 - Concentração de sólidos em suspensão no rio Paraguai / mg/l – 2004 – 2005.

A análise do comportamento da variação longitudinal foi prejudicada pela falha de amostragem na parte superior do segmento e pela dragagem de vários pontos do canal, efetuada principalmente no período de estiagem.

Os dados de transporte de carga de fundo são escassos. A única referência a esse respeito encontra-se em Souza (2004) que conforme mencionado utilizou dados inéditos obtidos em 1982 pela CPRM. De acordo com a autora, o transporte médio de material do leito foi estimado em 1476 t/dia, o que equivale a 19,3 % do transporte médio total.

Apesar da lacuna no que diz respeito ao transporte de fundo, foi realizada uma coleta sistemática de material de fundo ao longo do segmento estudado. Os pontos de coleta estão expostos na Figura 19. A coleta foi executada no talvegue, por meio de coletor tipo Van Veen (amostrador de mandíbulas), as amostras foram colocadas em sacos plásticos e rotuladas e posteriormente passaram por análise sedimentológica por peneiramento e depois foram pesadas. A Figura 19 mostra os resultados obtidos para cada amostra coletada.

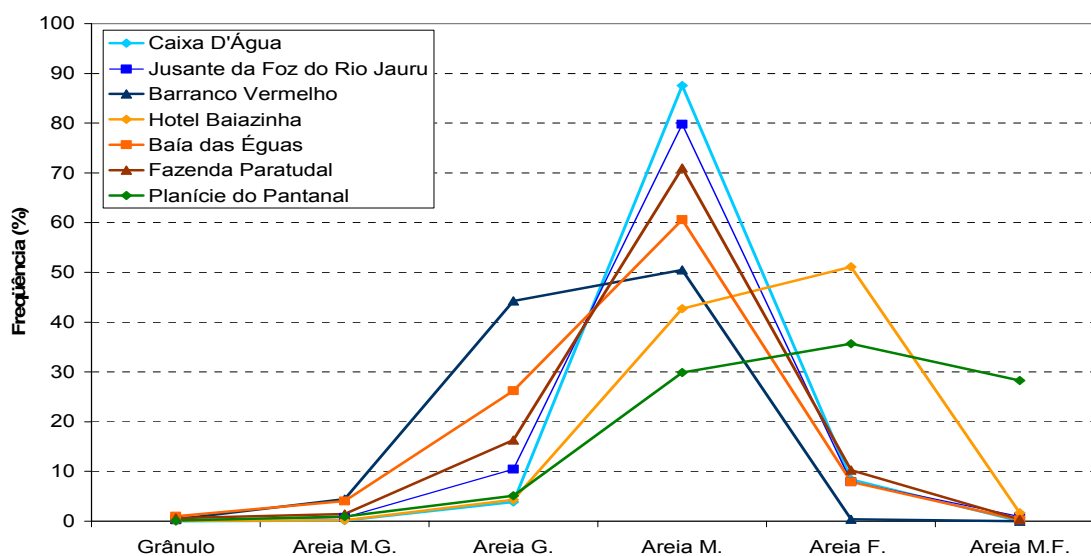


Figura 19 - Distribuição granulométrica dos depósitos de fundo do rio Paraguai - 2004

Pelo exposto na Figura 19, as amostras possuem grande homogeneidade textural, com domínio da classe areia média. As exceções devem-se às amostras do ponto Barranco Vermelho e do ponto Hotel Baiazinha, áreas sujeitas à dragagem. Outra exceção é o ponto Planície do Pantanal, onde o rio apresenta baixa velocidade de fluxo.

Os quatro pontos restantes diferenciam-se pela porcentagem de areia grossa e de areia média. A competência de transporte sedimentos de um curso de água é diretamente ligada à vazão e velocidade do fluxo. Por sua vez, a velocidade depende da topografia e da velocidade imprimida ao fluxo e maior será a carga potencial transportada do mesmo. Por outro lado, quanto menor for o gradiente de um rio, teoricamente maior será a quantidade de material depositada em seu leito (SUGUIO; BIGARELLA, 1990).

4.5 SINUOSIDADE DO CANAL

A sinuosidade do segmento em estudo já foi discutida com base em dados de literatura. Porém, uma vez que o sistema é dinâmico, foi elaborado um cálculo da situação atual do segmento estudado.

A sinuosidade do segmento (Figura 20) foi calculada em partes, para a verificação de sua variabilidade longitudinal. Dessa forma foram selecionados 9 segmentos em que foi medida a distância em linha reta e ao longo do canal para que pudesse ser calculada a relação entre os parâmetros.

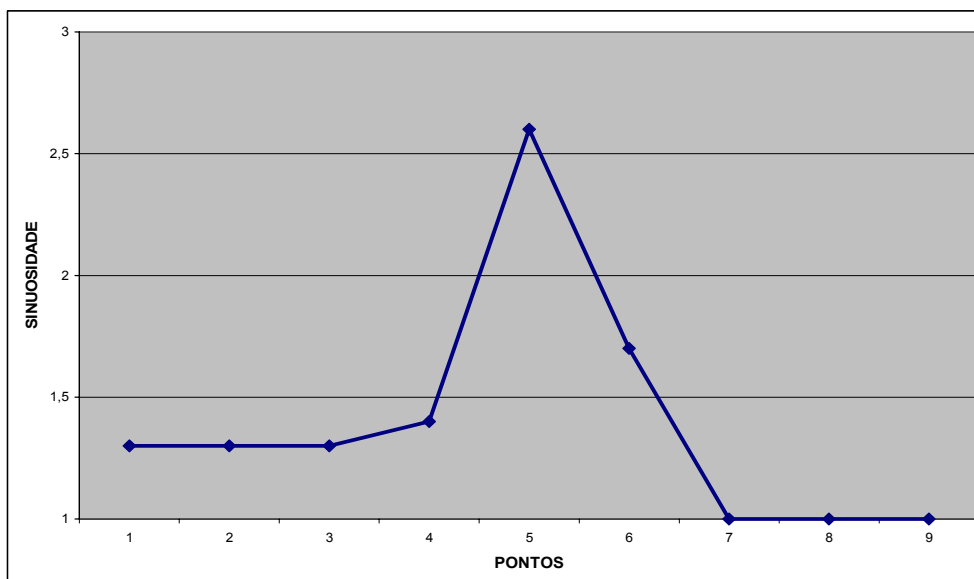


Figura 20 - Índice de sinuosidade ao longo do segmento entre a foz do rio Cabaçal e o Morro Pelado

Os segmentos de um a cinco constituem o trecho situado a montante do rio Jauru, e os demais representam a parte situada a jusante de sua foz. A parte montante apresenta sinuosidade que varia de 1,3 a 2,6 e o cálculo do valor total do segmento resultou em 1,7. O segmento inferior mostra valores distintos, com o máximo na área de transição de 1,7 enquanto que os demais valores foram 1, tendo sido obtido um índice de sinuosidade de 1 para o segmento completo.

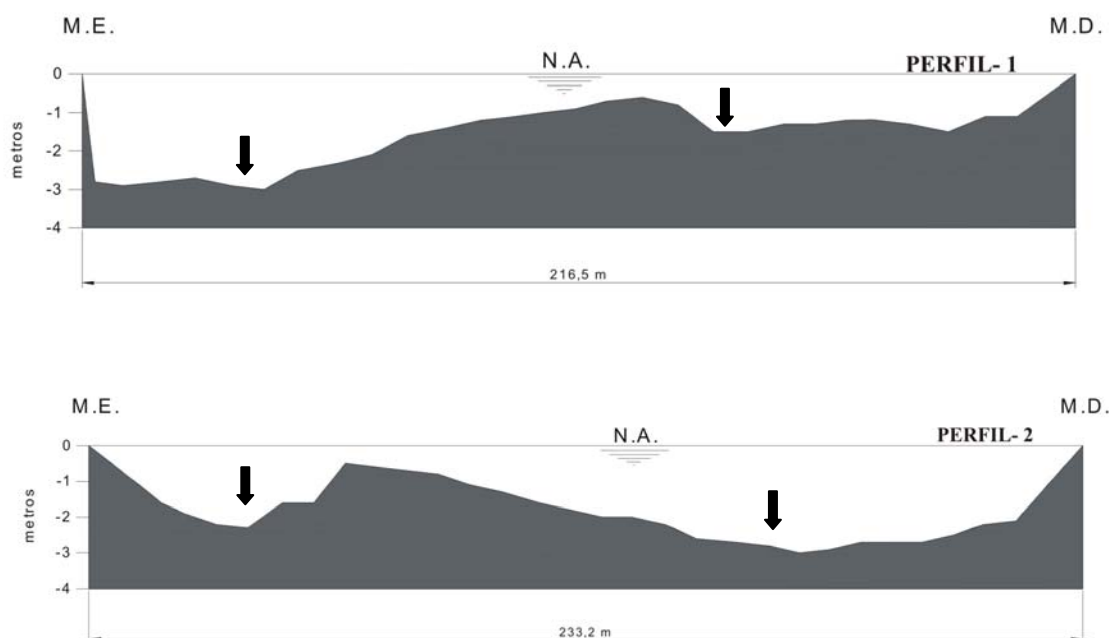
4.6 FORMA DA SEÇÃO TRANSVERSAL E RAZÃO LARGURA PROFUNDIDADE

A seção transversal de um canal deposicional depende do tipo de carga que o rio transporta e da atuação das linhas de fluxo dentro dele. Os rios com domínio de carga de fundo (entrelaçados) tendem a ter margens indefinidas, seção simétrica e alta razão largura profundidade, enquanto que os de carga suspensa (retilíneos e anastomosados) tendem a ter margens bem definidas, seção simétrica e baixa razão largura profundidade. Por outro lado, os rios de carga mista (meandantes) possuem razão largura-profundidade intermediária aos casos mencionados e tendem a ter margens bem definidas. Nesse caso a seção é simétrica em seus segmentos lineares, e assimétrica nos segmentos sinuosos, e apenas a margem côncava possui margem definida (RICHARDS, 1982).

Tais características devem-se a distribuição das linhas de fluxo e aos materiais que são depositados. Nos rios de carga de fundo o canal ocupa toda a calha e a ausência ou a pouca expressividade dos depósitos finos não permite a formação de margens coesivas. Nesse caso as linhas de maior velocidade de fluxo situam-se na parte central dos canais. Nos rios de carga suspensa os depósitos de cheia criam uma planície argilosa, o que possibilita a existência de margens coesivas e as linhas de fluxo situam-se na parte central do canal. Nos rios de carga mista, as linhas de fluxo concentram-se no centro do canal nos segmentos retos e situam-se próximos da margem côncava nos trechos curvos.

Para o segmento estudado foram elaboradas diversas seções transversais distribuídas ao longo de todo o segmento. Os dados utilizados foram obtidos junto à Administração da Hidrovia Paraguai – Paraná (AHIPAR) e alguns pontos foram obtidos a partir da utilização de Ecobatímetro Furuno, modelo FE – 881 II onde os pontos foram registrados em papel. Durante a seção de batimetria, utilizou-se um Sistema de Posicionamento Global (GPS), para localização dos pontos. A partir dos dados batimétricos, os pontos de profundidade foram digitalizados no programa AUTOCAD, para a elaboração das seções transversais.

As seções elaboradas para o segmento superior e inferior encontram-se na Figuras 21 e 22 e suas características estão apresentadas no texto.



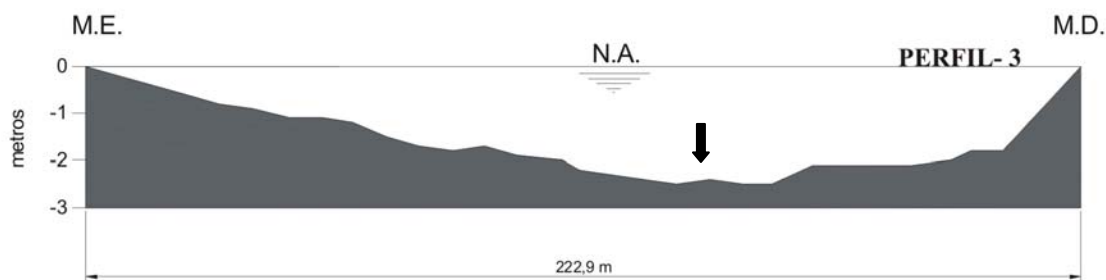
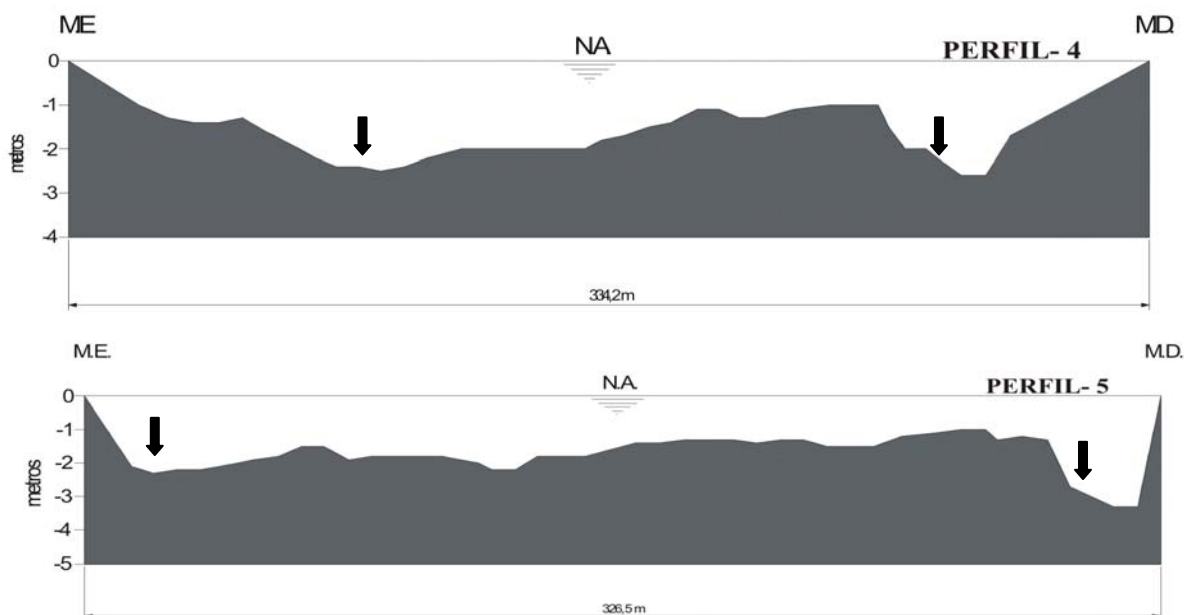


Figura 21 - Perfil transversal do segmento superior. (as setas indicam a posição do(s) talvegue(s) na seção)

O primeiro perfil, localizado no km 34, apresentou uma profundidade média de 1,6 metros e uma razão largura/profundidade de 135,3. O segundo perfil, localizado no km 36, 3, apresentou uma profundidade média de 1,9 metros e uma razão largura/profundidade de 122,7. Em ambos os casos os perfis indicam que a seção era assimétrica e que em cada um existia uma barra em pontal que foi modificada por processos erosivos.

O terceiro perfil, localizado no km 62, 1, apresentou uma profundidade média de 1,8 metros, apenas um talvegue, seção assimétrica com barra em pontal bem definida, e razão largura/profundidade de 123,8.



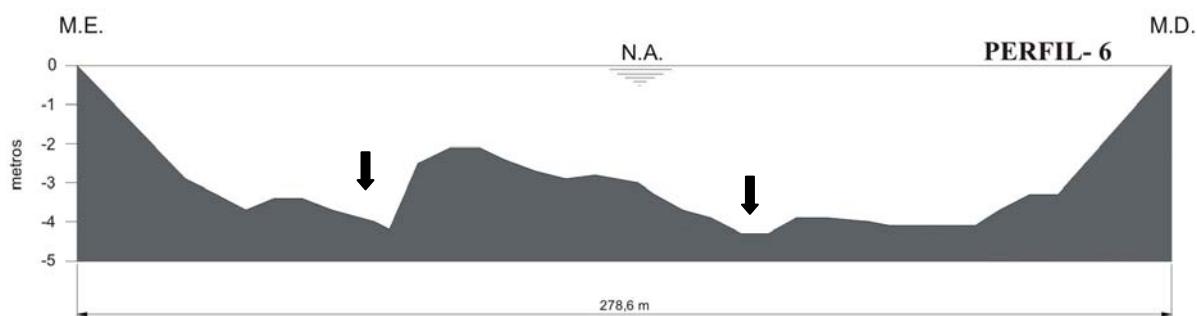


Figura 22 - Perfil transversal do segmento inferior (as setas indicam a posição dos talvegues principais)

Os perfis apresentados na Figura 22 foram levantados no segmento inferior e estão localizados no km 70,8 72,4 e 77,1 respectivamente em relação ao início da área da pesquisa. O primeiro perfil apresenta uma profundidade média de 1,7 e uma razão largura profundidade de 196,5. O segundo perfil apresenta uma profundidade média de 2,7 metros e uma razão largura/profundidade de 181,3. No terceiro perfil a profundidade média obtida foi de 3,4 metros e a razão largura-profundidade foi de 81,9. Em todos os perfis é possível observar a existência de talvegue múltiplos. Na Figura 23, pode ser observado a localização dos perfis transversais dos segmentos superior e inferior.

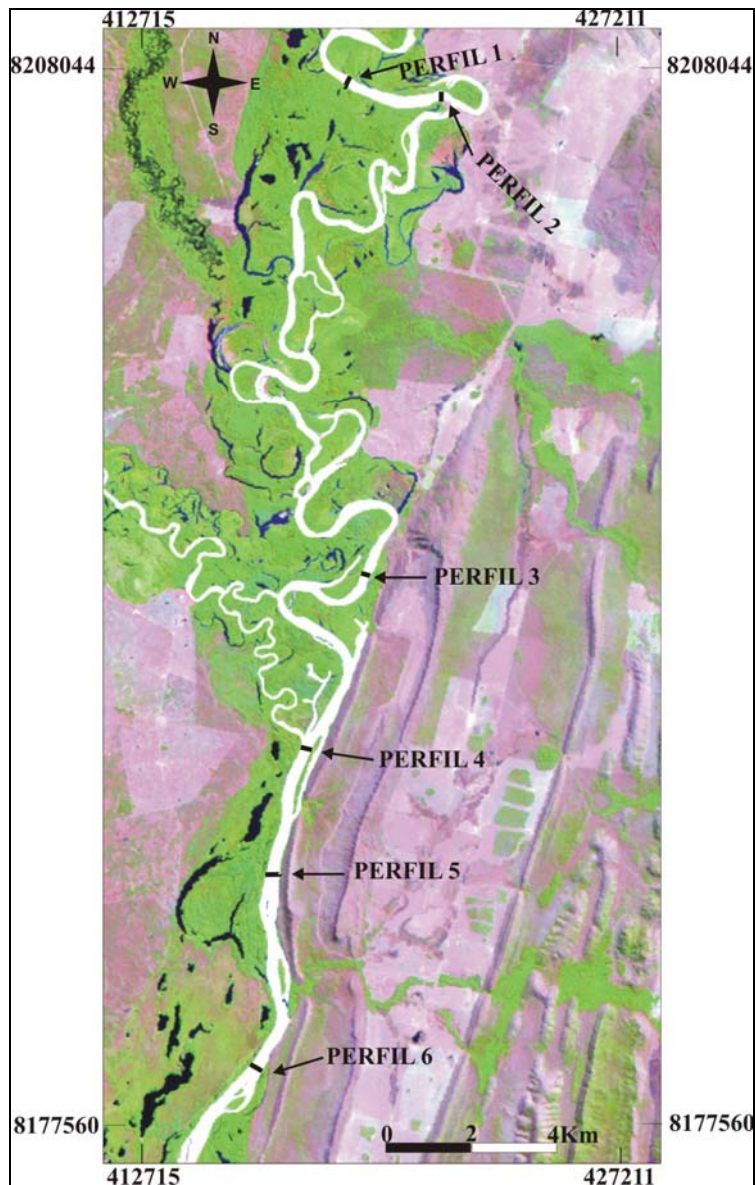


Figura 23 – Localização dos perfis transversais.

4.7 TIPOLOGIA DAS BARRAS

Os canais fluviais deposicionais apresentam diferentes tipos de barras conforme suas características de transporte. Nos rios seixosos (entrelaçados) há domínio de barras longitudinais, nos arenosos (entrelaçados) de barras transversais e compostas, nos rios areno-argilosos (meandrantés) há domínio de barras em pontal e de barras laterais e nos rios argilosos (retilíneos e anastomosados) há ocorrência de barras laterais submersas e pouco desenvolvidas.

A tipologia das barras encontradas foi obtida por meio da caracterização de sua geometria. Para isso foi utilizada a forma emersa, obtida a partir de imagens orbitais, a seção transversal, obtida a partir das seções apresentadas nas Figuras 21 e 22 e a seção longitudinal, obtida por meio de levantamento por ecobatimetria.

No segmento superior foram individualizadas barras em pontal (Figura 24), e barras transversais (Figura 26).

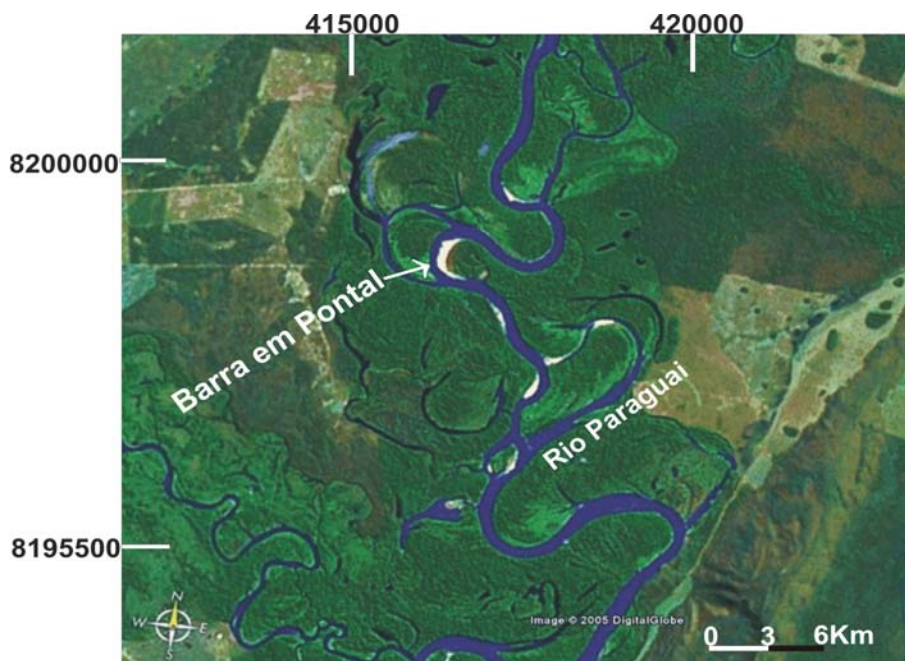


Figura 24 - Barra em Pontal localizada no segmento superior.

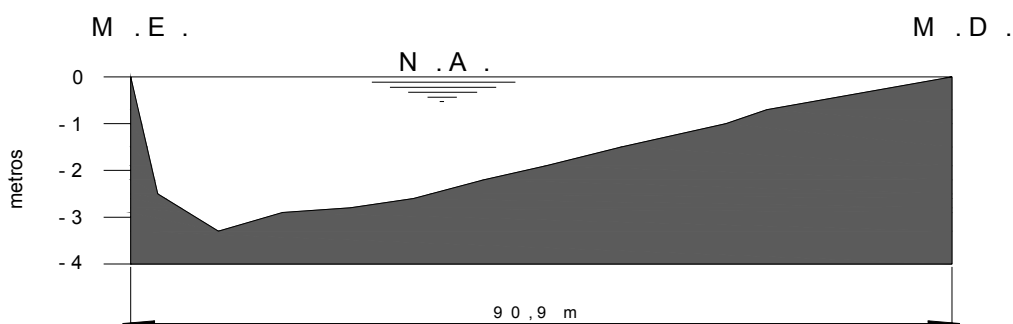


Figura 25 - Seção transversal mostrando barra em pontal no segmento superior (a seção está localizada no km 18,5)

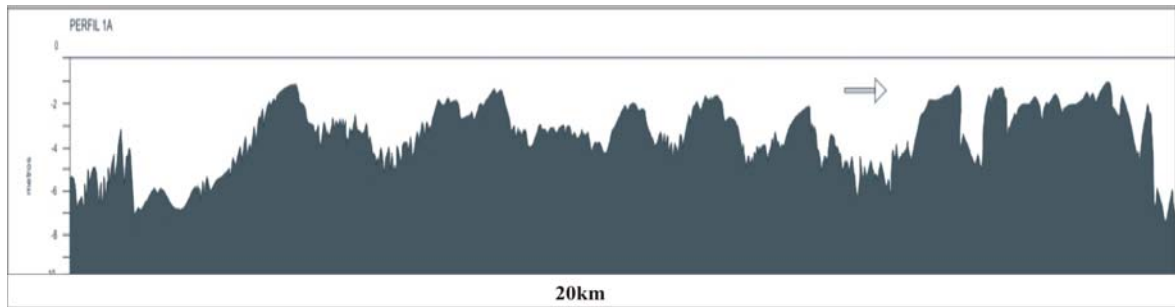


Figura 26 - Barras Transversais do segmento superior.

No segmento inferior há domínio de barras do tipo transversais, cuja parte emersa pode ser vista na Figura 27 e seu perfil longitudinal está exposto na Figura 28.

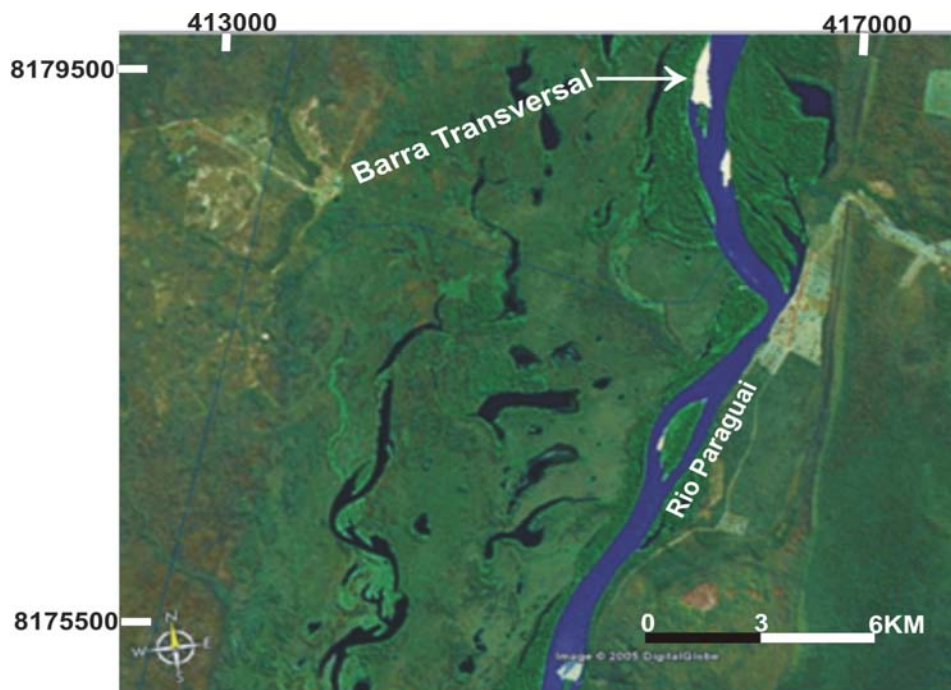


Figura 27 - Barra transversal segmento inferior

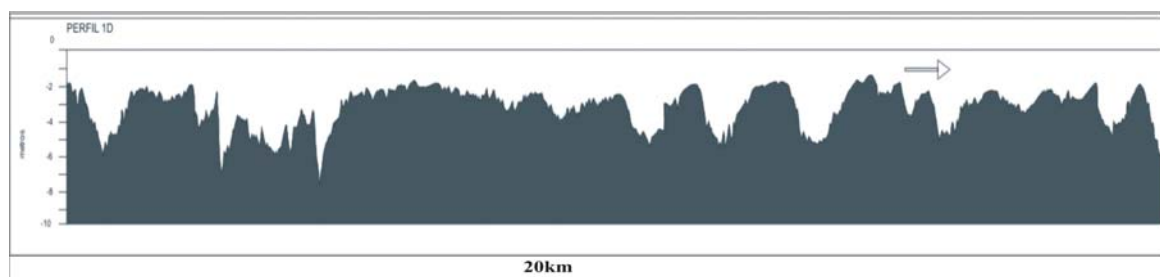


Figura 28 - Seção longitudinal de parte do segmento inferior, mostrando a forma longitudinal das barras transversais.

5 CARACTERÍSTICAS DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO

A planície de inundação é formada pela decantação da carga suspensa levada para fora do canal em períodos de cheia e pela deposição de sedimentos de fundo que podem ser levados para fora do canal em determinadas circunstâncias (cheias extraordinárias ou rompimento de diques marginais). Os depósitos de carga suspensa dão origem às bacias de inundação e os depósitos de carga de fundo podem originar diques marginais e depósitos de rompimento de diques (crevasse splay).

As características da planície são um testemunho do canal que a originou. Assim sendo, os canais de carga de fundo não desenvolvem planícies argilosas significativas e quando desenvolvem diques marginais eles são arenosos. Assim, em águas baixas ficam expostas apenas as barras que lhes são características.

Os rios de carga mista desenvolvem diques areno-argilosos, mas eles não possuem continuidade devido à mobilidade do canal. Tal mobilidade é proporcionada pela proximidade das linhas de maior velocidade junto à margens côncavas, o que leva à sua contínua erosão. Por outro lado, as margens convexas são submetidas a baixas velocidades de fluxo, o que leva à deposição do sedimento de fundo, dando origem às barras em pontal. A ação conjunta dos dois processos leva à migração lateral do meandro e a uma diminuição do gradiente no local. O processo evolui até que o gradiente entre a entrada e saída do meandro fica muito menor que o do canal curvo, proporcionando a avulsão e o abandono do meandro.

Nesse caso o segmento curvo abandonado dá origem a lagos em forma de ferradura chamados de meandros abandonados ou “oxbow lakes”. As barras em pontal da parte abandonada podem formar feições chamadas de “scroll bars” quando não estão cobertas por sedimentos argilosos da planície.

Os rios de carga suspensa desenvolvem diques marginais silto-argilosos contínuos e bem desenvolvidos e o eventual rompimento desses em cheias excepcionais permite o aporte da carga de fundo na planície, formando leques de rompimento de diques. No caso de rios retilíneos as feições características da planície são sua grande extensão, os diques marginais contínuos, os leques de rompimento de diques marginais e as lagoas e baixios sem forma definida. Os rios anastomosados apresentam as mesmas características, mas grande parte da planície ocorre sob forma de grandes ilhas e há ocorrência freqüente de lagoas alongadas que representam antigos canais abandonados.

O segmento superior possui diques marginais descontínuos, arenosos e quando bem desenvolvidos chegam a meio metro acima do nível médio das águas (Figura 29). A planície fluvial é caracterizada por meandros abandonados bem desenvolvidos (Figura 30).



Figura 29 - Lentes de areia argilosa em depósito de dique marginal (segmento superior margem direita)

As margens são constituídas por lentes areno-argilosos intercalados por camadas de areia e argila interestratificadas (Figura 29), que freqüentemente estão encobertas por depósitos lenticulares de areia (dique marginal). Localmente ocorrem margens compostas por argila maciça.

O segmento inferior possui planície caracterizada por lagoas alongadas, junto às quais são visíveis formas em leque, possivelmente formadas por depósitos de rompimento de diques marginais (quadro inferior direito da Figura 30).

A planície fluvial do segmento inferior possui formas semelhantes às exibidas pela planície fluvial do rio Paraná nas proximidades de Porto Rico. No caso do rio Paraná Souza Filho

(1993) atribuiu sua origem à evolução de um sistema anastomosado que esteve ativo antes da implantação do atual padrão de canal.



Figura 30 - Recortes de imagem mostrando feições da planície no segmento superior (esquerda) e inferior (direita).

As características das margens do segmento inferior estão expostas nas Figuras de 31 a 34.



Figura 31 - Perfil margem direita após a foz do rio Jauru do segmento inferior.

A Figura 31 mostra uma seqüência de aumento de granulometria para o topo, com prováveis depósitos de planície na base (finos), intercalação de depósitos de leques de rompimento de diques, ou porções distais de dique marginal (areia muito fina com

estratificação cruzada) e o dique marginal proximal no topo (areia média com estratificação sigmoidal).



Figura 32 - Perfil margem esquerda Barranco Vermelho segmento inferior.

A Figura 32 mostra um afloramento homogêneo de depósito de planície de inundação (argila cinza mosqueada maciça).



Figura 33 - Perfil margem direita Baía das Éguas segmento inferior.

A Figura 33 mostra uma seqüência de aumento de granulometria para o topo mostrando uma sucessão de depósitos de planície na base (argila maciça), superpostos por depósitos de crevasse ou dique marginal distal (areia fina) e por dique marginal proximal (areia média fina).



Figura 34 - Perfil margem esquerda Paratudal segmento inferior/ meandrante.

A Figura 34 mostra um perfil homogêneo de depósito de planície de inundação (argila maciça rica em matéria orgânica)

A Tabela 11 apresenta a composição granulométrica das margens descritas acima.

Tabela 11 - Composição granulométrica das margens do segmento inferior.

	Ponto de Coleta	Areia G. %	Areia M. %	Areia F. %	Areia M/F. %	Silte G. %	Silte F. %	Silte M. %	Argila %	Ultra A. %
1	Topo	1,364	1,388	48,258	33,998	1,398	0,102	0,915	0,407	12,170
	Meio	0,100	2,031	32,467	42,672	6,143	1,312	0,807	2,573	11,895
	Base	0,212	1,059	2,272	3,582	12,397	6,362	3,093	10,284	60,739
2	Meio	0,102	0,452	1,948	43,098	17,835	3,577	2,385	5,729	24,874
	Topo	0,529	3,653	35,045	45,103	5,214	0,953	0,768	2,012	6,723
	Meio	0,220	4,097	31,724	58,279	5,680	-	-	-	-
3	Base	0,245	0,585	1,210	5,076	15,106	6,449	2,310	10,968	58,051
	Topo	1,274	3,406	5,624	8,399	7,960	3,073	3,098	6,398	60,768
	Base	0,480	1,736	2,695	4,266	7,316	4,344	8,408	4,547	66,208

1 – Margem Direita a Jusante do rio Jauru, 2 – Margem Esquerda do Barranco Vermelho, 3 – Margem Direita Baía das Éguas, 4 – Margem Esquerda Paratudal.

6 EROSÃO MARGINAL

Erosão fluvial é a erosão causada pelas águas dos rios, principalmente na época de cheias, podendo, em alguns casos, ocasionar a destruição das margens por desmoronamento ou escorregamento. Guidicini e Nieble (1983) definem este termo como sendo qualquer movimento coletivo de materiais terrosos.

A erosão fluvial pode ocorrer no leito, nas margens, ou nas cabeceiras dos rios. A erosão do leito é denominada erosão vertical e a das margens erosão marginal (“lateral erosion”) de acordo com Tuysuz (2005). O mesmo autor destaca que a erosão fluvial pode ser efetuada pela corrasão, pela ação hidráulica da água e pelo atrito dos materiais em transporte.

A corrasão (ou abrasão) é provocada pelo choque das partículas em transporte contra as margens ou no leito, ocasionando o desgaste dessas superfícies. A erosão pela ação hidráulica da água é provocada pela força exercida pela água em movimento sobre as partículas do fundo ou das margens (força de cisalhamento ou “shear stress”). A erosão pelo atrito dos materiais em transporte ocorre graças ao choque das partículas em movimento uma contra as outras e provoca a diminuição do calibre da carga sedimentar.

A erosão marginal pode ser definida como o recuo linear das margens, resultante da remoção dos materiais que a constituem pela ação fluvial (correntes, ondas) ou por forças de origem externa, como a precipitação (FERNANDEZ, 1990).

Para Hooke (1979), a evolução da erosão marginal acontece em curto período de tempo, comparativamente a muitos outros processos geomorfológicos, mostrando assim, a importância de conhecimentos sobre o grau da erosão marginal, a fim de possibilitar um planejamento adequado, quanto ao uso das margens.

O fenômeno de alargamento e migração dos canais fluviais é facilitado e acompanhado da erosão marginal. Os processos de erosão das margens estão entre os elementos mais dinâmicos da paisagem e o entendimento do seu mecanismo de atuação é fundamental para a explicação da evolução dos diversos elementos da dinâmica fluvial. A erosão das margens tem também uma importância econômica como a perda de terrenos cultiváveis em áreas agrícolas, na proteção de obras civis construídas próximas ao canal fluvial ou na complementação de estudos de assoreamento em reservatórios (FERNANDEZ, 1990).

Segundo Thorne e Tovey (1981), os fatores que condicionam a erosão das margens fluviais são numerosos, destacando: a granulometria dos sedimentos, a geometria e a estrutura da margem, as propriedades mecânicas do material, as características hidrodinâmicas do fluxo nas proximidades das margens e as condições climáticas.

As propriedades mecânicas de uma margem estão relacionadas à composição granulométrica e no caso da resistência à erosão, a coesividade é uma variável importante. A coesividade dos sedimentos é proporcional ao teor de argila e desta forma quanto mais argilosa a margem, maior resistência ela demonstra aos processos de remoção. Outra variável que contribui para o aumento da resistência a erosão, segundo a literatura, é a cobertura vegetal da margem e a quantidade de raízes existentes em função da cobertura. Alguns autores atribuem a esta variável um forte peso, usando-a inclusive para justificar a estabilização de margens e mesmo mudanças de padrão de canal (SMITH, 1976).

Os estudos realizados a respeito da erosão marginal do rio Paraná demonstram que a taxa de recuo das margens é controlada principalmente pela velocidade de fluxo, e secundariamente pelo teor de argila das margens (ROCHA; SOUZA FILHO; LARA 1999; SOUZA FILHO e STEVAUX, 2000). Os referidos autores obtiveram a relação entre taxa de erosão, velocidade de fluxo e teor de argila das margens e ela pode ser descrita pela expressão exibida na Figura 35.

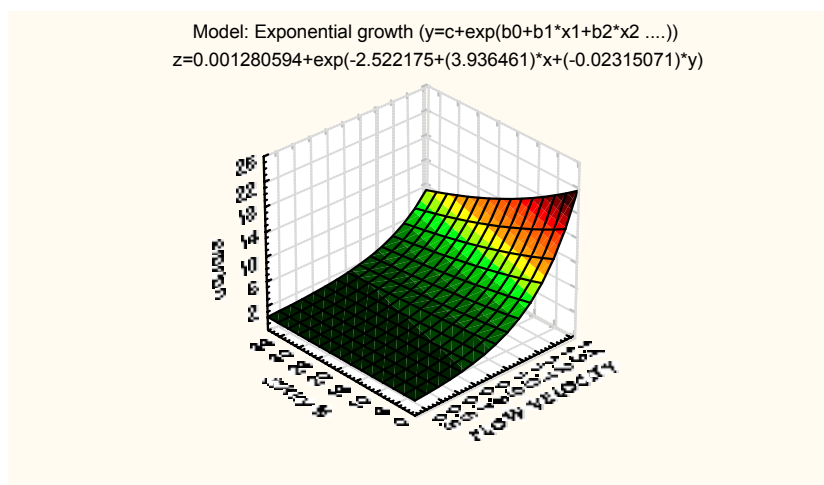


Figura 35 - Gráfico do modelo de crescimento exponencial que relaciona a taxa de erosão (eixo Z, em metros/ano), a velocidade de fluxo (eixo X em metros /segundo), e a porcentagem de argila e silte das margens (eixo Y), do rio Paraná / **Fonte:** Rocha et al. 1999.

Os referidos autores, assim como Fernandez (1990) e Rocha e Souza Filho (1996), consideraram a corrasão como o principal processo atuante na erosão marginal no rio Paraná. Contudo, considerando os resultados obtidos por Destefani; Souza Filho; Stevaux (2004) e por Borges (2004), após o fechamento da barragem de Porto Primavera, a importância da corrasão deve ser minimizada, em face ao corte de suprimento detrítico efetuado pela barragem.

Uma vez que a erosão marginal continuou ativa após a diminuição do suprimento detrítico, e considerando a importância da velocidade de fluxo, é muito provável que a ação hidráulica da água seja o principal processo atuando na erosão marginal do rio Paraná.

As formas de avaliação da erosão marginal foram discutidas por Borges (2004) e elas incluem métodos diretos e indiretos. Os métodos diretos são aqueles em que a taxa erosiva é obtida por meio de monitoramento de campo, que pode ser efetuado por meio de pinos, estacas ou perfilagens sucessivas (HOOKE, 1980). Os métodos indiretos são aqueles em que o deslocamento das margens é calculado a partir de dados cartográficos ou de sensoriamento remoto. Neste caso são comparados produtos cartográficos, fotografias aéreas ou imagens orbitais de diferentes idades e a posição das margens em uma data é comparada à posição em outra.

Na área de estudo, as margens do rio Paraguai exibem diversos tipos de feições erosivas conforme pode ser observado na Figura 36. No caso estas formas são atribuídas à queda de blocos e a desmoronamentos causados pelo solapamento da parte baixa da margem, resultante da corrasão, da ação hidráulica da água, e da ação das ondas provocadas pelos barcos.

As margens em posição vertical, e os sedimentos acumulados em suas bases indicam que há erosão ativa ao longo do rio Paraguai. Contudo, não há muita informação a respeito, e apenas Souza (2004) abordou a intensidade dos processos erosivos ao longo da área de estudo.

Para a avaliação da erosão marginal no segmento estudado foi utilizada a comparação de imagens orbitais de diferentes datas. Para isso foram utilizadas duas cenas da mesma posição (227/71), uma de 08/08/1984 (TM, LANDSAT 5), e outra de 30/07/2003 (ETM, LANDSAT 7).

O tratamento das imagens foi realizado através do software SPRING (Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas). O tratamento de imagens digitais nada

mais é do que a análise e a manipulação de imagens através de técnicas computacionais, com finalidade de identificar e extrair informações da imagem sobre fenômenos ou objetos do mundo real, e transformar a imagem de tal modo que as informações radiométricas contidas nela sejam mais facilmente discrimináveis pelo analista (MASCARENHAS e VELASCO *apud* MOREIRA, 2003).

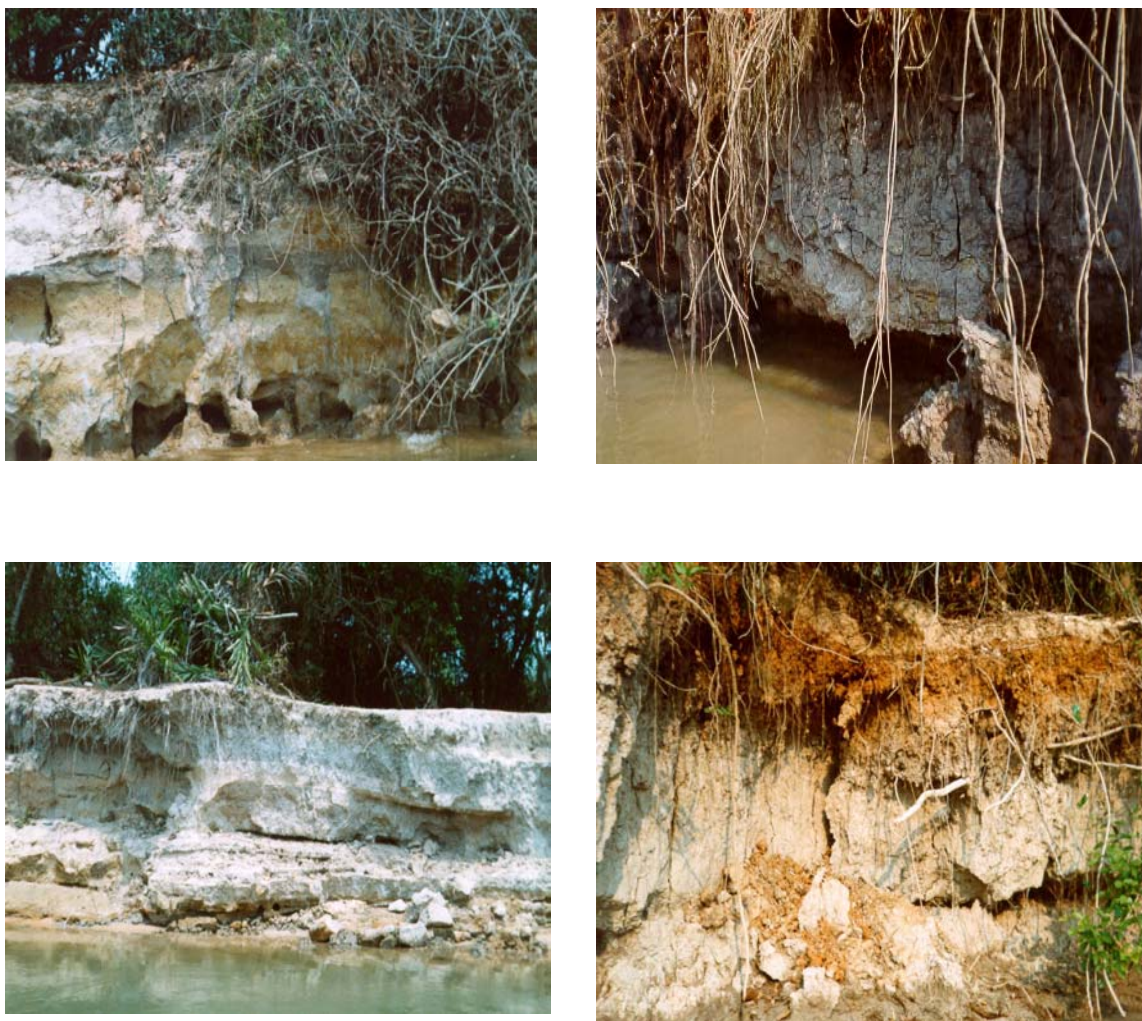


Figura 36 - Formas erosivas observadas no rio Paraguai – Segmento Superior

As imagens foram abertas no Imprima, aplicativo de leitura da imagem, posteriormente foi efetuado o corte na área de estudo e a transformação do arquivo em formato GRIB. Após este processo as imagens puderam então ser georreferenciadas no SPRING. Após as imagens estarem devidamente ajustadas realizou-se então a segmentação de cada uma delas, utilizando-se as bandas 3, 4, e 5.

A segmentação consiste num processo de divisão da imagem por regiões para que se utilizem apenas aquelas de interesse (INPE, 2004). Estas regiões são entendidas como um conjunto de pixels contíguos que apresentam similaridade. A área, forma, parâmetros estatísticos e textura são atributos que podem ser extraídos e usados posteriormente no processo de análise.

A segmentação foi realizada pela técnica de crescimento de regiões, onde ocorre a divisão em regiões homogêneas, sendo cada uma identificada por um rótulo, seguindo um critério de similaridade. De acordo com Moreira (2003) a similaridade se relaciona com o valor mínimo abaixo do quais duas classes são consideradas similares e agrupadas em uma única região, enquanto o limiar da área define o número mínimo de pixels necessários para que uma área seja individualizada. Neste trabalho utilizou-se a similaridade oito e a área (pixels) dez, uma vez que estes valores são recomendados por INPE (2004).

Depois da segmentação foi realizada a classificação para a separação dos corpos de água. Durante a classificação esses componentes foram devidamente diferenciados através classificação não-supervisionada, utilizando-se o algoritmo isoseg. Após todo o tratamento, foram eliminadas todas as informações da imagem de 2003, sendo extraído somente o canal do rio Paraguai do ano de 2003, para que fosse sobreposto ao canal do rio no ano de 1984, para que se pudesse calcular a taxa de erosão e deposição para todo o segmento delimitado.

Para o cruzamento do plano de informação, foi utilizado o software Arc View 3.2. A área de canal classificada em cada cena foi dividida em dois segmentos (superior e inferior) e a superposição delas em arquivo georeferenciado permitiu o cálculo da área erodida e da área de deposição para o período entre 1984 e 2003 em ambos os segmentos. O intervalo de tempo entre a obtenção das duas imagens (19 anos) permitiu o cálculo da taxa de erosão anual. Os valores obtidos para a área erodida, área depositada e para as taxas de erosão e de deposição estão expostas na Tabela 12.

A observação das Figuras 37 e 38 demonstra que a atuação dos processos erosivos ocorreu principalmente na margem direita do rio Paraguai, enquanto a deposição ocorreu principalmente junto à margem esquerda. Essa constatação permite avaliar a taxa média de recuo e de avanço das margens por meio da divisão da área erodida ou depositada pelo comprimento dos segmentos.

Tabela 12 - Taxa de erosão e deposição do segmento superior e inferior.

SEGMENTO	EROSÃO $m^2 \cdot 10^3$	TAXA DE EROSÃO $m^2 \cdot 10^3 / \text{ano}$	DEPOSIÇÃO $m^2 \cdot 10^3$	TAXA DE DEPOSIÇÃO $m^2 \cdot 10^3 / \text{ano}$
SUPERIOR	3.845	202,4	5.073	267,0
INFERIOR	1.116	58,7	1.827	96,2
TOTAL	4.961	261,1	6.900	363,2

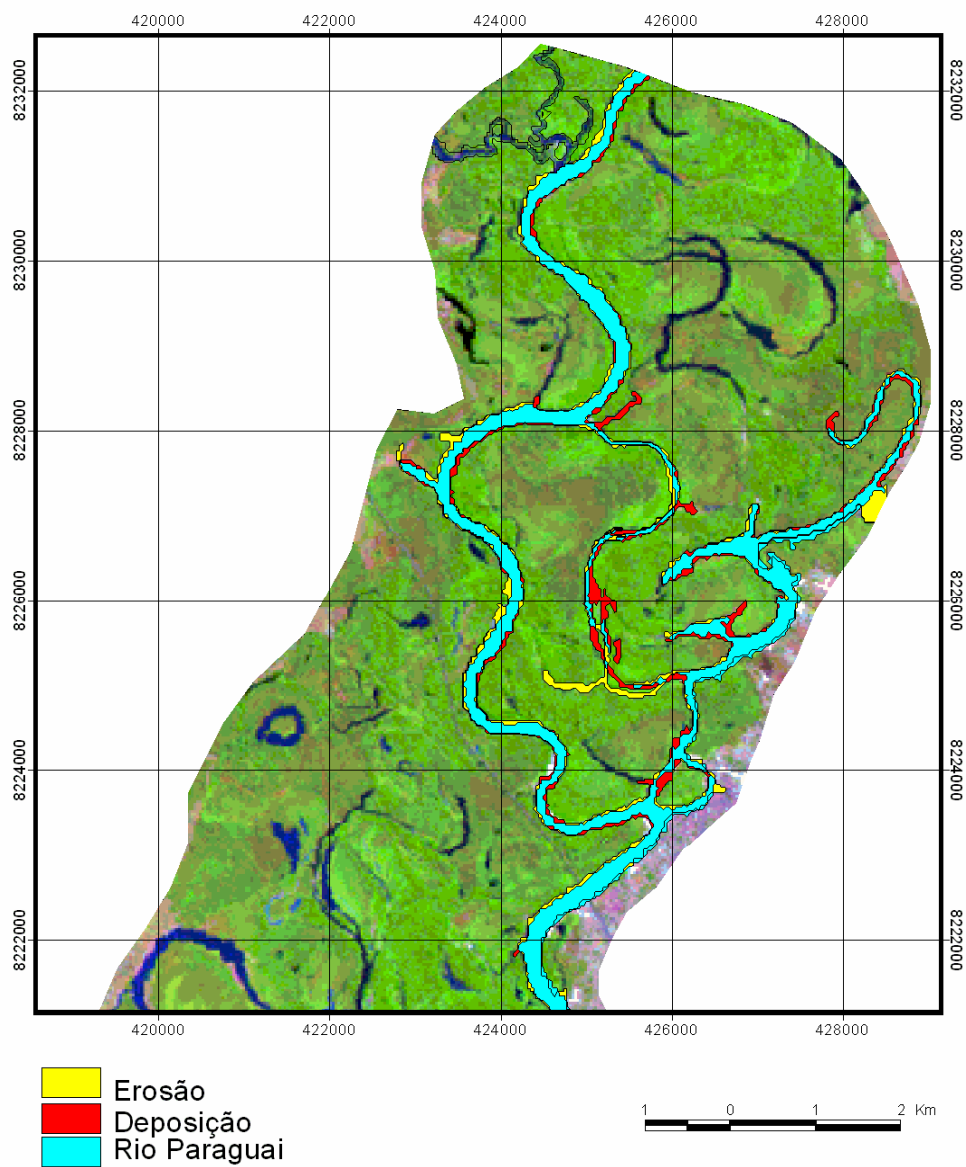


Figura 37 - Processo erosivo e sedimentar segmento superior.

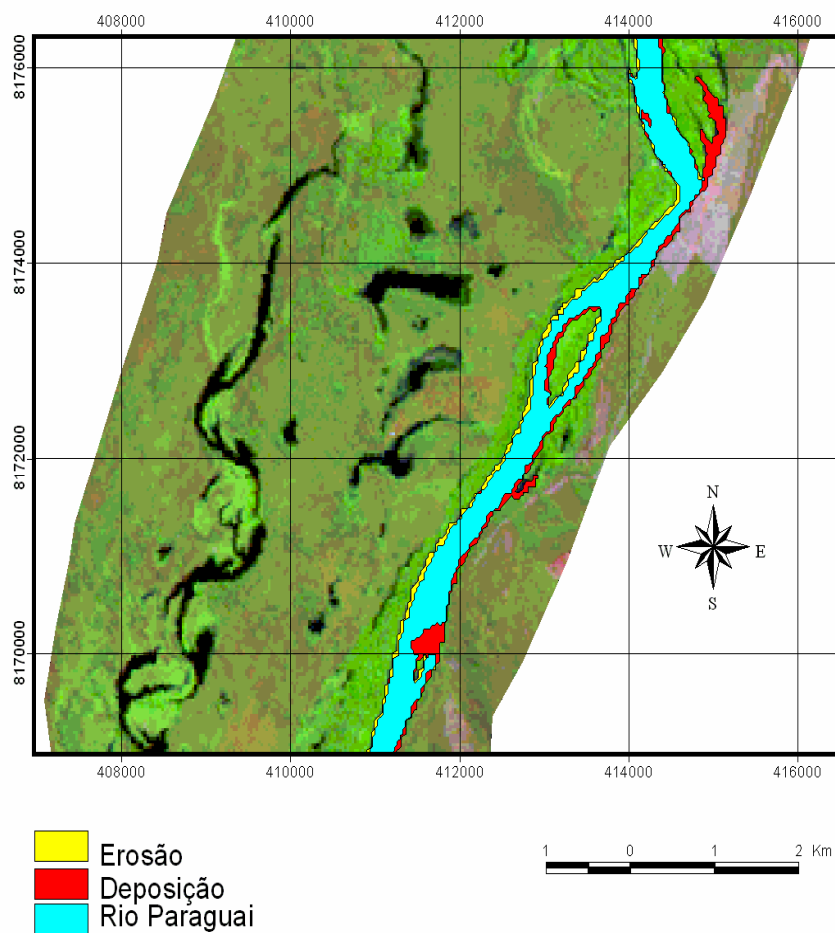


Figura 38 - Processo erosivo e sedimentar segmento inferior.

Para a avaliação da taxa de recuo médio das margens foi utilizado o valor de 81,4 km para o segmento superior, 31,5 km para o segmento inferior e 112,9 km para o segmento total, os resultados estão exibidos na Tabela 13.

Tabela 13 - Avaliação do recuo da margem direita e de sua taxa anual, e do avanço da margem esquerda e de sua taxa no período entre 1984 e 2003.

Segmento	Área erodida (m ² . 10 ³)	Comprimento do segmento (Km)	Erosão (m)	Taxa de erosão (m/ano)
SUPERIOR	3.845	81,4	47,4	2,5
INFERIOR	1.116	31,5	35,4	1,9
TOTAL	4.961	112,9	43,9	2,3

Os dados exibidos em ambas as tabelas permitem verificar que no período o canal apresenta uma mobilidade relativamente alta, com média anual superior a 2 metros e à

primeira vista há indicação de redução da de sua largura. Contudo, as cenas foram obtidas em diferentes situações de nível fluviométrico em Cáceres (2,44 m em 08/08/1984 e 1,74 m em 30/07/2003) o que explica os valores elevados de barras emersas.

A observação dos valores obtidos para a taxa de erosão em cada segmento demonstra que a mobilidade do canal foi maior no segmento superior. Tais valores são maiores que os obtidos para o rio Paraná, uma vez que, o levantamento feito para as Ilhas Mutum e Porto Rico, usando imagens TM permitiu avaliar em 1,23 m/ano no período de 1986 a 1996, e 0,91 m/ano no período de 1996 a 2000, período sob influência das barragens (SOUZA FILHO E STEVAUX, 2004).

O trabalho realizado por Souza (2004), analisando a erosão marginal do rio Paraguai, através do sistema de pinos, obteve valores distintos para os diferentes pontos amostrados no segmento superior e inferior no período em que foi realizado o monitoramento (setembro de 2001 a agosto de 2002), as seções foram estabelecidas de 10 em 10 km a partir de Cáceres, como pode ser observado na Tabela 14.

Tabela 14 - Valores de recuo da margem em diferentes pontos do rio Paraguai Superior, obtidos pelo método dos pinos.

COMPARTIMENTO	SUPERIOR						INFERIOR					
SEÇÃO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
VALOR EROSIÃO (cm)	14	44	79	20	80	16	25	22	---	60	20	---
VALOR MÉDIO/ANO	15,3	48	86,2	21,8	87,3	17,5	27,3	24	---	65,5	21,8	---

Fonte: Souza (2004)

Os pontos amostrados por Souza (2004) apresentaram valores inferiores aos obtidos pela análise das imagens e o pequeno número de pontos não permite uma comparação segura entre os dois segmentos.

A tendência de domínio de erosão na margem direita indica que o rio Paraguai provavelmente está sujeito à efeito de tectônica recente, que teria provocado um basculamento para oeste, fazendo com que os processos erosivos fossem mais atuantes naquela margem, conforme discutido por Souza Filho e Silva,(2005).

7 CLASSIFICAÇÃO DOS PADRÕES DE CANAL

A morfologia de um rio é formada pelo movimento da água e dos sedimentos, em relação aos materiais disponíveis no leito e nas margens. Os canais mudam de forma através dos processos de erosão e sedimentação. O escoamento superficial e a carga de sedimentos podem variar em resposta às mudanças naturais ou antrópicas, transformando a morfologia do canal.

Para Kellerhald; Church e Bray (1976) e Dietrich (1985), as características da calha estão, em sua maioria, associadas aos processos de erosão e deposição. As características do canal, a tipologia das barras e a morfologia da planície dependem do padrão do canal em que elas ocorrem (FISK, 1944, 1947; LEOPOLD e WOLMAN, 1957; MIALI, 1978, 1985; SELLEY, 1978; FRIEDMAN e SANDERS, 1978; WALKER e CANT, 1979; COLLINSON, 1986), visto que canais de diferentes padrões resultam de processos de erosão, transporte e sedimentação distintos.

O aspecto morfológico do canal depende do equilíbrio entre erosão e deposição. Se um eventual desequilíbrio acontece entre estes processos, o canal fluvial sofre um ajustamento de suas variáveis morfológicas, a fim de alcançar nova forma estável compatível com as novas condições, o que pode ocorrer em um intervalo de tempo, que varia a longo, médio ou curto prazo, devido às mudanças na vazão e transporte de sedimentos (FERNANDEZ, 1990).

As mudanças de ordem natural e antrópica, que atuam no fornecimento de energia e matéria para o sistema, causam um reajuste nas formas e processos, conforme sua intensidade de atuação. Para Wolman (1967), as mudanças nos canais dependem da descarga e carga de sedimentos, em intervalos curtos e médios de tempo. Para Riccomini; Giannini e Mancini et al. (2000), a morfologia dos canais fluviais é controlada por uma série de fatores autocíclicos (próprios da rede de drenagem) e alocíclicos (que afetam não apenas a rede de drenagem, mas toda a região onde está inserida), que apresentam relações bastante complexas.

Como fatores autocíclicos, são consideradas as descargas (tipo e quantidade), a carga de sedimentos transportada, a largura e profundidade do canal, a velocidade de fluxo, a declividade, a rugosidade do leito e a cobertura vegetal nas margens e ilhas. Estes, por sua vez, são condicionados pelos fatores alocíclicos, tais como as variáveis climáticas (pluviosidade, temperatura) e geológicas (litologia, falhamentos).

A morfologia do conjunto canal planície depende, portanto, do tempo em que os processos estão atuando. Teoricamente, se um rio permanece sob as mesmas condições por tempo prolongado e não possui níveis de base locais, ele apresentaria diferentes padrões de montante para jusante, dependendo da energia disponível. Nesse caso, a energia dependeria única e exclusivamente do gradiente do leito.

Tabela 15 - Características dos Padrões de Canais Depositionais

	<i>Entrelaçado</i>	<i>Meandrante</i>	<i>Retilíneo</i>	<i>Anastomosado</i>
<i>Canais</i>	múltiplo	único	Único	Múltiplo
<i>Velocidade Máxima (m/s)</i>	0,4 a 6,0	Menor que 2,0	Menor que 1,5	Menor que 1,5
<i>Declividade (cm/km)</i>	7 a 1800	Menor que 500	Menor que 200	Menor que 15
<i>Potência específica da corrente</i>	50 - 300 Wm ⁻²	10 - 60 Wm ⁻²	Menor 10 Wm ⁻²	Menor 10 Wm ⁻²
<i>Sinuosidade</i>	Menor que 1,3	Maior que 1,3	Menor que 1,5	Maior que 2,0
<i>Seção Transversal</i>	Simétrica sem margens definidas	Assimétrica	simétrica	simétrica
<i>% de finos no perímetro</i>	Menor que 5	De 5 a 20	Maior que 20	Maior que 20
<i>Mobilidade</i>	Talvegue móvel	Alta	Baixa	Baixa
<i>Largura/profundidade</i>	Maior que 40	De 10 a 40	Menor que 10	Menor que 10
<i>Carga de fundo</i>	seixosa e arenosa	arenosa	areia fina	areia fina
<i>% de carga de fundo</i>	Maior que 11	Menor que 11	Menor que 11	Menor que 3
<i>Tipos de barras</i>	longitudinais Transversais compostas	Em pontal laterais	Laterais submersas	Em pontal Laterais submersas
<i>Planície</i>	Sem planície ou pouco desenvolvida	Bem desenvolvida	Bem desenvolvida	Bem desenvolvida
<i>Formas na planície</i>	Barras	Meandro abandonado “scroll bars”	crevasses	Canais abandonados crevasses
<i>Diques marginais</i>	Sem diques ou pouco desenvolvidos	Descontínuos	Contínuos e bem desenvolvidos	Contínuos e bem desenvolvidos
<i>Composição dos diques</i>	Arenosos Não coesivos	Arenosos e argilosos Não coesivos	Argilosos coesivos	Argilosos coesivos

Fonte - Miall (1977), Richards (1982), Nanson e Croke (1992), Souza Filho (1993)

Em virtude disso o gradiente do leito diminuiria gradativamente de montante para jusante e haveria uma transição de padrões erosivos para deposicionais, e dentro desses a sucessão de padrões deposicionais mais energéticos para os menos energéticos.

A sucessão de padrões foi discutida inicialmente por Leopold e Wolman (1957) quando definiram o “continuum” fluvial e estabeleceram a transição do padrão entrelaçado para o meandrante e deste para o retilíneo. De acordo com os referidos autores a transição entre padrões não seria gradual, mas somente ocorreria após a superação de valores limites, conforme foi demonstrado por Schumm e Khan (1972).

A discussão a respeito do conceito de “continuum” levou os pesquisadores da época a considerar as variáveis hidrológicas e posteriormente as relações entre as variáveis morfológicas para a definição de padrões fluviais (LEOPOLD e WOLMAN, 1957; ACKERS e CHARLTON, 1970; SCHUMM e KHAN, 1972; PARKER, 1976).

A descrição de rios multicanaís estáveis e de alta sinuosidade que ocorrem na Austrália (HILLS, 1960) levou Schumm (1968) a propor o padrão anastomosado, com nível de energia equivalente aos rios retilíneos (SOUZA FILHO, 1993).

Os quatro padrões mencionados diferem entre si quanto sua morfologia e dinâmica, conforme pode ser observado na Tabela 15.

Contudo, a existência de um sistema exposto às mesmas condições por tempo prolongado o suficiente para que o quadro descrito fosse obtido ainda não foi registrada. Os sistemas fluviais estão submetidos a variações climáticas, aumento ou diminuição da energia potencial por subsidência ou soerguimento, existência de níveis de base locais, e ação antrópica. Dessa forma é comum a ocorrência de rios que apresentam planície fluvial relítica, em que o canal atual não é o responsável pelas feições por ela apresentada, ou de rios que mostram características mistas, indicando que um novo padrão está sendo estabelecido.

Pelo exposto na Tabela 16, o segmento superior possui diversas características de canais meandantes, porém à razão largura/profundidade, a tipologia das barras, a composição dos diques marginaís e a porcentagem de carga de fundo são características de canais entrelaçados e a potência da corrente é característica de canais anastomosados. Os dados caracterizam um processo inicial de troca de padrão, em que o sistema meandrante está sendo substituído por um entrelaçado, e as variáveis de resposta mais rápida já se estabeleceram.

No caso do segmento inferior, o canal tem características de padrões entrelaçados, exceto pela potência específica da corrente e a planície é típica de sistemas anastomosados. Ou seja, a troca de padrão encontra-se mais avançada. Situação similar a essa foi descrita para o rio Paraná, e atribuída à troca climática de condições mais secas para mais úmidas (SOUZA FILHO, 1993, FERNANDEZ e SOUZA FILHO 1995).

Tabela 16 - Dados Relativos às Características Dinâmicas e Morfológicas dos Segmentos Estudados

	<i>Segmento superior</i>	<i>Segmento inferior</i>	<i>Observação</i>
Canal	Único, localmente com mais de um talvegue	Talvegue múltiplo	
Velocidade média	0,5 m/s	0,6 m/s	Em Cáceres
Velocidade máxima (m/s)	1,2 m/s	1,2 m/s	Superfície
Declividade (cm/km)	6,6 cm/km		Para todo segmento
Potência específica da corrente	1,9	1,9	Para o segmento
Sinuosidade	Maior que 1,3	Menor que 1,5	
Seção Transversal	Simétrica e assimétrica	simétrica	
% de finos no perímetro	Areia	15,70%	
Mobilidade	2,5 m/ano	1,9 m/ano	Período entre 1984 e 2003
Largura/profundidade	35,2 a 210,4	81,9 a 270,7	
Carga de fundo	Areia média	Areia média	
% de carga de fundo	19,2		Em Cáceres
Tipos de barras	Em pontal e transversais	transversais	
Planície	Bem desenvolvida	Bem desenvolvida	
Formas na planície	Meandros abandonados	Lagoas alongadas e “crevasses”	
Diques marginais	Pouco desenvolvido	Ausente	
Composição dos diques	arenosa	Ausente	

O curso do rio Paraguai Superior encontra-se dividido em vários segmentos de diferentes características. A partir de suas nascentes até a Estação Ecológica de Taiamã já na área do Pantanal Mato-grossense, há uma sucessão de segmentos que podem ser descritos como erosivo, anastomosado, meandrante (com feições de entrelaçado), entrelaçado (com planície de rios anastomosados), e um meandrante.

A primeira constatação que pode ser feita refere-se a uma ordem inversa daquela esperada pela sucessão de padrões do “continuum” fluvial. Ou seja, a energia passa de alta para muito baixa, para média, para alta e volta a média. Tal alternância somente pode ser explicada por meio da existência de níveis de base locais causados pelo substrato. Uma vez que o rio corre em posição paralela à direção das camadas do substrato, é provável que os níveis de base locais sejam proporcionados por sistemas de falha perpendiculares ao rio. A coincidência entre as mudanças de padrão e a foz de rios com cursos paralelos entre si demonstra que as falhas condicionam os principais afluentes.

Por outro lado, pode ser observado que o ajuste teve início de jusante para montante, indicando que o aumento de energia pode ter sido causado pela subsidência do Pantanal, que constitui o nível de base mais importante de todo o rio Paraguai Superior.

8 CONCLUSÃO

A abordagem realizada nesse trabalho procurou caracterizar a bacia de drenagem e as formas de padrão do canal. Esta necessidade surgiu em virtude da falta de estudos na área e que a partir dos levantamentos efetuados até agora foi possível chegar às seguintes conclusões:

- A modificação verificada no regime hidrológico e no transporte de sedimentos indica que o uso do solo foi responsável pelo aumento dos valores de vazão máxima e mínima no sistema, e que em um primeiro momento causou o aumento de produção de sedimentos na bacia. Provavelmente o estabelecimento de pastagens e de práticas agrícolas com medidas de proteção à erosão tenha levado à diminuição do suprimento de sedimentos.
- A elevação dos débitos mínimos indica que o sistema passou a ter maior armazenamento de água. O aumento do armazenamento subterrâneo pode ser explicado pela diminuição da evapotranspiração quando da substituição da vegetação natural por pastagens ou agricultura.
- O segmento superior possui planície fluvial com características de canais meandantes, enquanto que o canal exibe características de sistemas meandantes e de sistemas entrelaçados. Isso indica que há um processo de ajuste fluvial para condições de maior energia do sistema.

- O segmento inferior apresenta planície fluvial característica de rios anastomosados, mas o canal possui as características de sistemas entrelaçados. Isso indica que o segmento encontra-se em um estágio de ajuste mais avançado que o anterior.
- O cálculo de potência de corrente indica que os valores obtidos estão em desacordo com a dinâmica exibida pelo rio. Uma vez que foi calculada para o intervalo entre Cáceres e Descalvados, pode indicar que cada segmento tenha potência de corrente mais elevada graças aos gradientes de leito locais.
- A sucessão de padrões identificados ao longo do canal mostra inversões de sucessão de padrões, indicando que cada segmento está sob controle de diferentes blocos estruturais delimitados por falhas transversais, e que o basculamento de cada um imprime diferentes condições de energia no segmento, por meio de modificação do gradiente do leito. Tal situação exige o cálculo de potência de corrente para cada segmento.
- Para a adequada compreensão da evolução do rio Paraguai Superior é necessário que cada segmento tenha sua respectiva planície fluvial estudada para a confirmação dos padrões de canal. Com relação ao canal é necessário o cálculo de potência específica de corrente em cada segmento, a avaliação da velocidade de deslocamento e do estilo das formas de leito, assim como da adequada avaliação do transporte de carga de fundo.

REFERÊNCIAS

ACKERS, P. e CHARLTON, F. G. The geometry of small meandering streams. Proceeding of the Institute of Civil Engineers, paper 7328 s, 289-317. In CHORLEY, R. J.; SCHUMM, S. A.; SUGDEN, D. E. -1984- **Geomorphology**, Un. Pres Cambridge, 1970, p. 605.

AHIPAR – **Administração Hidrovia Paraguai - Paraná**. Homepage institucional da AHIPAR. Disponível em: <<http://www.ahipar.gov.br>>. Acesso em: maio 2005.

ALMEIDA, F. F. M. de, Geologia do Centro-Oeste Mato-Grossense. **Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro (117), 1964, p. 1 – 11.

ALVARENGA, C. J. S. e TROMPETTE, R. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. **Revista Brasileira de Geociências** **23** (1) 1993, p.18-30.

ANA – Agência Nacional de Águas. **Rede hidrometeorológica básica**. Brasília, 2004, Disponível em: <<http://www.ana.gov.br>> Acesso em: 14 de maio de 2004.

ANA – Agência Nacional de Águas. Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacia Hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Paraguai

ANA/GEF/PNUMA/OEA: **Programa de Ações Estratégicas para o Gerenciamento Integrado do Pantanal e Bacia do Alto Paraguai**: Relatório Final/Agência Nacional de Águas – ANA... (et al.), Brasília, 2004

BORGES, C. Z. – **A erosão marginal no rio Paraná após a conclusão de Porto Primavera** Dissertação de mestrado, PGE – Universidade Estadual de Maringá, 2004, p. 55.

CARVALHO, N. de O. **Hidrossedimentologia prática**. Rio de Janeiro: CPRM, 1995, p. 372.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981, p. 313.

CHOW, V. T. **Handbook of applied hydrology**. New York: McGraw-Hill Company, 1964.

COLLINSON, J. D. **Alluvial sediments. Sedimentary Environment and Facies**. 2 ed. Reading: H. G., 1986.

COMUNELLO, E. **Dinâmica de Inundação de Áreas Sazonalmente Alagáveis na Planície Aluvial do Alto Rio Paraná**. Dissertação de Mestrado. UEM/CBS/PEA, Maringá-PR. 2001, p. 47.

CUNHA, S. B. Bacias hidrográficas. In: CUNHA, S. B., GUERRA, A. J. T. (Org) **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro; Ed. Bertrand do Brasil, 1998, p. 229-265.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org) **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro, Ed. Bertrand do Brasil, 1996, p. 211-252.

DESTEFANI, E. V.; SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C. **A erosão marginal nas Ilhas Mutum e Carioca (PR-MS) antes e depois da UHE Porto Primavera (Engº Sérgio Motta), Ciência e Natura**, Santa Maria-RS vol. Especial, 2004, p. 325 – 341.

DESTEFANI, E. V. **Caracterização da erosão marginal no Rio Paraná: período pré e pós-barragem de Porto Primavera**. Monografia. DGE/UEM, Maringá, Brasil, 2002.

DIETRICH, W. E. **Mechanics of flow and sediment transport in river bends**. In: PETTS, G. (Ed.) *Rivers a landscape*. Edward Arnold, 1985, p. 158 – 174.

DNOS **Estudos Hidrológicos da Bacia do alto Paraguai**. Rio de Janeiro: Programa das Nações Unidas para Desenvolvimento, (Relatório Técnico) 1974, p. 284.

ELETROBRÁS / IPH. **Diagnóstico das Condições Sedimentológica dos Principais Rios Brasileiros**. Eletrobrás Centrais Elétricas S.A /UFRGS/-IPH 99, 1992.

FERNANDEZ, O. V. Q. **Mudanças no canal fluvial do rio Paraná e processos de erosão nas margens; Região de Porto Rico-PR**. Dissertação de Mestrado, UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Naturais. Rio Claro, 1990 p.85.

FERNANDEZ, O. V. Q.; SOUSA FILHO, E. E. Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas do rio Paraná. **Bol. Paranaense de Geociências**, vol. 43, Ed. UFPR, 1995 p. 161 – 171.

FISK, H. M. Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River. Mississippi Commission, 78 p. Apud MIALL, A. D. -1978- **Fluvial Sedimentological: An Historical Review**. Fluvial Sedimentology, A. D. MIALL (Ed.), Canadian Soc. Of Petrol. Geol., Memoir 5, 1944, p. 1 – 47.

FISK, H. M. Fine grained alluvial deposits and their effect on Mississippi River activity: Mississippi Comission, 78 p. Apud MIALL, A. D. -1978- **Fluvial Sedimentological: An Historical Review**. Fluvial Sedimentology, A. D. MIALL (Ed.), Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 5, 1947, p. 1 – 47.

FRIEDMAN, G. H. ; SANDERS, J. E. **Principles of Sedimentology**. John Willey e Sons (Ed.), 1978.

GUIDICINI, C.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**, 2 ed. São Paulo: Edgar Blucher, 1983, p. 194.

HILLS, E. S. The physiography of Victoria, Melbourne, Whitcombe e Tomba, 292 p. Apud LAVINA E. L. – 1984 – Considerações sobre o paleoambiente da Formação Sanga do Cabral. (Eotricissico – Grupo Rosário do Sul) na região norte da Folha Caçatuba (RS). In: **Congr. Bras. Geol. 33.**, Rio de Janeiro, SBG, R.J..Anais, vol. II, 1960 p. 792 – 804.

HOOKE, J. M. An Analysis of the Processes of River Bank Erosion. **Journal of Hydrology**, v.(42), 1979.

HOOKE, J. M., Magnitude and Distribution of Rates of River Bank Erosion. **Earth Surface Processes**, v. (5), 1980

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geografia do Brasil**. vol. 4, Região Centro-Oeste, Rio de Janeiro. 1977.

KELLERHALD, R.; CHURCH, M.; BRAY, D. Classification and analysis of river processes. American society of Civil Engineers Proceeding. **Journal of the Hydraulics Division**, 1976, p. 813-829.

KNIGHTON, D. **Fluvial Forms and Processes: a new perspective**. London, Sydney, Auckland: Arnold, 1998, p. 261 – 335.

LEOPOLD, L. **A view of the river**. Harvard University Press, 2ª ed., Cambridge, Massachusetts, 1994, p. 289.

LEPOLD, L. B., and WOLMAN, M. G. **river channel patterns: braided, meandering, and straight**, U.S. Gout. Print. Off., Washington, 1957.

MELO, U.; SUMMERHAYES, C. P.; TORNER, L. G. Metodologia para o estudo de material em suspensão na água do mar. **Boletim Técnico da Petrobrás**, 18 (3/4) Rio de Janeiro, 1975, p. 115 – 127.

MEURER, M. **Regime de cheias e cartografia de áreas inundáveis do Alto rio Paraná, na região de Porto Rico-PR**. Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-Graduação em Geografia-UEM) Maringá, 2004.

MIALL, A. D. A Review of the Braided-River Depositional Environment. **Earth Science Reviews**, 1977, p. 13. 1-62.

MIALL, A. D. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In MIALL, A. D. Fluvial Sedimentology, **Canadian Society of Petroleum Geologists**, 597 – 604 (memoirs), 1978.

MIALL, A. D. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, 22: 1985 p. 261 – 308.

MIRANDA, E. E. de, (Coord.). **Brasil em Relevo**, Campinas, Embrapa Monitoramento por Satélite, Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>. Acesso em 10 Out. 2006.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 2. ed., Viçosa: UFV. 2003, p. 370.

NANSON, G. C.; CROOKE, J. C., A Genetic Classification of Floodplains. **Geomorphology**, 4. Elsevier S. P. Amsterdam. 1992, p. 459-486.

PARKER, G. On the cause and characteristic scale of meandering and braiding in rivers. **Journal of Fluid Mechanics**, 76: 1976, p.459 – 480.

PCBAP. Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai-Pantanal. Brasília: **Diagnóstico do Meio Físico e Biótico. Ministério dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. Vol. 2**, 1997, p. 1349.

RADAMBRASIL. Levantamentos dos recursos naturais. Cuiabá-Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia. Secretária Geral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SD 21**, 1982, p. 448.

RICCOMINI, C.; GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. Rios e processos aluviais. In: TEIXEIRA, W. et. al. (org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000, p. 191 – 214.

RICE, R. **Fundamento de geomorfologia**. Madrid: Paraninfo, 1983, p. 96 – 115.

RICHARDS, K. Rivers. **Forms and processes in alluvial channels**. Methuen e Co. (Ed.) New York, 1982, 358 p.

ROCHA, P. C. **Dinâmica dos canais fluviais no sistema Rio – Planície Fluvial do Alto rio Paraná, nas proximidades de Porto Rico-PR.** Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Ecologia e Ambientes Aquáticos Continentais-UEM. Maringá, 2002, p.169.

ROCHA, P. C., SOUZA FILHO, E. E. e LARA, S., Variações sazonais da hidrodinâmica e material do leito do canal Cortado – Rio Paraná, Porto Rico-PR, In: **VII congresso da ABEQUA**, Anais. Porto Seguro - BA, 1999.

ROCHA, P. C. e SOUZA FILHO, E. E. Erosão Marginal em Canais Associados ao Rio Paraná, na Região de Porto Rico-PR. **Boletim Paranaense de Geociências (44)**. 1996.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. Wiley, Chishester, 1977, p. 338.

SCHUMM, S. A., River Adjustment to Altered Hydrologia Regime – **Murrumbidgee River and Paleo channels, Australia**. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 598: 1968, p. 65.

SCHUMM, S. A. e KHAN, H. R. Experimental study of channel patterns. **Geological Society of America Bulletin, Boulder, 83**: 1972, p. 1555 – 1770.

SELLEY, R. C. Ancient sedimentary environments. **Cornell Univ. Press**. New York, 1978, p. 39.

SMITH, D. G. Effect of vegetation on lateral migrations of anastomosed channels of glacier meltwater river . **Geol. Soc. Am. Bull. (87)**, 1976, p. 857 – 860.

SOUZA, Célia Alves. **Dinâmica do Corredor Fluvial do rio Paraguai entre a cidade de Cáceres e a Estação Ecológica da Ilha de Taiamã - MT**, Tese de Doutorado UFRJ, 2004.

SOUZA FILHO, E. E. **Aspectos da Geologia e Estratigrafia dos Depósitos Sedimentares do Rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR)** Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/USP. São Paulo-SP. 1993.

SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C. Geologia e Geomorfologia do Complexo Rio Baía, Curutuba, Ivinhema. In: **A Planície de Inundação do Alto Rio Paraná**. UEM-Nupélia. 1997.

SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C. Geology and Geomorphology of the Baía-Curutuba-Ivinhema River complex. In: Thomaz, S. M.; Agostinho, A. A.; Hahn, N. S. (Ed.). **The Upper Paraná River and its Floodplain**: Physical aspects, Ecology and Conservation. Leiden, The Netherlands. Blackhuys Publishers, 2004, p. 1-30.

SOUZA FILHO, E. E.; SILVA A. Evidences of Recent Tectonic Control Over the High Paraguai River Channel, Close to Cáceres City (MT) In: **International Symposium an Land Degradation and Desertification**, Urbelândia-MG, 2005, p. 37.

SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C. O Componente Físico da Planície Alagável do Alto Rio Paraná. In: Universidade Estadual de Maringá: Nupélia. **A Planície de**

Inundação do Alto Rio Paraná – Relatório anual, 2000, site 6 – PELD/CNPq, Maringá, 2000, disponível em < www.nupelia.uem.br > Acesso em 01 dez. 2005.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambientes fluviais**. 2ª ed. Florianópolis: Ed. UFSC/UFPR, 1990, p. 183.

THORNE, C. R.; TOVEY, N. K. Stability of composite river banks. **Earth Surface Processes and Land forms**, 6, 1981, p. 469 – 484.

TUCCI, C. E. M. **Regionalização de vazões**. Porto Alegre, Ed. UFRGS, 2002, p. 256.

TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T. Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento. In: **Forum Geo – Hidro – Biologia**, 1, 1998. Curitiba Anais: Curitiba: UFPR, 1998, p. 39 – 49.

TUYSUZ, O. Jeomorfoloji de Seçme Konular Ders Notlari Ana Sayjasi; **Fluvial Systems**, Disponível em: <<http://www.eies.itur.edu.tr/>> Acesso em: 08 dez. 2005.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975, p. 237.

WALKER, R. G. e CANT, D. J. Sandy fluvial systems. In: R. G. Walker (Ed.) **Facies models. Second Edition. Geoscience**, Canada reprint series 1, Ontario, 1979, p. 71 – 90.

WOLMAN, M. G. A cycle of sedimentation and erosion in urban river channels. **Geographical Annular**, v. 49, 1967, p. 385-395 (series A).