

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

**GEOMORFOLOGIA FLUVIAL, MUDANÇAS AMBIENTAIS E EVOLUÇÃO DO
MEGALEQUE DO RIO SÃO LOURENÇO, QUATERNÁRIO DO PANTANAL
MATO-GROSSENSE**

FABRÍCIO ANIBAL CORRADINI

Rio Claro - SP
2011

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

**GEOMORFOLOGIA FLUVIAL, MUDANÇAS AMBIENTAIS E EVOLUÇÃO DO
MEGALEQUE DO RIO SÃO LOURENÇO, QUATERNÁRIO DO PANTANAL
MATO-GROSSENSE**

Fabício Anibal Corradini

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine

Tese de Doutorado elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Rio Claro - SP
2011

551.4a Corradini, Fabrício Anibal
C823g Geomorfologia fluvial, mudanças ambientais e evolução do megaleque do rio São Lourenço, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense / Fabrício Anibal Corradini. - Rio Claro : [s.n.], 2011
164 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Mario Luis Assine

1. Geomorfologia. 2. Megaleque fluvial. 3. Pantanal (wetland). 4. Rio Vermelho. 5. LOE. 6. Dinâmica hidrossedimentar. 7. Rondonópolis (MT) I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. JOSÉ CÂNDIDO STEVAUX
UEM/Maringá (PR)

Prof. Dr. EDVARD ELIAS DE SOUZA FILHO
CCHLA/UEM/Maringá (PR)

Prof. Dr. ARCHIMEDES PEREZ FILHO
IG/UNICAMP/Campinas (SP)

Prof^a. Dra. CENIRA MARIA LUPINACCI DA CUNHA
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. MARIO LUIS ASSINE
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)
Orientador

Rio Claro, 19 de Abril de 2011

Dedico esta tese aos meus pais, Walter Aparecido Corradini e Neide A. Macor Corradini, e ao meu irmão Rodolfo Alfredo Corradini, que muito me incentivaram; e à minha querida sobrinha Geovana Corradini, para quem espero este trabalho seja um estímulo ao estudo e ao conhecimento.

Agradecimentos

À força e à coragem de luta, agradeço a Deus, pela fé que me mantém vivo e fiel à vida honesta de trabalho e estudo.

Ao professor Mario Luis Assine pela disponibilidade e empenho em desenvolver este trabalho; e pelo crescimento científico e intelectual que me proporcionou, o qual irá acompanhar por toda a vida.

Aos órgãos financiadores, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de doutorado; à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro proporcionado pelo projeto de pesquisa “Trato de Sistemas Depositionais do Quaternário (Pleistoceno Tardio/Holoceno) da Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil”, processo 07/55987-3; e a Secretaria de Estado do Meio Ambiente (SEMA) – regional de Rondonópolis – MT pelo suporte na logística (veículos e barcos) e combustível em trabalhos de campo.

Aos funcionários da SEMA – Regional de Rondonópolis, Fernando Luiz Mews, José Custódio Dias, Salvino Ferreira Farias e a professora Sinthia Cristina Batista da Universidade Federal do Mato Grosso a viabilidade e participação no trabalho de campo. E aos proprietários das Fazendas Santa Edwiges, Alexandra, Esperança, Bonanza, Laguna e Pesqueiro São João pela hospitalidade e permissão de coleta de dados. A Pousada Tamanduá e ao SESC – Pantanal por disponibilizar fotografias aéreas da região.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), campus de Marabá, e aos professores da Faculdade de Geografia, que sempre concordaram com minhas solicitações de afastamento, e em especial aos professores Carlos Alberto Campos Araújo e Marcus Vinícius Mariano de Souza.

Ao professor José Cândido Stevaux pela competência científica, com que vem me auxiliando há anos e também pelas críticas, correções e sugestões neste trabalho. Ao professor Alexandre J.J. Perinotto pelas observações e recomendações durante a tese.

Aos amigos Aguinaldo Silva, Sidney Kuerten e Frederico dos Santos Gradella pela disponibilidade manifestada nos trabalhos de campo e pela amizade construída e alicerçada frente às mesmas situações.

Aos amigos Alex de Almeida e Cesar Terrasan pela convivência nos anos de República Genaro e apoio moral.

Ao Hiran Zani, Deborah Mendes, Edna Maria Facincani, Fabiano Pupim, Ericson Hayakawa, Amanda Catharina, Rafael Beirigo e Michael Matthew McGlue pelo apoio e pelas proveitosas conversas e conselhos transmitidos.

Aos amigos e colegas da pós-graduação Adeílton Fernandes da Costa, Ana Cândida, Ângelo Mansur, Beatriz Lima de Paula, Frederico Galvão, José Ricardo Melges Bortolin, Leonardo Felipe Brazil, Ligia de Andrade, Humberto Lima, Patrick Martins e Simone F. Diniz pelos anos de convivência e incentivo em todos os momentos.

Às secretárias da pós-graduação Rosangela Vacelo e Andréa Ferraz, pela amabilidade e presteza com que sempre me trataram.

À minha família que soube entender minha ausência e que me incentivou sempre. A família Barros que pacientemente torceu e vibrou por esta conquista.

E, em especial, a Carolina S. Barros que do começo ao fim participou, discordou, chorou e abriu mão de sonhos próprios para me acompanhar; que, em todos estes anos teve sabedoria e calma para esperar e contornar situações difíceis. Obrigado pelo amor, carinho e dedicação!

“Se a Ciência é a constelação de fatos, teorias e métodos coletados na literatura, então os cientistas são os indivíduos que têm se esforçado, com sucesso ou não, para contribuir com um ou outro elemento desta particular constelação.”

(Thomas S. Kuhn)

RESUMO

O megaleque fluvial do São Lourenço é um sistema deposicional que vem sendo construído pelo rio São Lourenço, desde o Pleistoceno, na porção nordeste da bacia sedimentar do Pantanal Mato-Grossense. Com base na interpretação de imagens orbitais e de dados de campo, foram reconhecidos três grandes compartimentos geomorfológicos no megaleque: a) uma extensa planície fluvial pleistocênica dissecada; b) um cinturão de meandros de idade holocênica, ainda ativo nas porções média/superior do megaleque, mas abandonado na sua porção distal; um lobo deposicional moderno composto por vários lóbulos deposicionais. Depósitos de diferentes compartimentos foram amostrados com vibrotestemunhador, sendo as facies sedimentares descritas e interpretadas em termos de processos e de ambientes deposicionais. As idades dos depósitos dos diferentes compartimentos foram obtidas por meio de datação pelo método de luminescência opticamente estimulada (LOE), o que permitiu a proposição de um modelo evolutivo para a área estudada. Na planície aluvial dissecada foram reconhecidas paleorredes de canais distributários formados por lobos ativos durante o Pleniglacial médio, entre 64,8 e 28,5 ka AP. A planície aluvial dissecada foi submetida a processos erosivos, existindo na sua superfície uma rede de canais tributários, que drenam as águas das chuvas para as planícies fluviais periféricas dos rios Cuiabá e Piquiri. A maior evidência do evento de dissecação, que do final do Pleistoceno ao Holoceno superior, é a existência de um vale inciso na porção média/superior do megaleque, cortando os depósitos pleistocênicos dos lobos antigos. O vale tem direção N65E, condicionado pela falha de São Lourenço, e nele se encontra alojado o cinturão de meandros formado por agradação fluvial do vale durante o Holoceno. A altura dos terraços marginais do cinturão de meandros decresce para jusante, desaparecendo na altura do ponto de intersecção do megaleque, onde está situado o ápice do lobo deposicional atual. Lóbulos foram identificados no lobo deposicional, tendo sido caracterizados em termos morfológicos e altimétricos, bem como proposta sua sucessão cronológica. Construção e abandono de lóbulos fazem parte da dinâmica sedimentar do sistema e decorrem de processos de avulsão fluvial, responsável pelas mudanças no curso do rio e pela formação de redes de canais e paleocanais distributários. O rio São Lourenço no lobo distributário apresenta estilo fluvial completamente diferente, havendo redução da sinuosidade e da descarga fluvial para jusante, e mudança de um típico complexo de canal e diques marginais no ápice do lobo para padrão de pequenos canais anastomosados na sua porção distal. Erosão acelerada na bacia de drenagem tem aumentado significativamente o transporte e a deposição de sedimentos no canal, sendo notável o assoreamento do rio Vermelho, afluente do São Lourenço e principal rio na bacia de drenagem. O aumento na carga sedimentar transportada para o Pantanal nos últimos anos tem causado modificações recentes na hidrologia do sistema, sobretudo na porção distal do megaleque, onde o canal apresenta inúmeras divisões e confluências originando padrão de pequenos canais anastomosados.

Palavras-chave: Megaleque fluvial. Quaternário. Compartimentação geomorfológica. Rio São Lourenço. Rio Vermelho. Pantanal Mato-Grossense.

ABSTRACT

The São Lourenço fluvial megafan is a depositional system which has been built by the São Lourenço river since the Pleistocene in the northeastern region of the Pantanal sedimentary basin of Mato-Grosso State. Based on the interpretation of orbital images and collected data field, three major geomorphological compartments of the megafan were recognized: a) an extensive fluvial plain dissected in the Pleistocene; b) a meandering belt of Holocene age, still active in middle and upper parts of the megafan but abandoned in its most distal portion; and c) a modern depositional lobe consisting of several depositional lobes. Deposits of different compartments were sampled with vibrocorer and the recovered sedimentary facies have been described and interpreted in terms of processes and depositional environments. The ages of the deposits of the different compartments were obtained from dating by the optically stimulated luminescence method (OSL), which allowed the proposition of an evolutionary model for the study area. In the dissected alluvial plain, distributary paleochannels were recognized and formed lobes during the active Middle Pleniglacial, between 64,8 and 28,5 ka BP. The dissected alluvial plain was subjected to erosion, identified through the existence on its surface of a tributary drainage network which drains rain water to the peripheral alluvial plains of the Cuiabá and Piquiri rivers. The strongest evidence for dissection of the event, which starts from the late Pleistocene to the Holocene, is the existence of a valley in the middle/upper portion of the megafan, cutting through the Pleistocene deposits of ancient lobes. The valley has a N65E direction, conditioned by the São Lourenço fault, and it is housed in the fluvial meandering belt formed by aggradation of the valley during the Holocene. The heights of the terraces within the marginal meandering belt downstream decreases, disappearing at the height of the intersection point of the megafan, where the apex of the modern depositional lobe is located. Smaller lobes were identified in the depositional lobe, and they were characterized in terms of morphology and altimetry, as well as their proposed chronological sequence. Construction and abandonment of smaller lobes are part of the sediment dynamics of the system and result from avulsion of fluvial processes responsible for changes in the river course and the formation of drainage and distributary paleochannels. The São Lourenço River at the distributary lobe presents a completely different fluvial style, with a reduction of sinuosity and river discharge downstream, and a typical change of channel-levees complex to the apex of the lobe into a pattern of small anastomosing channels in the distal portion. Accelerated erosion in the drainage basin has significantly increased the transportation and deposition of sediment in the canal, making even more remarkable the silting of the Vermelho River, a tributary of São Lourenço River, which is the main river at the catchment area. The increasing sediment load transported to the Pantanal over the last decades has caused the recent changes in hydrology of the system, especially in the distal portion of the megafan, where the channel has numerous divisions and confluences resulting in the pattern of small anastomosing channels.

Keywords: Fluvial megafan. Quaternary. Geomorphologic zonation. São Lourenço River. Vermelho River. Pantanal wetland Mato-Grossense State.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	01
2. ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA ESTUDADA	04
2.1. Geologia	04
2.2. Geomorfologia	07
2.3. Clima, vegetação e solos.....	09
3. OBJETIVOS.....	13
4. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	15
4.1. Métodos e meios	17
4.2. Resultados	18
4.2.1. <i>Planície aluvial dissecada (PD)</i>	21
4.2.2. <i>Cinturão de meandros (CM e CMa)</i>	23
4.2.3. <i>Lobo deposicional (LD)</i>	27
4.3. Discussão dos resultados	28
4.4. Conclusões	33
5. PADRÕES DE CANAL NO SISTEMA FLUVIAL S. LOURENÇO-VERMELHO.....	37
5.1. Métodos e meios	38
5.2. Resultados	40
5.3. Discussão dos resultados	48
5.3.1. <i>Perfil longitudinal</i>	54
5.3.2. <i>Seções transversais</i>	57
5.4. Conclusões	59
6. GEOMETRIA DOS CANAIS E HIDROSSEDIMENTOLOGIA DO SISTEMA FLUVIAL SÃO LOURENÇO-VERMELHO	61
6.1. Métodos e meios.....	62
6.1.1. <i>Estudo da geometria hidráulica na seção transversal e a jusante</i>	62
6.1.2. <i>Hidrossedimentologia</i>	64
6.1.3. <i>Determinação da vazão formativa ou dominante</i>	66
6.2. Resultados e discussões	68
6.2.1. <i>Análise da geometria hidráulica na seção transversal e a jusante</i>	68
6.2.2. <i>Hidrossedimentologia</i>	75
6.2.2.1. <i>O regime hidrológico do sistema fluvial S.Lourenço-Vermelho</i>	75
6.2.2.2. <i>Produção de sedimentos na bacia de drenagem</i>	78
6.2.2.3. <i>Transporte de sedimentos no canal</i>	81
6.2.2.4. <i>Balanço sedimentar</i>	84
6.2.3. <i>Vazão formativa e as influências na morfologia do canal fluvial</i>	87
6.3. Conclusões	93
7. MUDANÇAS AMBIENTAIS RECENTES NO BAIXO CURSO DO RIO SÃO LOURENÇO (LOBO DEPOSICIONAL ATUAL)	96
7.1. Objetivos	98
7.2. Métodos e meios	98
7.3. Resultados	101
7.4. Discussão dos resultados	107
7.5. Conclusões	111
8. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA NO QUATERNÁRIO	113
8.1. Materiais e meios.....	114
8.2. Resultados	117
8.2.1. <i>Sedimentologia</i>	118
8.2.2. <i>Datações</i>	119
8.3. Discussão dos resultados	134
8.3.1. <i>Cronologia dos eventos</i>	134
8.3.2. <i>Evidências morfológicas na evolução do sistema deposicional</i>	142

8.3.3. <i>Processos e geformas resultantes no tempo – um modelo preliminar</i>	143
8.4. Conclusões	145
9. CONCLUSÃO	147
REFERÊNCIAS	150

FIGURAS

Figura 1 – Mapa do trato deposicional do Pantanal constituído por sistemas de megaleques fluviais.....	02
Figura 2 – Área investigada no presente trabalho.....	05
Figura 3 – Mapa geológico da área investigada.....	06
Figura 4 – Perfil esquemático do sistema de antepais.....	07
Figura 5 – Mapa geomorfológico da área investigada.....	08
Figura 6 – Principais fisionomias na área estudada.....	11
Figura 7– Modelo digital de elevação da bacia de drenagem e megaleque do rio São Lourenço.....	16
Figura 8 – Megaleque do rio São Lourenço.....	19
Figura 9 – Perfil topográfico transversal na porção proximal do megaleque do rio São Lourenço.....	20
Figura 10 – Compartimentação geomorfológica do megaleque do rio São Lourenço.....	21
Figura 11 – Confluências de tributários na planície aluvial dissecada.....	23
Figura 12 – Cinturão de meandros em vale inciso.....	25
Figura 13 – Quebra do relevo entre o cinturão de meandros inciso e a planície aluvial dissecada.....	26
Figura 14 – Perfil de intersecção elaborado com dados de SRTM aplicados em filtros passa-baixas de 101 células.....	31
Figura 15 – Descarga fluvial do rio São Lourenço entre os meses de junho de 2002 a maio de 2003.....	33
Figura 16 – Mudanças no padrão de drenagem no lóbulo atual.....	34
Figura 17 – Segmentação fluvial do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho.....	43
Figura 18 – Rio Vermelho contornando a cidade de Rondonópolis no início do segmento I.....	44
Figura 19 – Confluência do rio Ponte de Pedra com o rio Vermelho.....	44
Figura 20 – Início do canal meandrante do rio Vermelho no segmento II.....	45

Figura 21 – Porção intermediária do segmento II.....	46
Figura 22 – Abandono do confinamento da planície fluvial no segmento IV	47
Figura 23 – Rio São Lourenço no trecho inferior do segmento V.....	48
Figura 24 – Segmento VI no rio São Lourenço	49
Figura 25 – Curso do rio Vermelho após a inflexão do canal a noroeste	50
Figura 26 – Dinâmica natural de corte do pedúnculo do meandro	52
Figura 27 – Abandono por completo de corte do pedúnculo de meandro.....	52
Figura 28 – Transição entre abandono do cinturão de meandros no fim do segmento IV e início do segmento V	53
Figura 29 – Diagrama <i>box plot</i> para as vazões diárias do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho.....	54
Figura 30 – Dados de vazão máxima para as estações fluviométricas localizadas no segmento V.....	55
Figura 31 – Perfil longitudinal no canal do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho.....	56
Figura 32 – Localização da estação Rondonópolis no rio Vermelho.....	58
Figura 33 – Localização da estação fluviométrica Acima do Córrego Grande	58
Figura 34 – Localização da estação São José do Borireu	59
Figura 35 – Comportamento das variáveis geométricas na seção transversal da estação fluviométrica de Rondonópolis.....	70
Figura 36 – Comportamento das variáveis geométricas nas seções transversais das estações fluviométricas Acima Córrego Grande e São José do Borireu	71
Figura 37 – Valores médios dos débitos de máxima e mínima mensais no ano de 2002 em função da distância a jusante	73
Figura 38 – Comportamento das variáveis geométricas a jusante no sistema fluvial do São Lourenço-Vermelho	74
Figura 39 – Hidrograma das médias mensais diárias para as estações do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho	76
Figura 40 – Dispersão dos dados de CMS.....	79

Figura 41 – Comportamento das variáveis: vazão vs. precipitação vs. concentração de sólidos suspensos.....	80
Figura 42 – Curva-chave de vazão de sólidos totais pela vazão líquida na escala bi-log	82
Figura 43 – Vazão de sólidos do leito e suspensão das estações sedimentométricas	83
Figura 44 – Vazão de sólidos totais das estações sedimentométricas	85
Figura 45 – Balanço hidrossedimentar do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho.....	87
Figura 46 – Histograma da vazão efetiva (Q_{ef}).....	90
Figura 47 – Perfil transversal do canal na seção de Rondonópolis nos anos de 2003 a 2006	91
Figura 48 – Perfil transversal do canal na seção Acima do Córrego Grande nos anos de 2002 a 2005.....	92
Figura 49 – Perfil transversal do canal na seção São José do Borireu nos anos de 2002 a 2005	93
Figura 50 – Leques aluviais.....	97
Figura 51 – Superfícies de tendências de 1º, 2º, 3º e 4º grau do megaleque do São Lourenço	102
Figura 52 – Modelos de resíduos do megaleque do São Lourenço	103
Figura 53 – Megaleque do São Lourenço	105
Figura 54 – Compartimentação geomorfológica do megaleque do S. Lourenço....	106
Figura 55 – Imagem SRTM sombreada pela ferramenta <i>shade-relief</i>	110
Figura 56 – Diagrama <i>box plot</i> para os valores de resíduos dos lóbulos	112
Figura 57 – Campanha de campo para amostragem de sedimentos por sondagens de vibrotestemunhador	116
Figura 58 – Mapa de unidades geomorfológicas do megaleque do São Lourenço..	120
Figura 59 – Perfil sedimentológico do ponto SL003	121
Figura 60 – Perfil sedimentológico do ponto SL006	122

Figura 61 – Perfil sedimentológico do ponto SL007	123
Figura 62 – Perfil sedimentológico do ponto SL009	124
Figura 63 – Perfil sedimentológico do ponto SL010	125
Figura 64 – Perfil sedimentológico do ponto SL011	126
Figura 65 – Perfil sedimentológico do ponto SL012	127
Figura 66 – Perfil sedimentológico do ponto SL013	128
Figura 67 – Perfil sedimentológico do ponto SL014	129
Figura 68 – Perfil sedimentológico do ponto SL015	130
Figura 69 – Perfil sedimentológico do ponto SL016	131
Figura 70 – Perfil sedimentológico do ponto SL017	132
Figura 71 – Perfil sedimentológico do ponto SL018	133
Figura 72 – Oscilações da temperatura média nos últimos 420.000 anos AP	135
Figura 73 – Modelo preliminar de evolução dos lobos do megaleque do São Lourenço	136
Figura 74 – Antigo padrão de canal entrelaçado no lobo abandonado sul.....	138
Figura 75 – Ápice do desconfinamento da planície incisa na entrada dos lobos deposicionais.....	139
Figura 76 – Canal subajustado em antigo padrão de canal entrelaçado na planície aluvial dissecada.....	143
Figura 77 – Representação esquemática dos processos geomorfológicos e geofomas resultantes do megaleque do rio São Lourenço	144

TABELAS

Tabela 1 – Características dos principais tipos de solo e estrutura do relevo na bacia de drenagem e no megaleque do rio São Lourenço.....	12
Tabela 2 – Características das estações fluviométricas da bacia hidrográfica do rio São Lourenço.....	39
Tabela 3 – Características geométricas dos rios São Lourenço e Vermelho.....	41
Tabela 4 – Período monitorado de concentração de sedimentos em suspensão....	64
Tabela 5 – Valores dos expoentes de geometria hidráulica do rio São Lourenço e rio Vermelho.....	69
Tabela 6 – Valores geométricos e hidráulicos nas seções transversais com a vazão de retorno de 1,58 anos.....	73
Tabela 7 – Série histórica de medidas de concentração de material em suspensão (CMS) na estação de Rondonópolis.....	77
Tabela 8 – Série histórica de medidas de concentração de material em suspensão (CMS) na estação Acima do Córrego Grande.....	77
Tabela 9 – Série histórica de medidas de concentração de material em suspensão (CMS) na estação São José do Borireu.....	78
Tabela 10 – Valores médios de vazão de sólidos obtidos a partir da série histórica de vazão diária das estações de monitoramento.....	86
Tabela 11 – Pontos amostrados com sondagens de vibrotestemunhador.....	117
Tabela 12 – Idade absoluta dos sedimentos na planície aluvial dissecada (LOE).....	119
Tabela 13 – Idade absoluta dos sedimentos no cinturão de meandros em vale inciso (LOE).....	134

ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	-	Agência Nacional de Águas
AP	-	Antes dos presente
ASCII	-	American Standard Code for Information Interchange
Aster	-	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
BAP	-	Bacia do Alto Paraguai
BPA	-	Bacia do Paraná
BPT	-	Bacia do Pantanal
C_{ss}	-	Curva-chave de sedimento
CMS	-	Concentração do material em suspensão
CPRM	-	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DNAEE	-	Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica
DNOS	-	Departamento Nacional de Obras de Saneamento
DAB	-	Diagnóstico Analítico do Pantanal e Bacia do Alto Paraguai
EP	-	Evapotranspiração Potencial
ETM+	-	Enhanced Thematic Mapper Plus
FATEC	-	Faculdade de Tecnologia de São Paulo
IBGE	-	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
LVD	-	Laboratório de Vidros e Datação
LGM	-	Último Máximo Glacial
LOE	-	Luminescência Opticamente Estimulada
MD	-	Margem direita
MDE	-	Modelo Digital de Elevação
ME	-	Margem esquerda
MMA	-	Ministério do Meio Ambiente
MNT	-	Modelo Numérico do Terreno
MSS	-	Multispectral Scanner System
PAE	-	Programa de Ações e Estratégias
PCH's	-	Pequenas Centrais Hidrelétricas
PNUMAD	-	Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente
Q_{sl}	-	Vazão de sólidos do leito
Q_b	-	Vazão das margens plenas
Q_{ef}	-	Vazão efetiva
Q_m	-	Vazão média
Q_{ss}	-	Vazão sólida suspensa
$Q_{1,5}$	-	Vazão com retorno de 1,5 anos
Secom	-	Secretaria de Comunicação Social
SIG	-	Sistema de Informação Geográfica
SRTM	-	Shuttle Radar Topography Mission
TM	-	Thematic Mapper
USAF	-	United State Air Force
WGS	-	World Geodetic System

1. INTRODUÇÃO

O rio Paraguai faz parte da bacia do rio Paraná, do qual é o afluente principal. Atravessa terras do Brasil, Bolívia, Paraguai e Argentina, percorrendo uma extensão de cerca de 2.250 km (Brasil 2004). Sua bacia hidrográfica abrange área de 1.095.000 km², dos quais 600.000 km² encontram-se em território brasileiro.

A porção brasileira da bacia hidrográfica é conhecida como Bacia do Alto Paraguai (BAP), que se estende da foz do rio Apa, na divisa com o Paraguai, até suas nascentes na região do Planalto dos Parecis (Figura 1). Por convenção, a isolinha de 200 m divide a BAP em dois grandes grupos de unidades geomorfológicas: os planaltos e as planícies aluviais (DNOS 1974 e Brasil 2004).

As planícies aluviais são compostas por redes de drenagem complexas. As águas de inundação são redistribuídas, transformando áreas de banhados em uma imensa planície submersível, conhecida como “Pantanal” (Ab’Saber 1988). Apesar do nome derivar da palavra pântano, o Pantanal não é um grande pântano, englobando áreas que, na sua maior parte, ficam parcialmente inundadas em uma época do ano. Essa planície, anualmente sujeita a enchentes, ocupa área de 150.000 km² (DNOS 1974). O rio Paraguai atravessa o Pantanal pela sua orla ocidental, com leito muito instável, traçado sinuoso e numerosas ilhas (Almeida e Lima 1959).

Conhecida como uma das maiores áreas úmidas (*wetland*) contínuas do planeta, (Junk 1993), a planície do Pantanal possui uma grande variedade florística e faunística, com influência das regiões Amazônica, Chaco, Cerrado e da Mata Atlântica (Brasil 2004), que desempenham importante papel ecológico e hidrodinâmico nos ecossistemas pantaneiros. Considerada patrimônio nacional na Constituição Federal de 1988, o Pantanal conquistou o reconhecimento internacional pela UNESCO no ano de 2000.

O Pantanal é uma bacia sedimentar quaternária alojada em uma depressão tectônica interior. O preenchimento sedimentar da bacia é composto por um trato de sistemas deposicionais formado por vários leques fluviais, cujas águas fluem para a planície do rio Paraguai, que constitui o rio-tronco coletor da bacia hidrográfica. Diferentes áreas, conhecidas regionalmente como pantanais refletem paisagens bastante diversificadas quanto à litologia, pedologia, florística e pluviosidade.

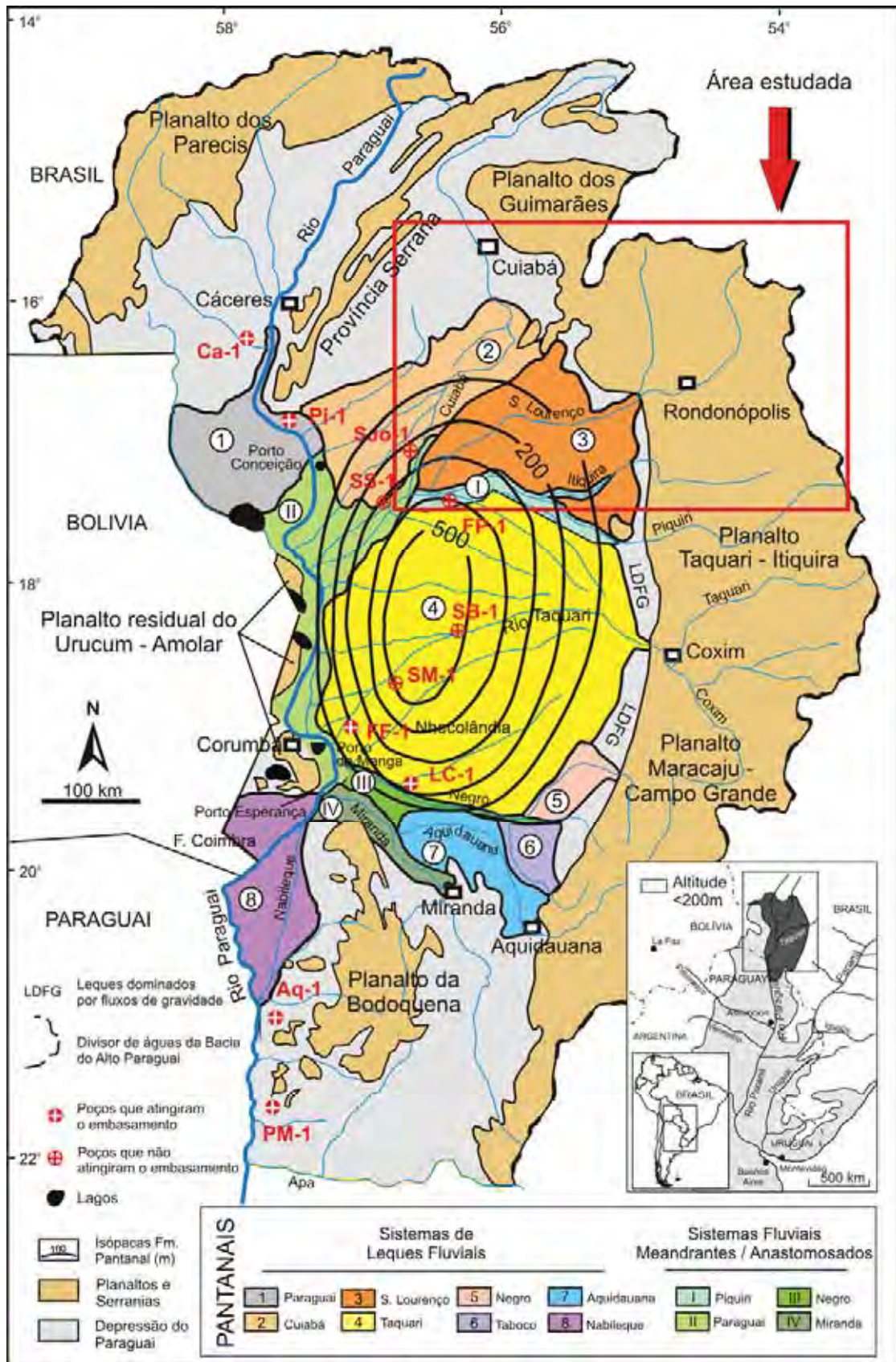


Figura 1 – Mapa do trato deposicional do Pantanal constituído por sistemas de megaleques fluviais (mod. Assine 2003). O retângulo em vermelho compreende a área estudada.

Abdon e Silva (2006) propuseram uma classificação em 11 sub-regiões (Pantanais), definidas de acordo com as condições de inundações, relevo, solos e vegetação. É importante destacar que tal classificação reflete os sistemas deposicionais presentes na planície do Pantanal (Assine 2003), mas a nomenclatura utilizada não necessariamente é a mesma nos dois trabalhos. Destaca-se, como exemplo, o fato de que o megaleque do São Lourenço, objeto desta tese, recebe a denominação de Pantanal de Barão de Melgaço na subdivisão de Abdon e Silva (2006).

As macro-geofomas presentes na paisagem do Pantanal são dominadas por vários leques aluviais dominados por rios que compõe o trato deposicional (Assine 2003). A velocidade com que ocorrem muitas das modificações na paisagem é rápida, da ordem de poucos anos a algumas décadas. Há também mudanças cujo processo é de maior duração. Muitas das feições morfológicas são, mesmo, herança de complexa história de mudanças paleoclimáticas e paleogeográficas, que vem ocorrendo desde o Pleistoceno.

A baixa declividade da planície do Pantanal condiciona de forma natural um escoamento lento das águas de inundação. O transbordamento das águas dos canais para a planície ocorre com periodicidade anual, definindo estações úmidas e secas. Os picos de cheias não coincidem entre si, de forma que os diferentes pantanais têm seu máximo de inundação em meses diferentes, com defasagem de quatro meses no pico de inundação quando se compara as estações fluviométricas de Cáceres (porção norte do Pantanal) e de Porto Murtinho (porção sul do Pantanal) (DNOS 1974).

A contextualização da evolução geológico-geomorfológico do Pantanal sempre foi discutida em relação à bacia e os trabalhos mais específicos ficaram restritos, praticamente, ao leque do rio Taquari, desde o trabalho de Braun (1977).

Assim como o megaleque do Taquari, o do São Lourenço vem ocorrendo transformações contínuas na sua paisagem desde o Pleistoceno. Embora este trabalho seja focado no rio São Lourenço, pretende-se integrar os resultados obtidos no contexto da bacia sedimentar do Pantanal, fato que motivou o desenvolvimento desta tese.

2. ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA ESTUDADA

O megaleque do São Lourenço está localizado na porção centro-norte do Pantanal Mato-Grossense (MT), entre as coordenadas 16°12' S e 54°32' W e 17°24' S e 56°43' W ([Figuras 1 e 2](#)). Com bacia de drenagem nos planaltos dos Guimarães e do Taquari-Itiquira, o rio São Lourenço é o principal tributário da margem esquerda do rio Cuiabá, o qual integra a hidrografia do alto do rio Paraguai.

Resultado de uma complexa evolução tectono-sedimentar, a planície do Pantanal do rio São Lourenço é caracterizada por relevo plano e complexa rede de drenagem, periodicamente sujeita as inundações.

2.1. Geologia

A porção leste da bacia hidrográfica do Alto Paraguai (BAP) é a principal área-fonte dos sedimentos que se depositam no Pantanal. Segundo [Lacerda Filho et al. \(2004\)](#), é constituída por rochas de idade: 1) neoproterózoica – Grupo Cuiabá da Faixa Paraguai, pertencente à Província Tocantins; 2) paleozóica – representada pelo Grupo Rio Ivaí ([Assine 1996](#)), pelo Grupo Paraná (Formações Furnas e Ponta Grossa), e pelas Formações Aquidauana e Palermo; 3) mesozóica – Formação Botucatu e Grupo Bauru; e 4) cenozóica – Formação Cachoeirinha e coberturas detrito-lateríticas ([Figura 3](#)).

A bacia do Pantanal (BPT) é uma das maiores bacias intracratônicas do Brasil. Possui cerca de 600 m de espessura de sedimentos, conforme informações de subsuperfície obtidas por poços perfurados pela Petrobrás, na década de 60 ([Assine 2003](#)). Poços perfurados próximos da área de pesquisa, na margem esquerda do rio Itiquira e na margem direita do rio Cuiabá, não atingiram o embasamento cristalino, tendo sido atingidas as profundidades de 340,7 m (FP-1) e 193 m (SJo-1) ([Figura 1](#)).

[Almeida \(1945\)](#) reconheceu a BPT como uma área de acúmulo de sedimentos. Sua origem tectônica possivelmente se iniciou no Terciário ([Freitas 1951](#)). À medida que ocorriam os movimentos orogênicos andinos, extensa faixa se abatia a oriente dela, formando uma depressão. Ascensão epirogênica soergueu a

borda oeste da Bacia do Paraná (BPA), que foi localmente flexurada e falhada (Almeida e Lima 1959 e Almeida 1965).

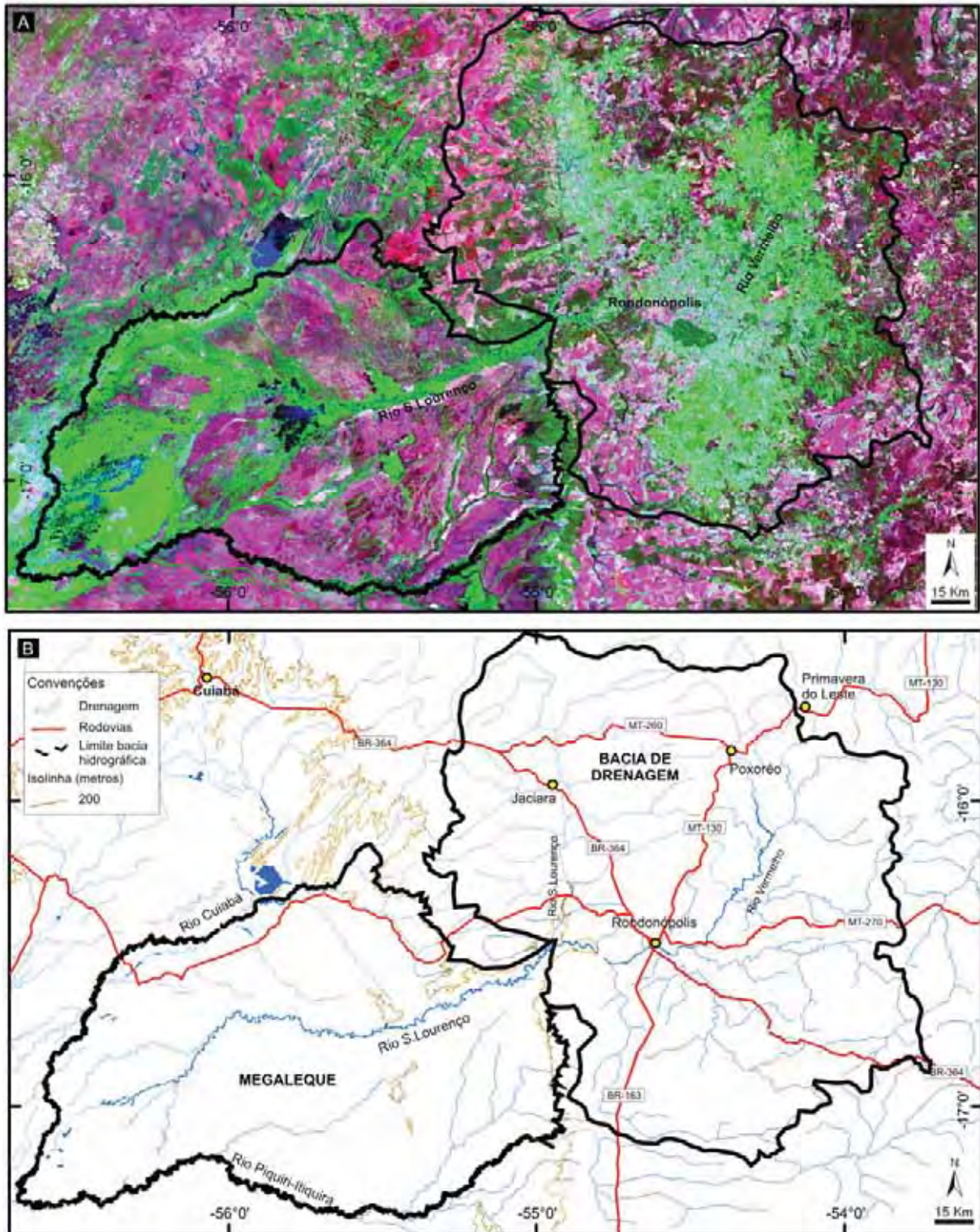


Figura 2 – Área investigada no presente trabalho (Figura 1): A) delimitação da bacia de drenagem e megalique do rio São Lourenço (imagem Geocover Circa 1990, composição falsa-cor 7R4G2B; B) rede de drenagem, toponímia e vias de acesso.

Shiraiwa (1994) e Ussami *et al.* (1999) atribuíram a origem da bacia a esforços distensionais na ombreira flexural (*forebulge*) da bacia do Chaco (*foreland*), no último evento compressivo no orógeno andino, que foram capazes de provocar a subsidência da bacia sedimentar. Para Horton e DeCelles (1997), a bacia está posicionada no *backbulge* (Figura 4).

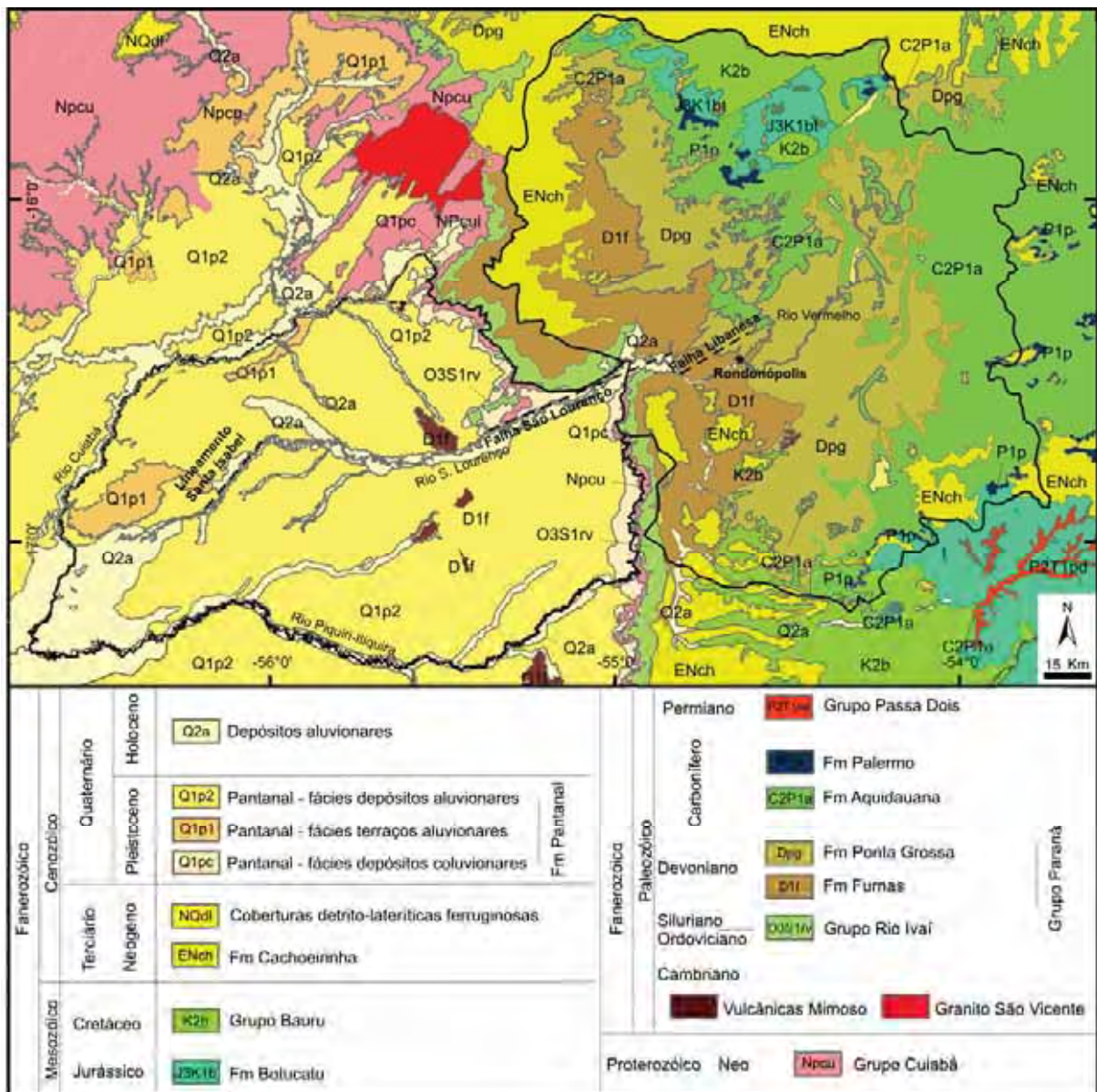


Figura 3 – Mapa geológico da área investigada (mod. de Lacerda Filho 2004). A bacia de drenagem e o megaleque do rio São Lourenço estão delimitados pela linha em preto.

Constituída por depósitos de leques aluviais, formados por sedimentos de natureza arenosa e siltico-argilosa, a BPT é uma vasta planície aluvial (Almeida

1964), caracterizada por inúmeros canais abandonados e pequenas lagoas, denominadas como Formação Pantanal (Rabelo e Soares 1999).

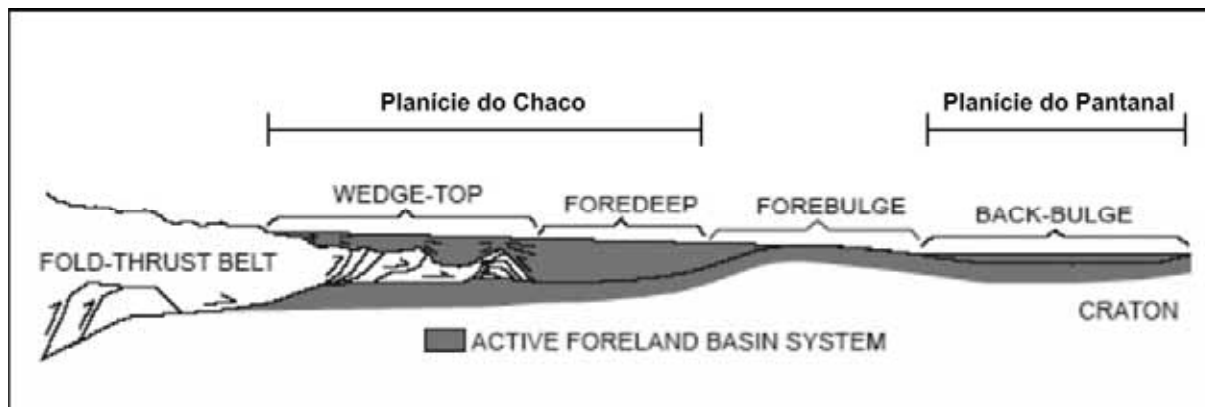


Figura 4 – Perfil esquemático do sistema de antepais (*foreland*) a leste da Cordilheira dos Andes, na latitude 18° S (adap. de Horton e DeCelles 1997).

Encontrando-se sobre as rochas do Grupo Cuiabá (embasamento cristalino), os sedimentos da Formação Pantanal (Figura 3) estão relacionados a uma fase de retrabalhamento dos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Paraná, com desenvolvimento de leques aluviais, parcialmente dissecados formando terraços argilo-arenosos com níveis arenosos e de cascalho.

2.2. Geomorfologia

Franco e Pinheiro (1982) e Ross e Santos (1982) propuseram uma compartimentação geomorfológica das unidades de relevo, com base em critérios topográficos, estruturais, litológicos e genéticos. Os autores reconheceram: 1) relevos dobrados da Província Serrana a norte; 2) relevos elevados pelos planaltos da bacia sedimentar do Paraná na borda oriental; e 3) terras baixas a oeste, região onde se encontra o Pantanal Mato-Grossense (Figura 5).

Na bacia de drenagem no planalto as escarpas são bastante nítidas e unem-se às faixas descontínuas de relevo dissecado, que se avizinham da Depressão do Rio Paraguai. As escarpas são frentes de *cuesta*, em diferentes patamares topográficos. Os processos erosivos periféricos na parte oriental da bacia de drenagem, estudados por Ab'Saber (1988), expuseram rochas devonianas no fundo

dos vales, em função do recuo das escarpas no planalto. Na saída para o Pantanal, rochas pré-cambrianas afloram no leito dos rios São Lourenço e Vermelho.

O Planalto do Taquari-Itiquira (Figura 5) possui limites ocidentais marcados por bordas escarpadas de frente de *cuesta*, que ocorre na região centro sul da área investigada. As formas dos relevos de topos planos e convexos são dissecados pelos rios Vermelho, Jurigão e Tadarimana, sobre as formações Aquidauana, Ponta Grossa e Furnas. Os mergulhos das camadas estão voltados para leste e sudeste, entre 5° e 10°, sendo as maiores inclinações sempre próximas a zona de falhas (Franco e Pinheiro 1982). Nesta área, a rede de drenagem apresenta padrão paralelo em fase de instalação, favorecendo a ocorrência de amplas formas de dissecamentos do tipo tabular.

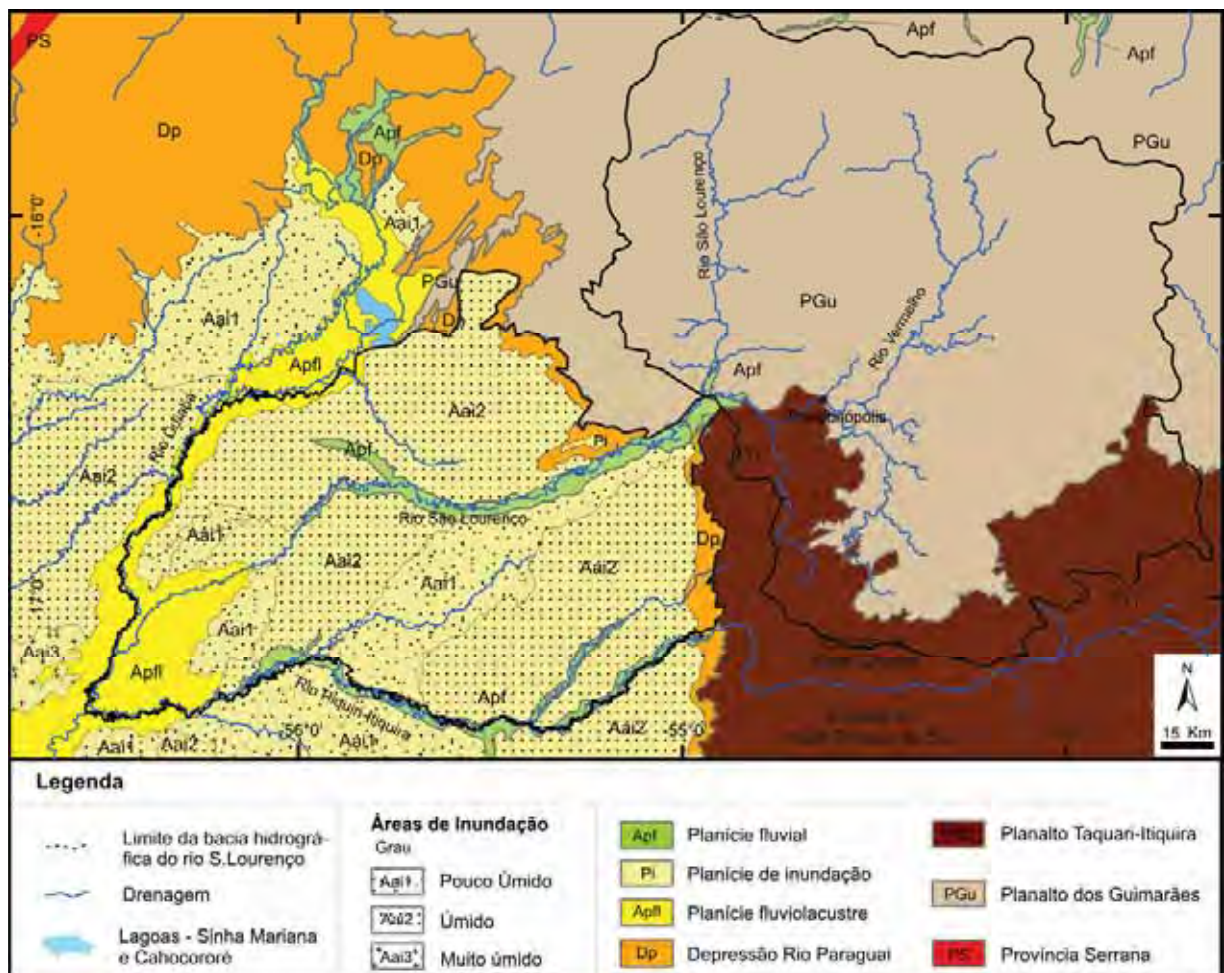


Figura 5 – Mapa geomorfológico da área investigada (baseado em Franco e Pinheiro 1982 e Ross e Santos 1982). A bacia de drenagem e o megaleque do rio São Lourenço estão delimitados pela linha em preto.

O Planalto dos Guimarães possui faixas altimétricas entre 300 e 700 m, com entalhe diferencial resultando em três níveis, representados pelas formações Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana (Figura 5).

A Província Serrana que aparece a noroeste da área investigada constitui um conjunto de serras paralelas com direção NNE-SSO, ocupando uma faixa de 35 a 40 km de largura, com altitudes entre 300 e 700 m. O estilo de dobramentos mostra anticlinais estreitos e alongados, em geral, assimétricos, enquanto que os falhamentos do tipo inverso ou de empurrão são mais extensos e de direção NNE; do tipo deslocamento horizontal ou transcorrentes (Franco e Pinheiro 1982).

Entre as terras elevadas (bacia de drenagem) e as superfícies baixas da planície do Pantanal, depressões marginais contornam de modo descontínuo os relevos elevados (Pedreira *et al.* 2004). A Depressão do Rio Paraguai é caracterizada por superfícies pediplanadas e relevos suavemente dissecados em formas tabulares amplas (Franco e Pinheiro 1982).

Franco e Pinheiro (1982) caracterizou a geomorfologia dos pantanais em: unidades de planícies e áreas de acumulação inundáveis. As primeiras compreendem as planícies fluviais (Apf) ou fluviolacustres (Apfl) que se encontram relacionadas ao rio Paraguai e a seus tributários. As segunda (Aai) relacionam-se à drenagem e a diferentes níveis de inundação, das quais são composta principalmente por corixos, vazantes e baías (Figura 5). A classe Aai1 corresponde a locais onde o alagamento só ocorre nas cheias médias e extraordinárias e a classe Aai2 onde o alagamento é mais frequente.

2.3. Clima, vegetação e solos

Na porção leste da BAP (planalto) predomina clima tropical úmido, com temperaturas entre 22,5 e 26,5°C, sendo novembro o mês mais quente, com média de 27°C. O mês mais frio é julho, com temperatura média de 21°C. A precipitação varia entre 800 e 1.600 mm/ano, com média de 1.396 mm/ano. As taxas de perda de água por evaporação no planalto chegam a 60% (Brasil 2004).

Na porção oeste da BAP (Pantanal), o clima é quente com duas estações pronunciadas, úmida nos meses de outubro a abril e árida, nos meses de maio a setembro. Há um decréscimo na precipitação, de norte para sul, da região de

Cáceres (MT) para a de Corumbá (MS) de 1.250 mm para 1.089 mm. Na região de Cuiabá (MT) as temperaturas médias variam de 27,4°C (dezembro) a 21,4°C (julho) de acordo com [Junk e Cunha \(2005\)](#) e [Junk et al. \(2006\)](#). As taxas de evapotranspiração potencial superam os 1.420 mm anuais devido às baixas altitudes e às temperaturas elevadas na região do Pantanal ([Tarifa 1986](#)).

[Amaral e Fonzar \(1982\)](#) e [Loureiro et al. \(1982\)](#) elaboraram um mapa de vegetação da planície do Pantanal, enfatizando as regiões fitoecológicas. Delinearam cinco classes conhecidas como: savana (cerrado), savana estépica (vegetação chaquenha), floresta estacional semidecidual, floresta estacional decidual, e faixas de contato entre uma classe e outra.

O Pantanal Mato-Grossense inclui ecossistemas do domínio dos cerrados e ecossistemas do Chaco, além de componentes bióticos do Nordeste seco e da região periamazônica ([Ab'Saber 1988](#)).

De acordo com a classificação de [Silva e Abdon \(1998\)](#) e [Abdon e Silva \(2006\)](#), a vegetação do Pantanal apresenta 11 classes diferentes. A vegetação natural se alterna em um mosaico correspondente ao relevo, presença ou ausência de água. Os principais tipos de vegetação são formações lenhosas em cordões não inundáveis, campos de inundação sazonal e vegetação aquática. O tipo predominante de vegetação é campo nativo.

Na área pesquisada predomina a vegetação natural de savana (cerrado) com 60% de cobertura. Encontram-se presentes também vegetação de floresta estacional semidecidual, grande área contínua de contato florístico (ecótono) e áreas de formações pioneiras de influência fluvial, com destaque para o cambará (*Vochysia divergens*). A vegetação natural está sendo substituída por pastagens da espécie *Brachiaria humidicola* ([Figura 6](#)).

A savana arborizada é formada por árvores tortuosas, esparsas, com cobertura contínua de gramíneas, compondo vegetação de cerrado, campo-cerrado e cerrado-ralo. A savana gramínea-lenhosa é formada por campos de gramíneas com pequenos arbustos e palmeiras anãs, com caule subterrâneo e ervas com xilopódio, compondo a vegetação do tipo campo, cerrado baixo e campo sujo ([Abdon e Silva 2006](#)).

A savana florestada (cerradão) ([Figura 6](#)) é formada por vegetação arbórea com altura e densidade de árvores semelhante à floresta, mas com flora característica do cerrado. Destacam-se o pequi, pau-terra e angico-do-cerrado,

Caryocar brasiliense; *Qualea grandiflora* e *Qualea parviflora*; *Anadenanthera peregrina*, respectivamente. Essas espécies desenvolvem-se, geralmente, em solos arenosos e pobres, sendo que algumas espécies perdem as folhas, principalmente no inverno.

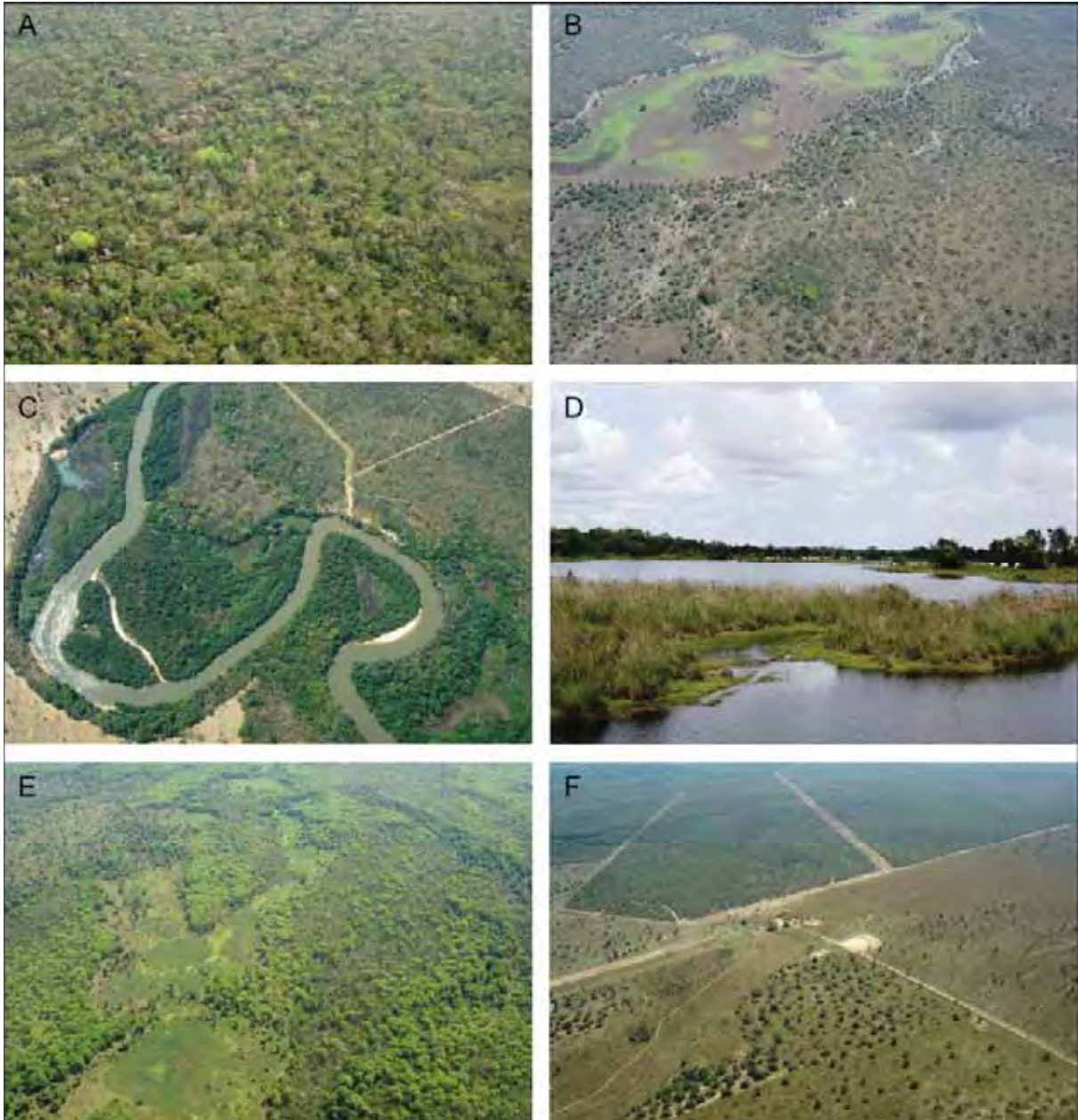


Figura 6 – Principais fisionomias na área estudada: A) savana florestada, em relevo de inundação Aai1; B) savana arborizada, em relevo com inundação média Aai2; C) floresta estacional semidecidual do rio Itiquira, em área de pastagem em relevo de pedimento; D) savana gramíneo-lenhosa em relevo Aai2; E) formação pioneira, em área de inundação Aai2; F) áreas antropizadas por pastagem plantada em área de cerrado e cambazal em relevo Aai1. (créditos das fotos A, B, C, E e F a Myriam de Moura Abdon (2006), e da foto D a João dos Santos Vila da Silva (2006)).

Os principais tipos de solos estão condicionados à litologia e à estrutura do relevo (Tabela 1). Os solos que ocorrem no planalto originaram-se na maioria de rochas paleozóicas, e se apresentam como solos bem desenvolvidos, espessos e baixos teores de fertilidade natural (Orioti *et al.* 1982). No Pantanal, as condições de hidromorfismo dominam as feições pedológicas, cujos solos são influenciados pela natureza dos sedimentos dos quais se originaram e pelo regime de inundação periódica (Abdon e Silva 2006).

Tabela 1 – Características dos principais tipos de solo e estrutura do relevo na bacia de drenagem e no megaleque do rio São Lourenço (baseado em Orioti *et al.* 1982 e Franco e Pinheiro 1982).

Formação	Estrutura do relevo	Tipo de Solo
Aquidauana	Forma tabular e superfície tabular estrutural, marcados por escarpas erosivas e estruturais	Latossolo Vermelho-Escuro álico e Neossolo eutrófico
Furnas e Ponta Grossa	Relevos dissecados em formas tabulares, convexas e uma superfície tabular estrutural	Latossolo Vermelho-Escuro álico
Bauru, Aquidauana, Ponta Grossa e Furnas	Relevos dissecados em amplas formas tabulares	Latossolo Vermelho-Escuro álico
Serra Geral e Botucatu	Forma tabular	Latossolo Vermelho-Escuro distrófico
Pantanal	Relevo plano de topografia peculiar	Planossolo álico, distrófico, eutrófico; e Gleissolo

3. OBJETIVOS

Depósitos sedimentares são registros da história geológica e geomorfológica de uma bacia sedimentar. Fornecem, portanto, valiosas informações sobre as mudanças paleoambientais e paleogeográficas de uma bacia, o que permite inferir a dinâmica dos ciclos de erosão e deposição numa escala temporal.

O escopo deste trabalho é investigar as mudanças ambientais ocorridas no megaleque do rio São Lourenço durante o Quaternário e as causas responsáveis por estas mudanças. Espera-se não somente avançar no conhecimento da evolução da área deposicional do São Lourenço, mas também contribuir para o entendimento dos processos sedimentares da bacia do Pantanal. São objetivos desta tese:

1. Identificação, caracterização e mapeamento das unidades morfológicas que compõem o sistema deposicional, tanto agradacionais quanto degradacionais;
2. Interpretação de geoformas deposicionais e feições erosivas presentes na superfície do megaleque;
3. Reconhecimento de mudanças paleoambientais na área deposicional do megaleque durante o Quaternário;
4. Compartimentação fluvial do sistema São Lourenço-Vermelho, com base nas características morfométricas do canal e morfológicas da sua planície;
5. Caracterização das variáveis de dependência direta da vazão nos diferentes estilos fluviais dos rios São Lourenço e Vermelho, buscando a compreensão do comportamento morfo-hidráulico no canal;
6. Quantificação da carga total de sedimento transportado pelos rios São Lourenço e Vermelho;
7. Correlação do balanço dos fluxos de descarga sólida total com os processos deposicionais ao longo do canal; e definir tais parâmetros com a vazão formadora do canal;
8. Definição e delimitação de lóbulos deposicionais no baixo curso do rio São Lourenço, com inferência da sua cronologia relativa;
9. Descrição e datação de fácies sedimentares de diferentes ambientes, com ênfase no estabelecimento de critérios que permitam diferenciar depósitos de diferentes ambientes e compartimentos;
10. Proposição de modelo evolutivo para o megaleque, do Pleistoceno tardio ao Holoceno.

Os objetivos 1, 2 e 3 estão apresentados e discutidos no capítulo **“Compartimentação Geomorfológica”**, com o propósito de identificar e mapear feições morfológicas que permitam reconhecer as mudanças ambientais (paleogeografia) na área sedimentar do rio São Lourenço. Os métodos e as técnicas utilizadas também se encontram descritos em detalhe no capítulo.

Na temática de geomorfologia fluvial estão os capítulos **“Padrões de Canal no Sistema Fluvial São Lourenço-Vermelho”** e **“Geometria dos Canais e Hidrossedimentologia do Sistema Fluvial São Lourenço-Vermelho”** que contém os resultados alcançados, bem como os métodos empregados referentes aos objetivos 4, 5, 6 e 7.

Os métodos empregados e os resultados alcançados relativos ao objetivo 8 estão discutidos no capítulo **“Mudanças Ambientais Recentes no Baixo Curso do Rio São Lourenço (Lobo deposicional atual)”**. Baseado em critérios morfológicos, como truncamento de (paleo)redes de canais distributários e arranjo espacial do padrão de drenagem, reconheceu as mudanças ambientais na porção distal do megaleque do São Lourenço, o que também permitiu uma interpretação cronológica relativa dessas mudanças.

No capítulo **“Evolução Geomorfológica no Quaternário”** estão os resultados alcançados relativos aos objetivos 9 e 10. Descrição de fácies e datação de sedimento pelo método da luminescência opticamente estimulada (LOE) permitiram interpretar mudanças paleoambientais e paleogeográficas ocorridas desde o Pleistoceno. Tais mudanças foram correlacionadas com eventos globais e regionais.

4. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

O Pantanal Mato-Grossense é uma extensa planície aluvial alojada na Depressão do Alto Paraguai, com área de aproximadamente 138.000 km² e cotas altimétricas inferiores a 200 m. O Paraguai é o rio tronco do sistema hidrográfico, coletando as águas de todos os rios que drenam os planaltos circunvizinhos e chegam à planície do Pantanal.

Ao adentrar na planície do Pantanal, a maioria dos rios adquire padrão de drenagem distributário, formando sistemas deposicionais de leques fluviais (Assine 2003). Vários deles apresentam grandes dimensões, sendo denominados megaleques. O megaleque do Taquari, com cerca de 50.000 km², é o maior e o mais estudado deles (Assine 2005 e Assine *et al.* 2005).

Embora seja um dos menos conhecidos em termos geológicos e geomorfológicos, o megaleque do rio São Lourenço impressiona pelas suas dimensões e mudanças hidrográficas frequentes, tanto pretéritas quanto atuais. O megaleque do São Lourenço está situado a norte do megaleque do Taquari, sendo o contato entre ambos definido pela planície fluvial do rio Piquiri (Figura 1). O megaleque se desenvolve no flanco norte da bacia sedimentar do Pantanal, cuja espessura ultrapassa os 200 m na parte distal do leque (Assine 2004).

A bacia de drenagem do rio São Lourenço, situada a leste, nos planaltos dos Guimarães e do Taquari-Itiquira, tem área de aproximadamente 24.000 km² e altitudes que decrescem de cerca de 800 m nos divisores de água para cerca de 200 m na entrada do Pantanal. A bacia encontra-se alojada num grande anfiteatro de erosão (Figura 7), esculpido sobre rochas paleozóicas dos grupos Rio Ivaí (Formações Alto Garças e Vila Maria), Paraná (Formações Furnas e Ponta Grossa) e Itararé (Formação Aquidauna).

A dissecação no planalto é desigual e os vales mais profundos, situados na saída para o Pantanal, cortam rochas cristalinas pré-cambrianas do Grupo Cuiabá, que na área constituem o embasamento da bacia sedimentar do Paraná. A baixa densidade de drenagem, resultado da natureza dos arenitos paleozóicos, que se apresentam muito fraturados e com boa permo-porosidade. A dissecação do relevo encontra-se em estágio juvenil a maduro e os rios apresentam vales íngremes e leito predominantemente rochoso, por isso os canais apresentam baixa mobilidade e margens estáveis. A rede de drenagem está condicionada por fraturas e falhas que

controlam o traçado dos canais, caracterizados por apresentarem segmentos retilíneos de poucos quilômetros orientados predominantemente nas direções N40E, N65E e N50W.

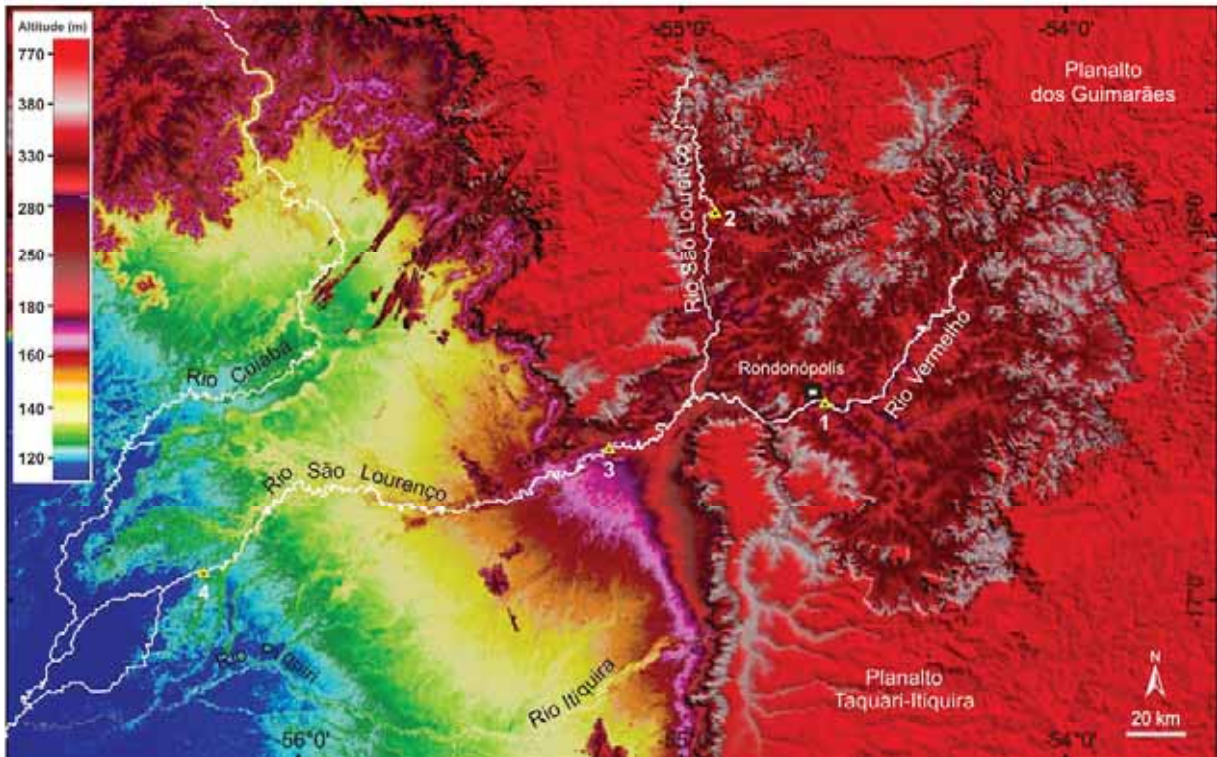


Figura 7 – Modelo digital de elevação da bacia de drenagem e megaleque do rio São Lourenço. A área da bacia de drenagem possui área pouco maior que a área de sedimentação. Estações fluviométricas sinalizadas com o símbolo em amarelo correspondem: 1) Rondonópolis; 2) São Pedro da Cipa; 3) Acima do Córrego Grande e 4) São José do Borireu.

O rio Vermelho, embora seja considerado afluente do São Lourenço, tem descarga fluvial maior e drena a maior parte da bacia de drenagem. Toda a água coletada pelo rio Vermelho deixa o planalto através de um vale estreito, com cerca de 20 km de extensão, orientado na direção N50W, situado a montante de sua confluência com o rio São Lourenço, que corre num vale alinhado na direção NS, paralelo à escarpa que limita o planalto. Após a confluência do rio Vermelho, o rio São Lourenço muda de direção e atinge a planície do Pantanal correndo num vale orientado a N65E, direção que está condicionada pela falha São Lourenço, uma estrutura antiga reativada no Quaternário. O rio São Lourenço adquire padrão distributário no seu baixo curso, no lobo deposicional atual do megaleque fluvial que vem sendo construído pelo rio desde o Pleistoceno.

Neste trabalho é apresentada uma compartimentação do megaleque São Lourenço, identificados e caracterizados elementos morfológicos de seus diferentes compartimentos, definidos padrões e mudanças de estilo do canal, interpretada a dinâmica sedimentar do sistema e reconhecidos eventos de avulsão fluvial no lobo deposicional atual.

4.1. Métodos e meios

A compartimentação geomorfológica foi baseada na interpretação de imagens de satélite e de modelos de elevação (MDE's), tendo sido discriminadas zonas homólogas, definidos padrões de drenagem e de áreas inundáveis, e identificados elementos morfológicos distintivos tais como feições erosivas e geoformas deposicionais, atuais e relictas.

Para a realização deste trabalho, foram analisadas e interpretadas imagens correspondentes às cenas 241/71, 242/71, 242/71, 241/72, 242/72, 243/72 dos satélites Landsat 2 e 3 (sensor MSS, resolução de 80 m), Landsat 5 (sensor TM, resolução 30 m) e Landsat 7 (sensor ETM+, resolução de 30 m). Foram aplicados processamentos básicos de registro em cada cena, como correções geométricas e montagem de mosaicos de bandas específicas e de composição falsa-cor. Também foram utilizadas as cenas S-21-15 e S-22-15 do mosaico de imagens (com resolução de 14,25 m) GeoCover Landsat 4/5 (Circa 1990) e GeoCover Landsat 7 (Circa 2000).

Modelos digitais de elevação (MDE's) foram confeccionados com dados altimétricos obtidos em 2000 pela missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) da NASA, que apresentam *grid* de 3 arcos de segundo. Para a confecção dos modelos, os dados foram corrigidos (eliminação de *bad values*) e agrupados. Devido a pouca variação altimétrica no megaleque e para realçar elementos morfológicos, foram confeccionados MDE's, com ajuste de cores para representar variações altimétricas de 2 m.

Com base nos dados SRTM em formato ASCII (tabela x,y,z), foram elaborados perfis topográficos, transversais e longitudinais, para definir o formato da superfície do megaleque do São Lourenço. Com o objetivo de delimitar a planície atual e os terraços, e para minimizar o efeito dossel da vegetação arbórea, foi

empregado filtro linear de média móvel com ponderação dada pelo decaimento linear dos pesos das células com o aumento da distância em relação ao centro do filtro. Este recurso em gráfico suaviza as flutuações nos dados, permitindo definir com mais exatidão o contorno e a tendência da superfície. Este procedimento foi utilizado com sucesso por [Mendes \(2006\)](#) e por [Almeida *et al.* \(2007\)](#), que obtiveram bons resultados em estudo no Pantanal com a redução de ruídos *speckle* e da influência da vegetação em dados SRTM.

As imagens processadas e os MDE's foram inseridos em banco de dados com interface de manipulação de informações geográficas, padrão proposto por [Litton \(1987\)](#). Os dados, referenciados ao *datum* WGS-84, foram analisados e interpretados com o auxílio de ferramentas disponíveis em sistemas de informações geográficas (SIG). Os limites do megaleque do rio São Lourenço foram assim delimitados, gerando novo plano de informação, com ênfase no reconhecimento de paleocanais distributários e de canais tributários da drenagem atual.

Para dirimir dúvidas e/ou refinar a interpretação das geoformas identificadas, fez-se uso de fotografias aéreas verticais 1:60.000 do Projeto USAF (1964-1967).. Três campanhas de campo foram realizadas para verificação e validação das interpretações feitas com base em dados de sensores remotos, e para obtenção de dados de campo, amostragem e documentação fotográfica das geoformas deposicionais e erosivas reconhecidas nas imagens.

4.2. Resultados

O megaleque fluvial do São Lourenço é um sistema deposicional alongado, com aproximadamente 200 km de extensão e 120 km de largura, ocupando área de cerca de 16.000 km² ([Figura 8](#)). A denominação megaleque fluvial se justifica, pois, conforme proposição de [Horton e DeCelles \(2001\)](#), megaleques fluviais são sistemas deposicionais que dominados por processos fluviais, apresentam rede de drenagem distributária e extensões superficiais maiores que 1.000 km². O limite oriental do megaleque é definido pelo contato com pequenos leques aluviais dominados por fluxos de gravidade, ativos e/ou inativos, formados no sopé das escarpas dos planaltos dos Guimarães e do Taquari-Itiquira, onde se situa a bacia de drenagem.

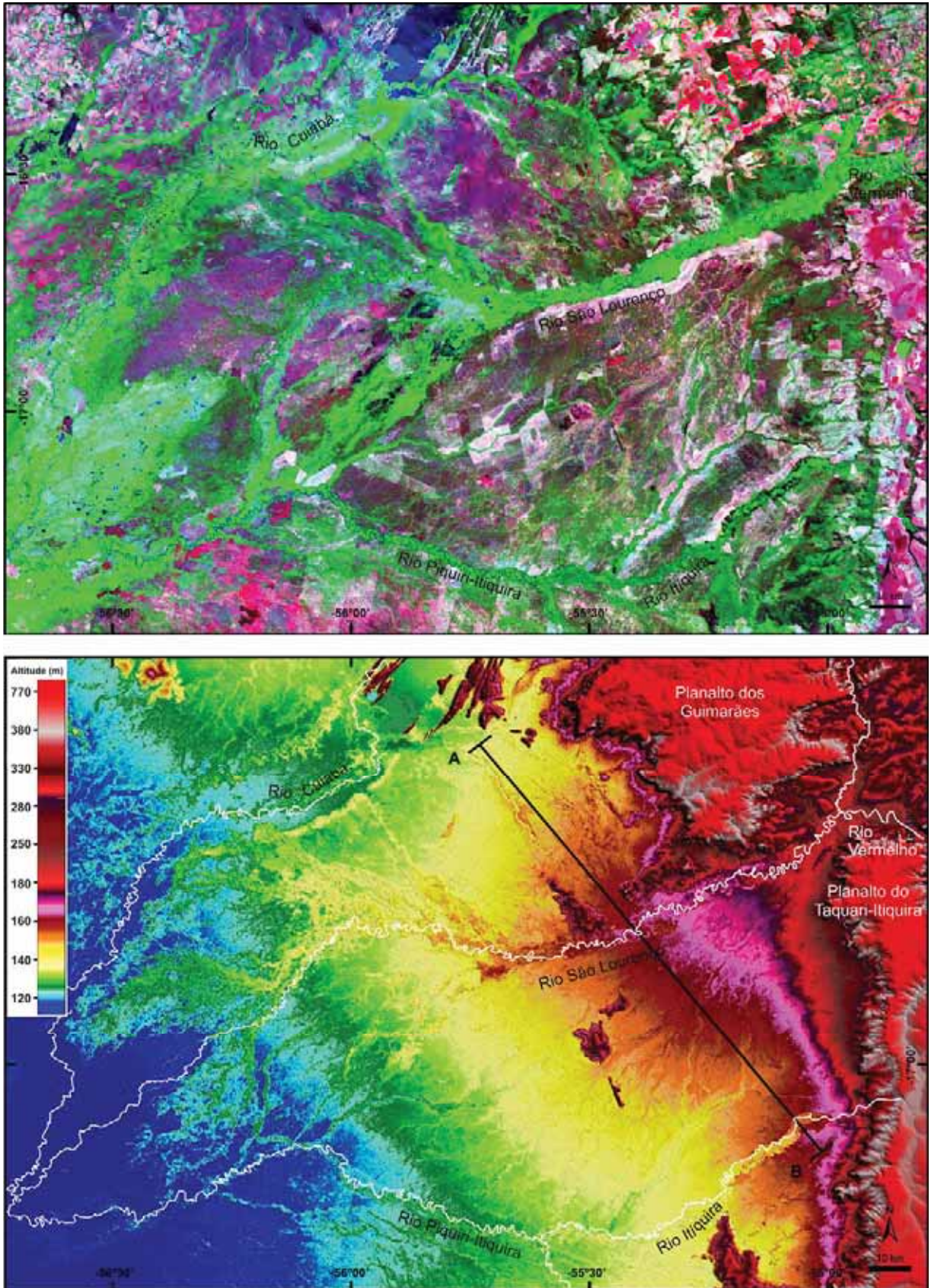


Figura 8 – Megaleque do rio São Lourenço: A) Imagens de satélite (Geocover Landsat 7 Circa 2000, 7R4G2B). B) Modelo de elevação SRTM (MDE). No MDE observa-se o padrão concêntrico de cores, em semi-círculo, uma das características de leques aluviais.

O ápice do megaleque situa-se no vale encaixado através do qual o São Lourenço adentra na planície do Pantanal. O limite sul com o megaleque do Taquari é definido pela planície fluvial do rio Piquiri, que se comporta como planície periférica entre os dois megaleques, definindo seus contornos. A franja do megaleque, nos limites oeste e norte, tem contorno delineado pela planície fluvial do rio Cuiabá.

As altitudes variam de 200 m no ápice a 110 m, na foz com o rio Cuiabá, num suave caimento dado por gradiente de cerca de 40 cm/km. Padrão concêntrico de curvas altimétricas, centrado no ápice do sistema deposicional, delinea morfologia característica de leques aluviais (Figura 8). Perfis transversais ao megaleque confirmaram geometria convexa para cima e revelaram a existência de um pequeno leque coalescente formado pelo rio Itiquira (Figura 9).

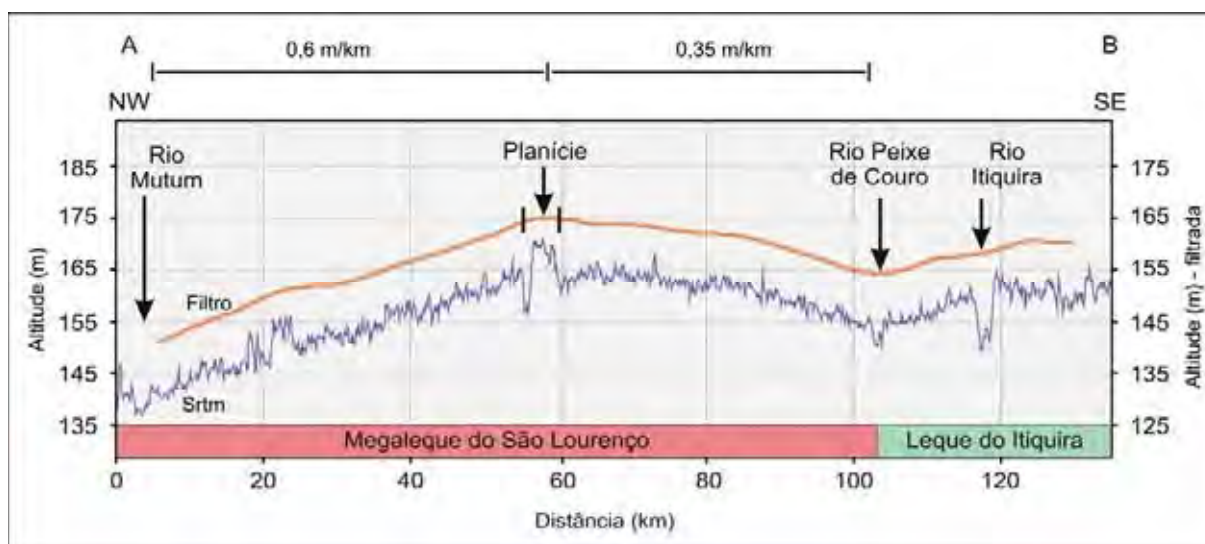


Figura 9 – Perfil topográfico transversal na porção proximal do megaleque do rio São Lourenço. Dados obtidos com dados de SRTM filtrados por filtros passa-baixas de 101 células. (Localização do perfil AB na figura 8; exagero vertical de 715 vezes). O efeito *dosse* da vegetação densa de porte arbóreo (10 – 20 m) na planície cria um artifício de superelevação do relevo, com falsa aparência de que o vale inciso está em um patamar topográfico mais elevado. Exagero vertical propositalmente para realçar as variações de altitude da planície.

Neste capítulo são apresentadas as análises geomorfológicas realizadas, que resultou na proposição e caracterização de três compartimentos geomorfológicos distintos: 1) planícies aluvial dissecada, submetida à erosão e pedogênese, resultado do retrabalhamento de depósitos de lobos deposicionais abandonados; 2) lobo deposicional atual; 3) cinturão de meandros (Figura 10).

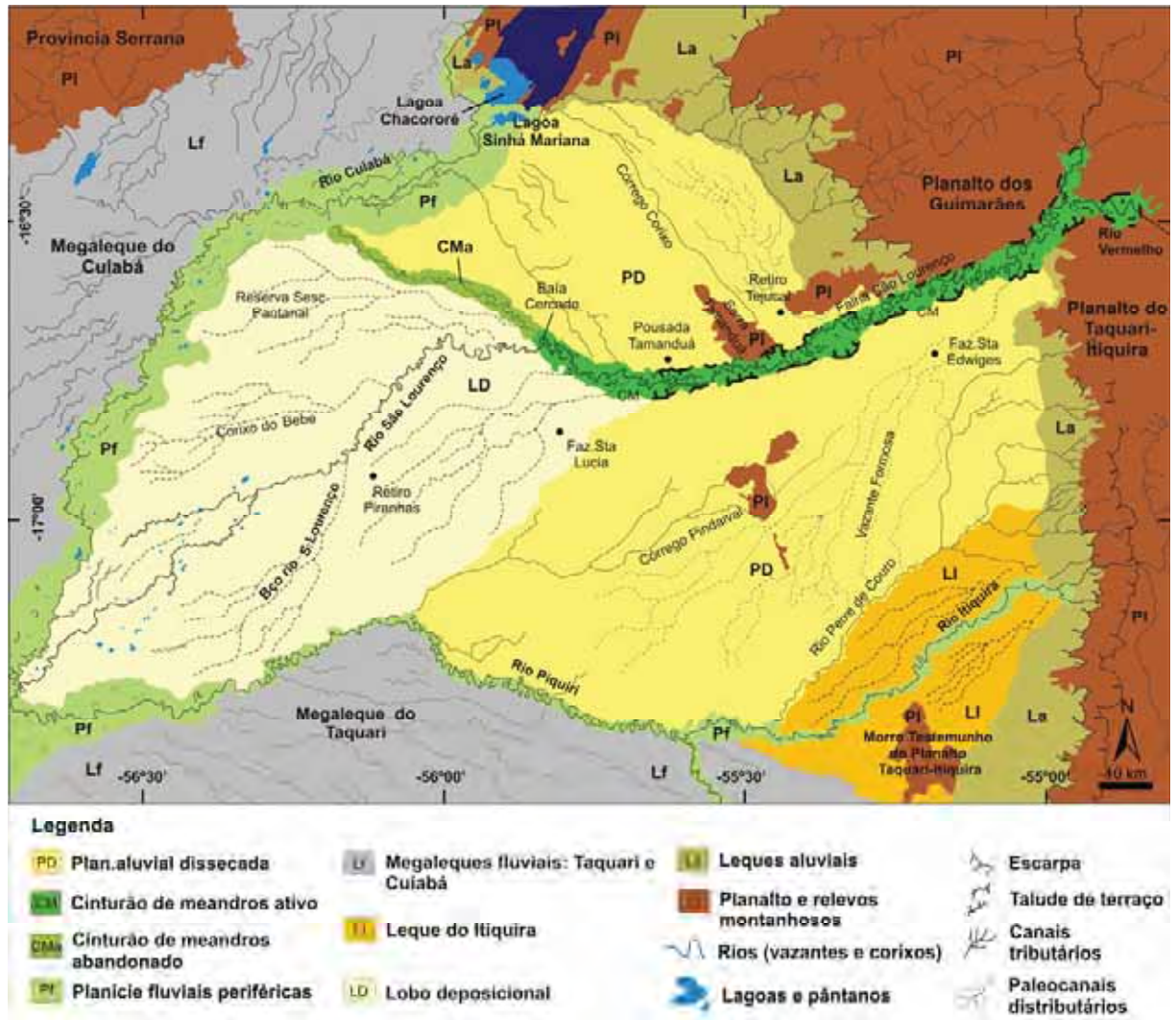


Figura 10 – Compartimentação geomorfológica do megaleque do rio São Lourenço. Destaque para a rede de paleodrenagem distributária e os canais tributários atuais.

4.2.1. Planície aluvial dissecada (PD)

Ocupando mais da metade da área do megaleque, com cerca de 9.400 km², a planície aluvial dissecada é constituída por depósitos aluviais em degradação, cujas características e história deposicional ainda são muito pouco conhecidas e compreendidas. Sua superfície apresenta geometria de semi-circulo, definida por cores de contorno concêntricas (Figura 8), e perfil transversal convexo (Figura 9) que permitem reconhecer, que tais características se tratam de um sistema de leque fluvial.

O gradiente topográfico é baixo, com valor médio de cerca de 70 cm/km. Paleocanais caracterizam a superfície da planície, como formas relictas que

testemunham paleohidrografia constituída por redes de drenagem de padrão distributário. Os paleocanais destacam-se na superfície por serem altimetricamente mais altos que seu entorno, típico neste tipo de sistema deposicional e facilmente visualizado em modelos digitais de elevação (Figura 8), como no megaleque do Taquari (Assine 2005). Os paleocanais distributários apresentam padrão radial, centrado em diversos ápices distribuídos na superfície da planície, delineando o formato de lobos deposicionais abandonados.

Destaca-se a existência de relevos residuais existentes na planície, que testemunham maior extensão outrora ocupada pelo planalto. Estes morros testemunhos constituíram obstáculos que causaram deflexões no canal principal e nos seus distributários quando a sedimentação fluvial era ativa nos lobos deposicionais.

A planície é cortada por vale inciso no qual se encontra embutido o atual cinturão de meandros do São Lourenço. A presença do vale inciso é a principal evidência do fato de que a planície é de natureza degradacional, dominada por processos de dissecação. Além da existência do vale inciso, que subdivide a planície em dois setores, norte e sul, há também canais erosivos atuais superimpostos à paisagem da planície aluvial, mascarando a paleodrenagem característica do megaleque (Figura 11). Estes canais cortam a planície, ora se ajustando ao traçado dos paleocanais, ora truncando-os, para integrar redes ativas de drenagem tributária, que drenam as águas pluviais para fora do sistema deposicional, em direção às planícies marginais dos rios Piquiri (sul) e Cuiabá (norte).

Os canais tributários são retilíneos, pouco profundos (2 a 3 m) e estreitos (5-15 m), pois os desníveis topográficos são pequenos. A descarga fluvial baixa, não havendo, a não ser em casos muito excepcionais, fluxo para a planície derivado do rio São Lourenço. Destaca-se a presença, no setor norte, de dois canais mais largos e longos (cerca de 50 km), estruturalmente orientados na direção N30-40W, praticamente transversal ao curso do rio São Lourenço. Entre eles, está o Córrego Corixo que nasce no sopé da Serra do Tamanduá, morro testemunho ao centro da planície, e corre para noroeste até desaguar suas águas no rio Cuiabá (Figura 10).

No setor sul, os canais tributários são fortemente condicionados pela direção N65E, a mesma que condiciona o vale inciso do rio São Lourenço, e, secundariamente, pela direção N45-50E (Figura 11). Esses canais, evidentes em

MDE's (Figura 8), funcionam como vazantes que drenam as águas para os rios Piquiri e Peixe de Couro.



Figura 11 – Confluências de tributários na planície aluvial dissecada. Controlado pelo nível de base do rio Piquiri, os canais incisos situados nos lobos abandonados a sul estão erodindo a superfície obliterando paleocanais distributários (Imagem Geocover Landsat 7 Cercas 2000, 4R7G2B).

4.2.2. Cinturão de meandros (CM e CMa)

Com extensão de 80 km, largura média de 3 a 5 km e área de aproximadamente 580 km², o cinturão de meandros ativo (CM) está confinado num vale inciso na parte superior/média do megaleque. O vale tem orientação N65E e está estruturalmente condicionado pela falha de São Lourenço (Figuras 4 e 10), uma estrutura antiga reativada no Quaternário.

O cinturão apresenta sua maior largura nas proximidades do Retiro Tejudal e da fazenda Santa Edwiges, onde tem cerca de 8 km. Nele corre o rio São Lourenço, um rio de padrão meandrante, com barras em pontal e sinuosidade média de 2,15. Meandros abandonados testemunham a mobilidade lateral do rio São Lourenço, com migração e abandono do canal do tipo translação e expansão. Barras de

meandro (*point bars*), espiras de meandro (*scroll bars*), e meandros abandonados, muitos destes formando lagos em ferradura (*oxbow lakes*), são feições morfológicas comuns na planície (Figura 12).

Trata-se de área de deposição ativa e o preenchimento sedimentar da planície é por agradação fluvial. Como a planície é confinada por terraços marginais, o transbordamento da água do canal durante as cheias não ultrapassa os limites da planície, de forma que a planície aluvial dissecada não recebe águas de superfície provenientes do rio São Lourenço. Como consequência do confinamento e de não haver perda d'água, a velocidade do fluxo da água é maior neste compartimento em relação aos outros.

A altura dos terraços marginais, que ultrapassa 5 m no ápice do leque (Figura 13), decresce para jusante (Figura 12). Na altura da Pousada Tamanduá, os terraços marginais desaparecem, as altitudes do cinturão de meandros e da planície aluvial dissecada se tornam similares, e começa a ocorrer perda d'água significativa para as planícies adjacentes. Este ponto, considerado o ápice do lobo deposicional atual, é caracterizado pela presença de paleocanais distributários, alguns ainda ativos nas grandes cheias, que derivam de pontos de rompimento (*crevasses*) na margem esquerda do rio e que avançam para sudoeste nas proximidades da fazenda Santa Lúcia (Figura 10).

Com o desconfinamento, o cinturão de meandros muda de direção a partir do ápice do lobo deposicional, adquirindo orientação aproximada N60W. Prolonga-se neste rumo por mais 70 km e termina na planície do rio Cuiabá, definindo o limite nordeste do lobo deposicional.

O cinturão permanece ativo apenas nos primeiros 20 km de extensão, da Pousada Tamanduá (ápice do lobo) até a localidade conhecida como baía do Cercado. Neste trecho, a largura da planície tem cerca de 4 km e a sinuosidade do canal diminui ligeiramente para 1,91. Porém, são poucas as feições de corte de colo do meandro, assim como são poucos os lagos (*oxbow lakes*), quando comparado o trecho confinado a montante da Pousada Tamanduá. Pontos de rompimentos de diques também ocorrem em ambas as margens, porém em maior número e importância na margem esquerda.

Na área da baía do Cercado o rio São Lourenço tem abandonado o cinturão de meandros, passando a correr para oeste, onde vem construindo uma sucessão de lóbulos deposicionais pertencentes ao lobo deposicional atual (Figura 10).

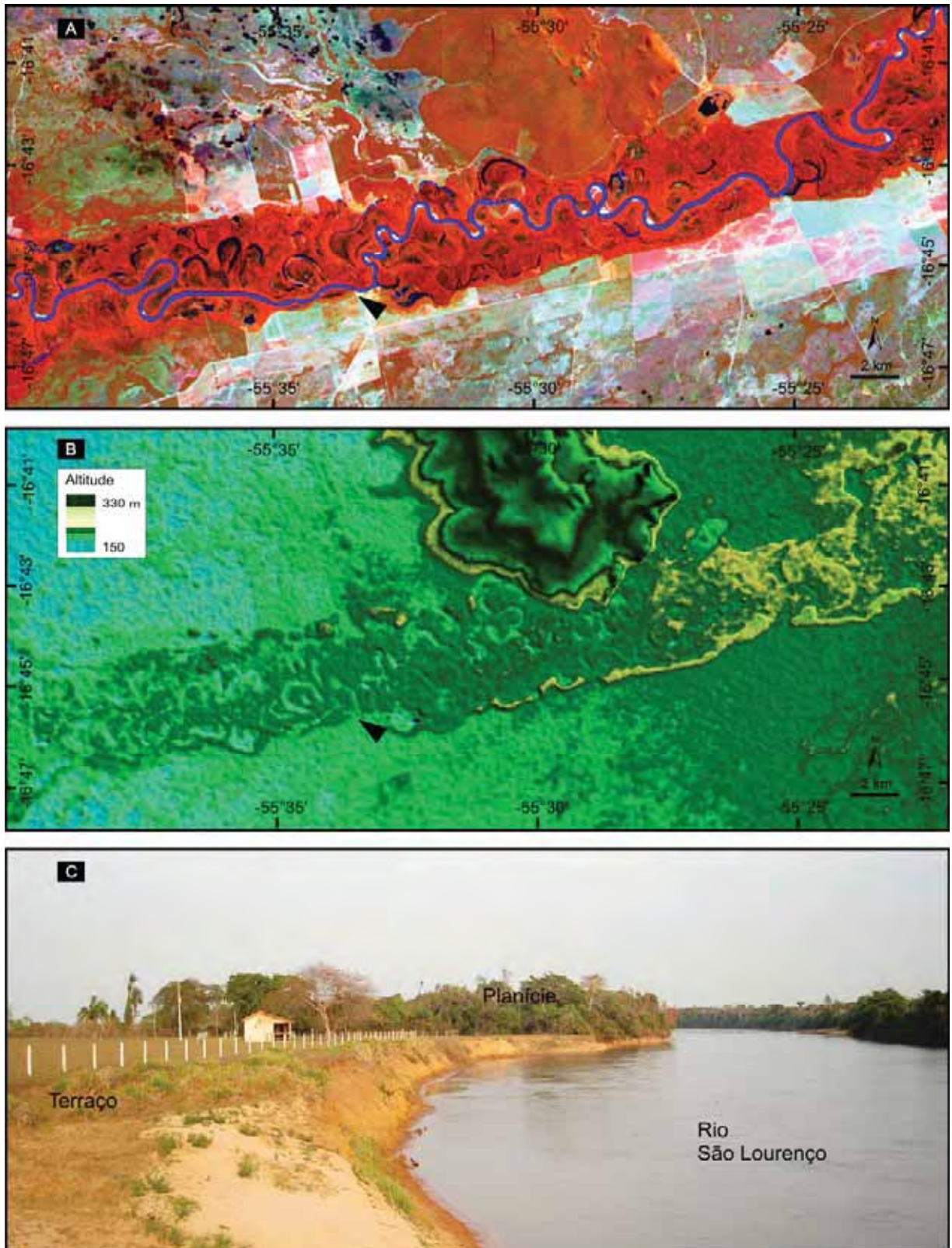


Figura 12 – Cinturão de meandros em vale inciso. A) Planície confinada entre sedimentos antigos do terraço, destaca processos de *cut-off* e *neck cut-off* no rio São Lourenço. (Imagem Landsat 7, ETM+/4R5G3B/2001); B) MDE destaca a vegetação ciliar na planície fluvial, mascarando o vale inciso, o que resulta aparentemente numa inversão do relevo; C) Efeito da vegetação nos MDEs gerados (a seta indica a localização da foto com visada N50W).

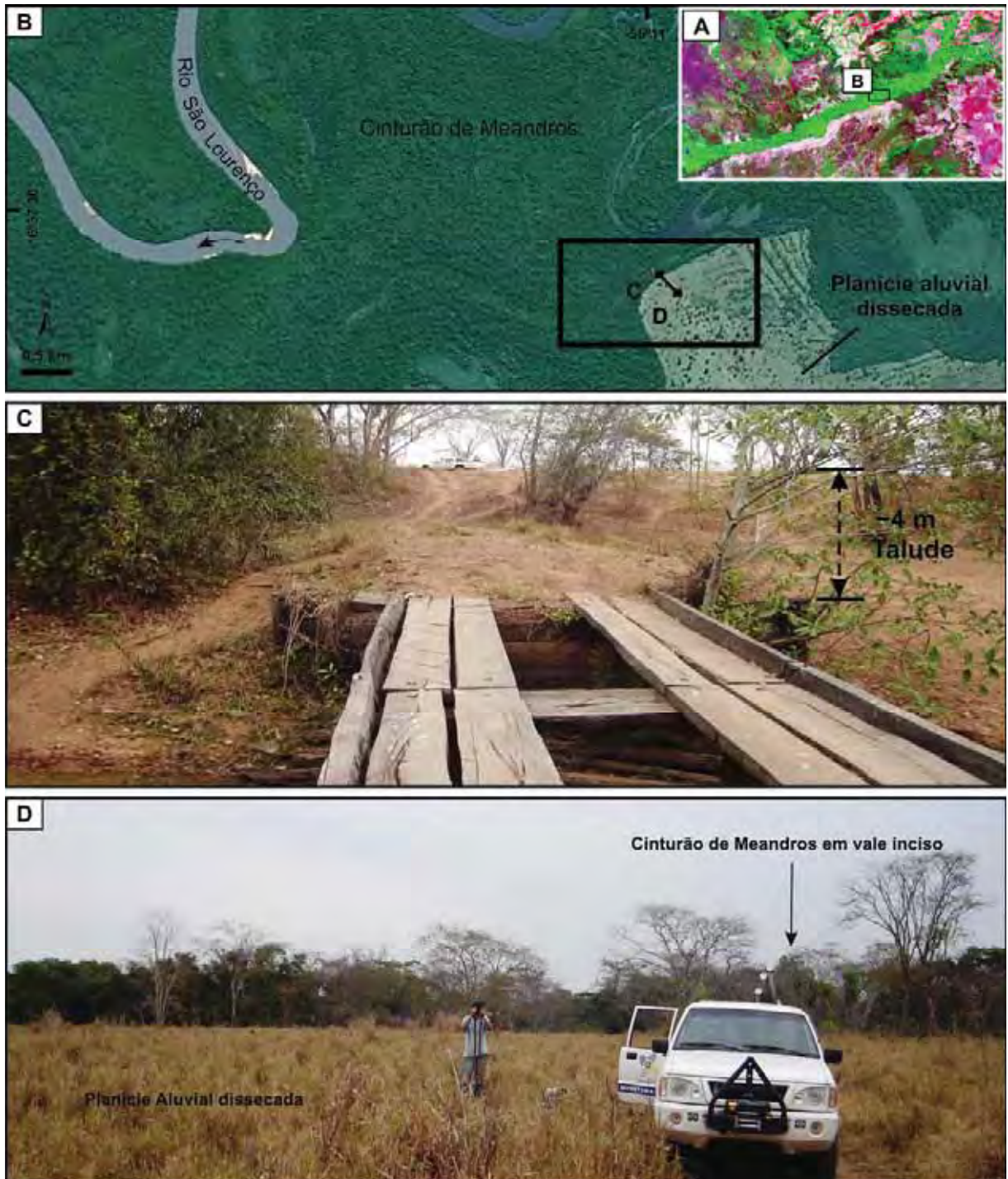


Figura 13 – Quebra do relevo entre o cinturão de meandros inciso e a planície aluvial dissecada. A) Localização do ponto amostrado na área estudada; B) Localização do transecto onde foi realizado medidas de desnível entre os compartimentos (Imagem DigitalGlobe - Google Earth de 16/09/2009); C – D) fotografias oblíquas obtidas em campo, sentido planície-terraço (06/09/2008).

O trecho de 50 km, da baía do Cercado até as proximidades da planície fluvial do Cuiabá, constitui um cinturão de meandros abandonado (CMA). Feições reliquias existentes na planície, ainda bem preservadas, permitiram definir com

certa precisão seus contornos e reconhecer que se trata do antigo curso do rio São Lourenço.

4.2.3. Lobo deposicional (LD)

Localizado na porção distal do megaleque do São Lourenço, o lobo deposicional (Figura 10) ocupa área de aproximadamente 5.300 km². Constitui a principal área de sedimentação atual e sua dinâmica sedimentar é responsável por mudanças significativas na paisagem ao longo do Holoceno. O perfil longitudinal é côncavo para cima e as altitudes variam de 154 m (ápice) a 114 m (foz do São Lourenço), resultando em um gradiente médio baixo de cerca 38 cm/km (0,02°).

O lobo deposicional apresenta formato triangular e é limitado a noroeste pela planície fluvial do rio Cuiabá, a sul pela planície do rio Piquiri, e a nordeste pelo cinturão de meandros do rio São Lourenço, que se apresenta como um paleocinturão na sua maior extensão (Figura 10). Cerca de 20 km a jusante do ápice do lobo, o rio São Lourenço deflete para oeste na altura da baía Cercado (Figura 10). Mesmo fora do cinturão de meandros, o rio continua sinuoso na porção superior do lobo distributário, destacando-se altimetricamente na planície do lobo como um complexo de canal e diques marginais (*channel-levee complex*).

Diversos paleocanais divergentes caracterizam a porção apical do lobo deposicional, todos eles originados na margem esquerda do cinturão de meandros e superimpostos a paleocanais mais antigos, similares aos da planície de depósitos aluviais em estágio de degradação (planície aluvial dissecada). Este fenômeno é observado em todo o lobo distributário atual, de forma que sedimentos recentes estão sobrepondo paisagens mais antigas pertencentes a lobos abandonados, mascarando geofomas deposicionais relictas, formadas em condições ambientais e em configurações geográficas diferentes da atual.

Divisão de canais, formação de distributários e avulsão fluvial caracterizam a dinâmica hidrológica e sedimentar no lobo distributário. Trata-se de área de sedimentação ativa na qual frequentes mudanças de curso do canal principal promovem mudanças nos sítios de deposição.

O lobo é formado por lóbulos deposicionais, que podem ser reconhecidos pelas suas paleorredes de canais distributários. Os lóbulos mais antigos foram

formados por canais distributários que divergem para a porção apical do lobo, tais como as paleorredes presentes a oeste da fazenda Santa Lúcia e na área da reserva do SESC/Pantanal. A jusante foram reconhecidos paleocanais distributários associados ao Corixo do Bebe e ao Braço do rio São Lourenço, antigos canais principais do sistema. Estes canais, hoje praticamente abandonados, funcionam como vazantes durante as cheias (Figura 10).

O lóbulo atual está sendo construído na extremidade sudoeste do megaleque, posição mais distal do sistema deposicional. O formato lobado, alongado no rumo SW, é facilmente visualizado, tanto em imagens de satélite quanto em MDEs (Figuras 8). O contorno do lóbulo ativo é condicionado pelos lobos inativos situados a norte e a sul, respectivamente associados aos canais intermitentes do Corixo do Bebê e do Braço do rio São Lourenço. Estes dois lóbulos destacam-se na morfologia como áreas mais altas, por entre as quais o São Lourenço agora flui em direção ao rio Cuiabá.

Como resultado da divisão do canal e de perda d'água para as planícies adjacentes mais baixas, a descarga fluvial do rio São Lourenço sofre significativa e contínua redução, do ápice do lobo até a confluência no rio Cuiabá. Devido à diminuição da energia, o índice de sinuosidade do canal do São Lourenço diminui para jusante, passando de estilo meandrante na parte superior para anastomosado na parte inferior deste compartimento geomorfológico.

4.3. Discussão dos resultados

A existência de canais tributários e distributários revelam que a geomorfologia do megaleque é resultado de mudanças nos padrões de canais e consequentemente na dinâmica sedimentar do megaleque ao longo de sua formação.

Diferentes padrões fluviais, deposição/erosão de lobos e lóbulos são as principais geoformas que norteiam a investigação de mudanças ambientais impressas na paisagem do megaleque do São Lourenço. São, contudo, paisagens que se (re)configuram em curto intervalo de tempo num processo de retro-alimentação, em que a evolução da área ainda está em processo como um sistema deposicional.

Paleocanais existentes no ápice do leque evidenciam que o padrão de drenagem distributário se estabeleceu inicialmente em posição muito proximal, o que contribuiu para a sedimentação dos depósitos mais antigos, agora pertencentes à planície aluvial dissecada. A redução da velocidade de fluxo, derivada do desconfinamento e do fluxo em lençol durante as cheias, promoveu grande mobilidade dos canais distributários e a consequente deposição da carga transportada. Complexos de canal-diques (*channel-levees*) cresceram verticalmente em consequência da sedimentação dos canais distributários, o que contribuiu na formação de lobos deposicionais alongados no sentido jusante. Mudanças frequentes de curso, controladas por baixos topográficos laterais e inter-lobos, promoveram a construção de lobos deposicionais com ápice na saída do planalto.

Possíveis alterações nas condições climáticas no Pantanal durante o Holoceno (Bezerra e Mozeto 2008) condicionaram modificações no perfil de equilíbrio fluvial. É bem provável que estas modificações tenham promovido alteração do nível de base, permitindo que o rio São Lourenço assumisse caráter erosivo. De jusante para montante ocorreu incisão, partindo das proximidades da planície fluvial periférica do Cuiabá em direção à parte superior do leque, até a área de planalto. A quebra no perfil de equilíbrio fluvial avançou para além da confluência dos rios São Lourenço e Vermelho, cerca de 10 km a montante, adentrando na bacia de drenagem no planalto.

Não só o São Lourenço teve comportamento erosivo, mas canais tributários passaram a dissecar os lobos antigos na planície aluvial. Devido à ausência de rios de porte, as incisões nessa superfície foram de baixa amplitude, causadas por pequenos rios “alimentados” pela chuva, pois não recebiam águas do São Lourenço, que corria confinado no vale inciso. Tal queda, juntamente com a incisão fluvial promoveu um rejuvenescimento da paisagem no megaleque como um todo.

Em diversas partes do mundo há registros de incisões com a queda do nível base em megaleques, cujas causas são complexas, seja por mudanças climáticas ou por eventos de tectônicas. Skukla *et al.* (2001) atribuiu as incisões no megaleque do Ganges às mudanças climáticas e aos ajustes fluviais que ocorreram no Pleistoceno. As mesmas causas foram verificadas por Fontana *et al.* (2008) para explicar as incisões nos megaleques Brenta e Tagliamento, porção nordeste da Itália. Na área sedimentar do rio Alias, sul da Espanha, Maher e Harvey (2008)

associaram a incisão com eventos tectônicos em zonas de falhas existentes na região.

À medida que o nível de base começou a subir, o perfil de equilíbrio do rio São Lourenço foi se ajustando e o vale inciso foi sendo preenchido por processos de agradaciação fluvial, originando o cinturão de meandros. Assim como no São Lourenço, canais incisos de pequeno porte situados nos lobos abandonados também começaram a ser preenchidos. Essa dinâmica também ocorreu na planície do rio Itiquira, afluente do rio Piquiri, cujos processos de agradaciação vertical por canais de padrão meandrante preencheram o vale do rio, o que permitiu o reconhecimento e a delimitação do leque do Itiquira (Figuras 8, 9 e 10).

Até os morros residuais existentes na área do megaleque, o rio São Lourenço está controlado pela falha São Lourenço, importante falha de direção N65E, que se projeta do planalto para a planície. Com o objetivo de validar a interpretação da localização do ponto de intersecção, entre o cinturão de meandros e o terraço no megaleque, foram construídos dois perfis topográficos com início na parte proximal, delineados em imagens de satélite e modelos de elevação do terreno: a) um no cinturão de meandros e que na parte distal continuou sobre canal-dique dos lobos distributários; e b) outro no terraço (Figura 14).

Dados de SRTM, para definir o ponto de intersecção no megaleque na escala de trabalho aplicada, apresentam ruídos de efeito *speckle* e erro de precisão altimétrica que estão embutidos no próprio modelo e na influência das coberturas de vegetação (Figura 14). O método aplicado para definir este ponto não permitiu precisão na localização do ponto, porém, o modelo indica que realmente ocorre uma inversão topográfica entre as superfícies, ou seja, o cinturão de meandros, antes mais baixo, torna-se mais elevado que o terraço.

Uma importante transformação na paisagem do megaleque, que merece a devida atenção, é a modificação do perfil de equilíbrio fluvial e novos ajustes no sistema porque a incisão e o preenchimento do vale fizeram com que o ápice, antes situado na saída da bacia de drenagem mudasse para a parte inferior do cinturão de meandros, onde ocorre atualmente o desconfinamento do fluxo. A área onde ocorre o desconfinamento, com base na interpretação das morfologias, foi posicionado nas proximidades da fazenda Santa Lúcia e da Pousada Tamanduá (Figuras 10 e 14). Deste ponto até a baía Cercado, a área caracteriza-se como de transição entre as unidades cinturão de meandros e a unidade do lobo distributário atual (Figura 10).

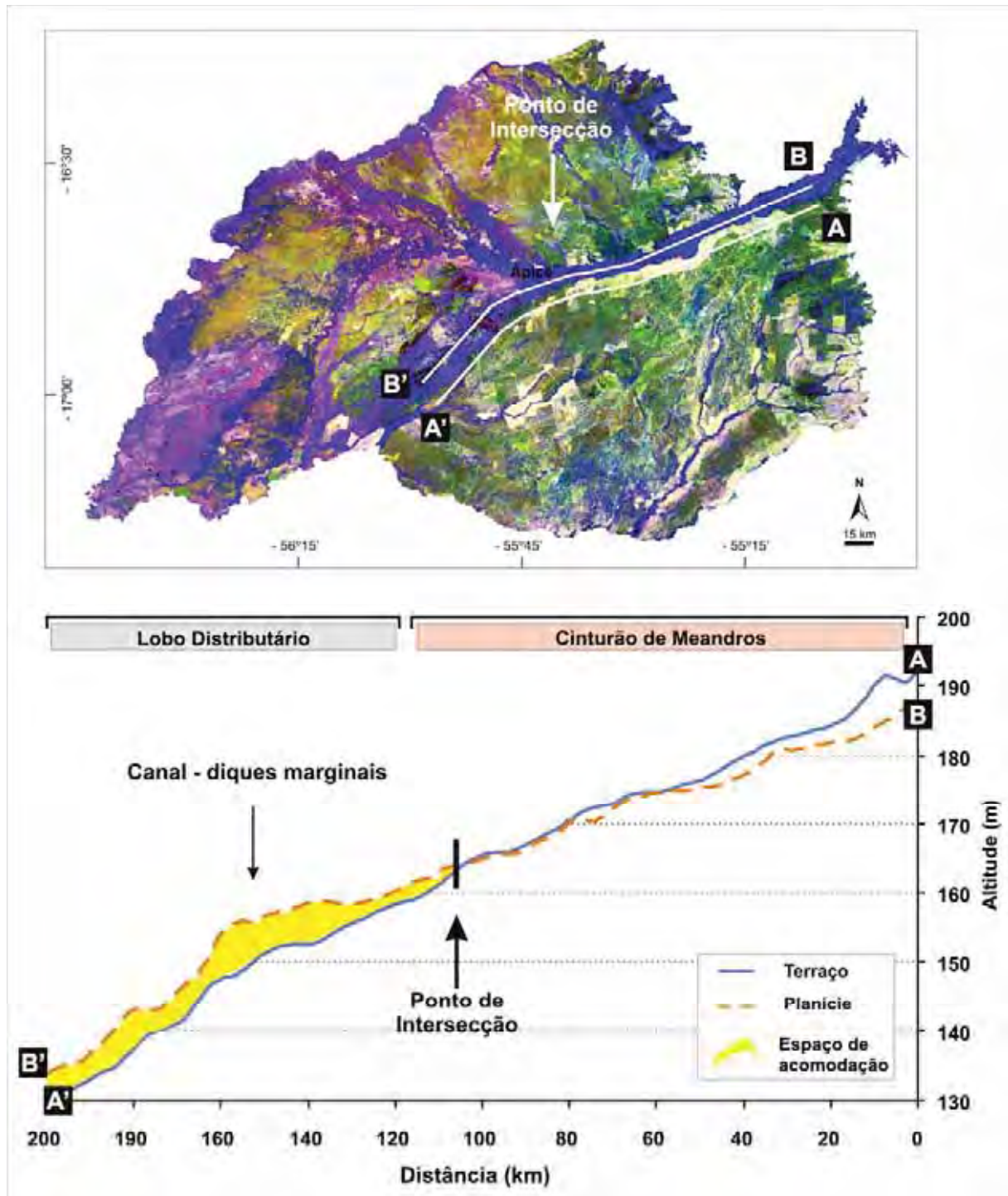


Figura 14 – Perfil de intersecção elaborado com dados de SRTM aplicados em filtros passa-baixas de 101 células. Os dados extraídos no terraço estão representados pela linha A-A' e no canal do São Lourenço pela linha B-B'. Acima do perfil, imagem Geocover Cirsas 2000, 2B7R4G.

No lobo distributário atual o balanço sedimentar é positivo porque a energia (vazão líquida e sedimentos) espraia pelo desconfinamento dos fluxos e causa a deposição dos sedimentos. Devido à pendente hidráulica, o rio passa correr para

essas áreas que estão num patamar topográfico mais baixo que o canal. Quando há abandono e mudança definitiva para um novo curso, se concretiza o fenômeno de avulsão. Esta evolução típica de sistemas distributários desempenha importante papel na construção dos sistemas deposicionais (Aslan *et al.* 2005). Fenômenos de avulsão caracterizam outras áreas do Pantanal (Ab´Saber 1988), como por exemplo nos megaleques do Taquari (Assine 2003), do Paraguai (Silva *et al.* 2007) e do Nabileque (Kuerten *et al.* 2009a).

Com o tempo, sucessivos e aleatórios fenômenos de avulsão ocorreram no lobo distributário. Tantos que canais abandonados, com mesmas dimensões do atual canal do São Lourenço, revelam que num dado momento o rio São Lourenço era tributário do rio Piquiri, situado a sul (Figura 10). Os processos relacionados a uma avulsão fluvial obedecem a uma ordem evolutiva. Inicialmente há o rompimento do canal e à medida que a água é drenada para a planície, um canal distributário se forma, com a divisão do canal principal. Bifurcações do canal podem levar a um padrão distributário da drenagem. A sedimentação nos canais distributários dá origem a geformas alongadas, desta forma originando lóbulos deposicionais.

A velocidade com que esses processos sedimentares se desencadeiam no lobo distributário é em função da distribuição de energia (fluxos e sedimentos) no megaleque. As vazões das estações fluviométricas Rondonópolis e São Pedro da Cipa, ambas posicionadas na bacia de drenagem, foram somadas e representadas no hidrograma (Figura 15) denominadas como área de drenagem, cujo intuito foi obter o volume de água proveniente das áreas de planalto da bacia. As maiores reduções nos valores da vazão estão entre as estações Acima do Córrego Grande e São José do Borireu que se observa uma diferença média superior a 300 m³/s (Figura 15). O extravasamento de água do canal para a planície ocorre principalmente por rompimentos de diques marginais, o que explica tal dinâmica e que por sua vez retroalimentam paleocanais distributários, favorecendo a agradação do canal-dique marginal.

A velocidade com que os processos ocorrem em especial no São Lourenço, implica em mudanças extremamente rápidas, de alguns anos poucas décadas, a exemplo de uma avulsão que defletiu o canal para oeste, na altura da Baía do Cercado, que promoveu o abandono do cinturão de meandros na sua porção distal (Figura 10).

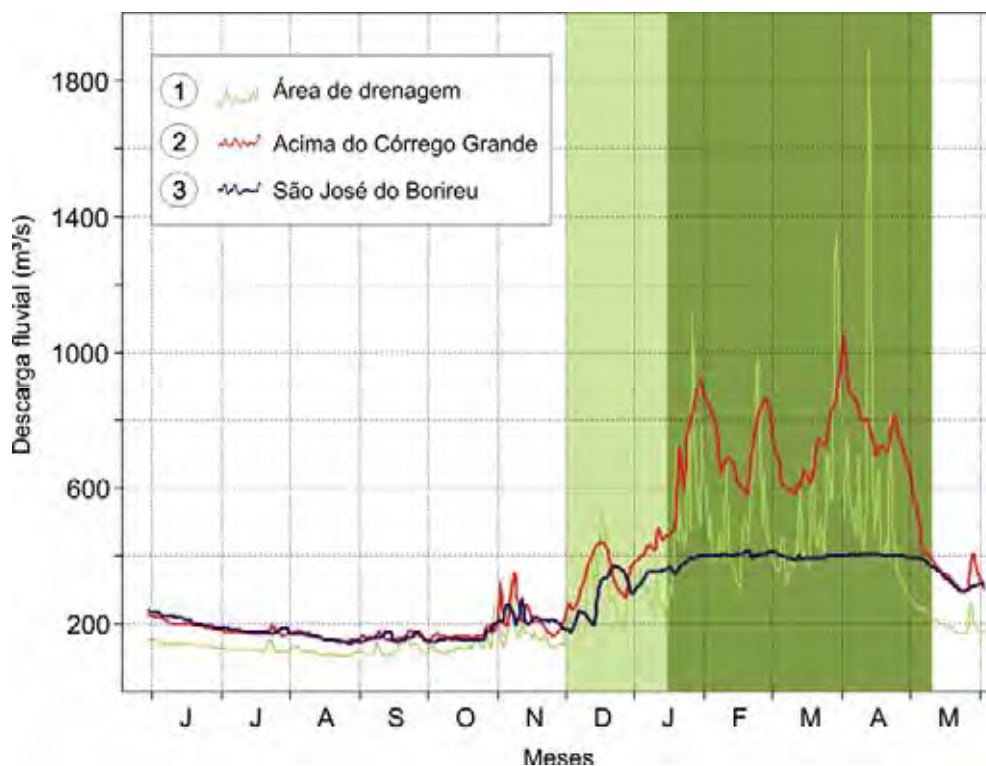


Figura 15 – Descarga fluvial do rio São Lourenço entre os meses de junho de 2002 a maio de 2003. Localização das estações fluviométricas ver figura 7. A cor em tom verde claro indica o início das cheias e a de tom verde escuro, a duração do período das cheias.

A divisão mais recente do canal, na porção distal do megaleque, pode ser visualizada em imagens de 1975 a 2009, mostrando que mudanças vêm ocorrendo de forma muito rápida na construção do lóbulo atual (Figura 16). Os mesmos processos que ocorreram e ocorrem no megaleque do São Lourenço, se repetem em escala reduzida, como a agradação do canal e formação de complexos de canal com diques-marginais. No rio Taquari, eventos de avulsão, com divisão do canal e mudança do curso do rio ocorreram em duas décadas, como verificado por Assine *et al.* (2005) no Arrombado Zé da Costa.

4.4. Conclusões

O megaleque do São Lourenço é um sistema deposicional composta por um mosaico de feições morfológicas quaternárias que evidenciam formas e dimensões, algumas delas, não compatíveis com a dinâmica sedimentar atual.

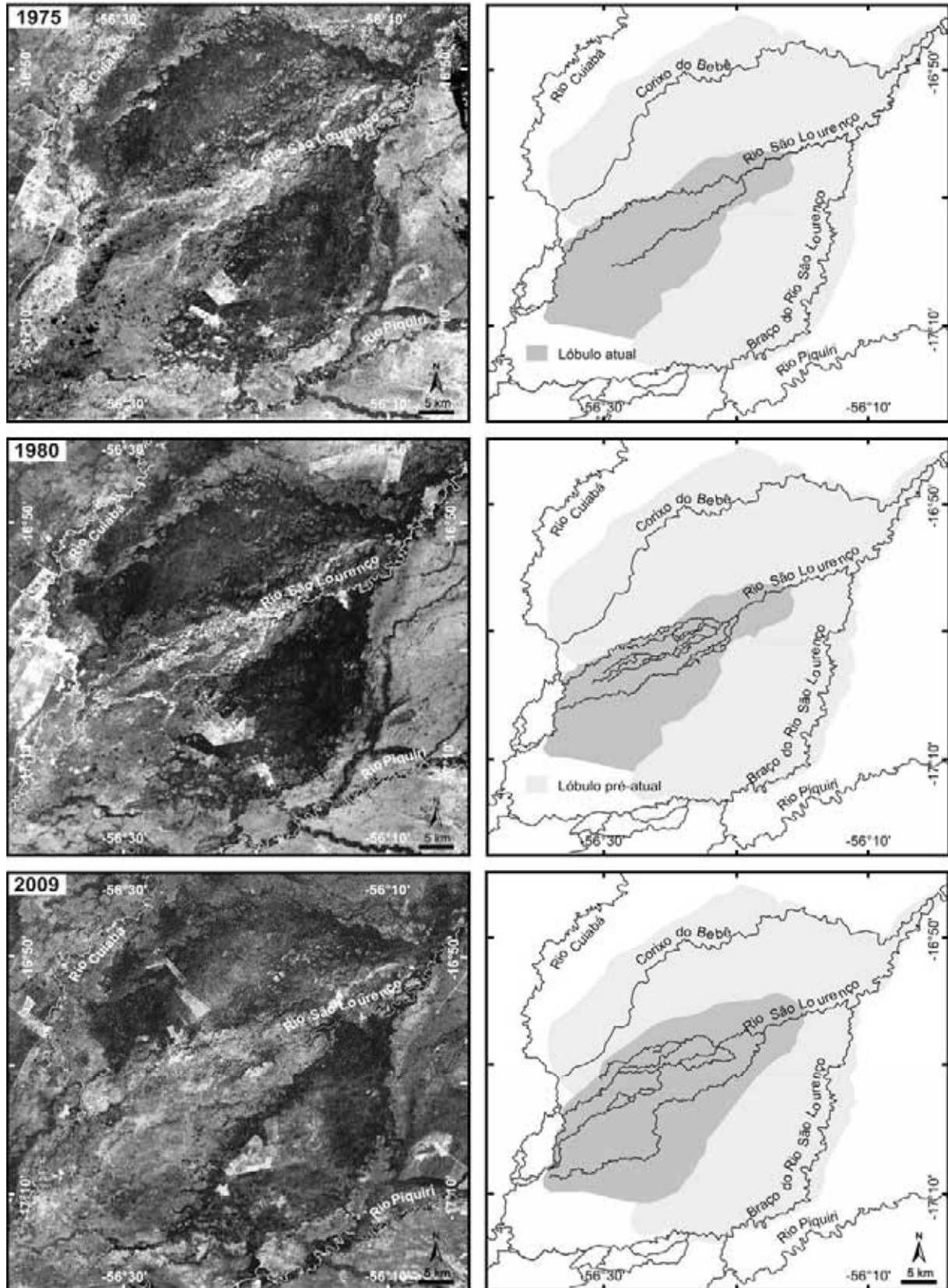


Figura 16 – Mudanças no padrão de drenagem no lóbulo atual: A) Em 1975, havia um canal bem definido e um distributário na margem direita (imagem Landsat 2/MSS/Banda 4); B) O canal começa a tornar distributário em 1980 (imagem Landsat 3/MSS/Banda 4); e em C) canais anastomosados bem definidos (imagem Landsat 7/ETM+/Banda 4). As áreas escuras nas imagens são as relativamente mais altas.

Feições deposicionais e erosivas, associados aos seus processos indicam que alterações climáticas ocorridas durante o Quaternário foram fator de importância na configuração da paisagem. Não se descarta também a possibilidade de influência de tectônica recente, pois se constata que os cursos dos rios estão ajustados a direções de falhas e fraturas.

Embora estes fatores alogênicos tenham atuado, não se pode deixar de enfatizar que processos de construção e abandono de lobos, de natureza autogênica, são os principais fatores condicionantes das mudanças e da origem das formas deposicionais existentes no megaleque.

O desconfinamento do fluxo na saída do planalto, proveniente da bacia de drenagem, na saída do planalto, foi responsável pela sedimentação dos lobos próximos aos planaltos durante o Pleistoceno. Redes de drenagem tributária sobreposta a paleoredes distributárias, truncadas entre si, são as formas que mais se destacam nesses lobos. Os canais tributários são evidências de que se trata de uma paisagem em dissecação, cujos lobos atualmente estão sendo erodidos por esses canais, que não mantém conectividade com o rio São Lourenço.

O cinturão de meandros, embutida num vale inciso nos sedimentos pleistocênicos da planície aluvial dissecada, destaca-se como feição mais marcante no megaleque do São Lourenço. A incisão do vale possivelmente teve associação com aumento da vazão na passagem do Pleistoceno para o Holoceno ([Assine 2010](#)).

Com posterior preenchimento do vale, o desconfinamento do fluxo passou a ocorrer na porção média/inferior do cinturão de meandros, próximo à Pousada Tamanduá. Desta localidade em diante, o rio São Lourenço passa a formar o lobo deposicional atual.

Construção de lóbulos por progradação e seu subsequente abandono devido à avulsão fluvial são fenômenos de uma dinâmica por processos autogênicos. Três grandes mudanças decorrentes desta dinâmica são destacadas: a) a primeira de caráter morfológico: canais incisos foram sendo agradacionados; b) a segunda de caráter geomorfológico: o desconfinamento dos fluxos antes na transição planalto/planície passa a ocorrer no início da porção distal do megaleque; e c) a terceira de abrangência maior, em relação ao estágio de evolução do sistema deposicional: a transferência de energia e matéria (água e sedimentos) se processa

por uma zona de *bypass* (cinturão de meandros ativo), que conecta a bacia de drenagem com a porção distal do megaleque.

Compreender as inter-relações dos sistemas deposicionais e seu entendimento dos processos de erosão e deposição são informações relevantes para prever processos-respostas nas futuras mutações da paisagem do megaleque do São Lourenço.

5. PADRÕES DE CANAL NO SISTEMA FLUVIAL SÃO LOURENÇO-VERMELHO

Pertencente à bacia hidrográfica do alto rio Paraguai (BAP), o rio São Lourenço abrange área aproximada de 24.000 km² sendo o maior tributário da margem esquerda do rio Cuiabá que, por sua vez, se integra ao sistema fluvial do rio Paraguai. As nascentes do São Lourenço estão nas serras Coroados, Roncador em Parnaíba, a altitudes superiores a 700 m. O rio Vermelho, principal afluente do São Lourenço, drena a maior área da bacia e registra uma vazão média na seção de Rondonópolis de 153 m³/s. Após a confluência de ambos os rios, há um aumento na vazão média para 332 m³/s, na seção Acima do Córrego Grande.

Estudos do meio físico na BAP têm sido descritos por Almeida (1964, 1965) e Radam Brasil (1982) nas Folhas SD 21, SE 21 e SF 21, Lacerda Filho (2004) e Abdon e Silva (2006). Grande avanço na compreensão dos estudos hidrológicos e meteorológicos foi o relatório técnico do projeto Estudos Hidrológicos da Bacia do Alto Paraguai, desenvolvido pelo (DNOS 1974). A finalidade desse projeto foi a instalação de uma rede hidrometeorológica na BAP, para a aquisição dos dados hidrológicos para a investigação do sistema hidrodinâmico do Pantanal, cujo objetivo central era examinar as condições de navegabilidade desses rios.

Outros relatórios técnicos foram gerados como estratégia de planejamento ambiental e controle das atividades produtivas-poluidoras sobre os recursos biológicos e os recursos hídricos, entre eles o PCBAP - Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (1997). Consta ainda o PAE – Programa de Ações e Estratégias (2004) e o DAB – Diagnóstico Analítico do Pantanal e Bacia do Alto Paraguai (2003 e 2004), focados no gerenciamento integrado da bacia do Pantanal e na bacia do Alto Paraguai, conhecido como Projeto GEF Pantanal/Alto Paraguai (ANA 2004).

Em 2006, a Agência Nacional das Águas implantou o programa de monitoramento da BAP, publicando mensalmente os boletins das estações fluviométricas de Ladário, Cuiabá, São Jerônimo, Cáceres, Porto Esperança, Porto Murtinho e Ponte MT-738. Constam, nesses boletins, discussões sobre permanência de cotas máximas e mínimas, caracterização da vazão mensal, valores de precipitação e previsões climáticas (ANA 2007, 2008, 2009 e 2010).

Estudo mais específico sobre o canal tem sido discutido por Collischonn *et al.* (2001) com ênfase nas alterações no regime hidrológico do rio Paraguai e sua

relação com as mudanças climáticas. As variações de inundações do rio Taquari são documentadas por [Padovani et al. \(2005a, 2005b\)](#) e [Carvalho et al. \(2008\)](#), focando as causas do assoreamento em alguns rios da BAP e transporte de sedimentos. A dinâmica hidrossedimentar e os diferentes estilos fluviais são abordagens recentes discutidas por [Silva et al. \(2007, 2008\)](#) e [Assine e Silva \(2009\)](#) no alto curso do rio Paraguai, por [Assine e Soares \(2004\)](#) e [Assine \(2005\)](#) no rio Taquari, por [Facincani et al. \(2006\)](#) no rio Aquidauana e [Kuerten et al. \(2009a\)](#) no baixo curso do rio Paraguai e rio Nabileque.

Desde 1974, o extinto DNOS tinha como meta estabelecer um sistema de previsão no escoamento dos rios para um melhor gerenciamento dos recursos hídricos da bacia do Alto Rio Paraguai. Porém, pouco se conhece ainda sobre os estilos fluviais dos tributários do rio Paraguai, sobretudo do rio São Lourenço e seu principal tributário, o rio Vermelho.

As peculiaridades da área e a interferência direta no sistema fluvial São Lourenço-Vermelho, nos diferentes usos dos recursos hídricos, representada pela extração de areia do canal, minerações na região de Poconé e Rondonópolis, turismo, pesca, agropecuária e a instalação de pequenas centrais hidrelétricas (PCHs) são, contudo, atividades que requerem estudos do sistema fluvial, essenciais para ordenamento e planejamento de conservação da área.

O objetivo é propor uma segmentação fluvial, a partir da foz do rio Arareau com o rio Vermelho – Rondonópolis (MT) até a foz do rio São Lourenço com o rio Cuiabá, que foi denominado de sistema fluvial São Lourenço-Vermelho. São, também, objetivos, caracterizar os segmentos definidos, com enfoque no comportamento e nas características fluviais que permitem definir os estilos fluviais. Tal estudo remete à compreensão da morfologia do canal e seu entorno, vitais para discriminar as áreas com diferentes características físicas.

5.1. Métodos e meios

Imagens do satélite Landsat 5 TM, nas bandas 7, 4 e 3, dos anos de 2000 a 2009, foram utilizadas para a segmentação do canal. Como critério, foram definidas zonas homólogas, com base no padrão da rede de drenagem e na morfologia da

planície. Modelos de elevação do terreno foram elaborados para destacar a topomorfologia do canal e da planície adjacente.

Em cada zona homóloga, analisaram-se parâmetros morfométricos de meandramento do canal (sinuosidade, largura do canal, comprimento de onda, amplitude dos meandros, declividade e comprimento do segmento) e sua relação com a planície de inundação. É importante destacar que a sinuosidade foi obtida com medidas do início até o final de cada zona homóloga.

Outras evidências físicas, geologia e geomorfologia foram enfocadas, a fim de estabelecer correlações entre terraços fluviais e controles estruturais. Os terraços são de grande importância, pois delineiam os limites da planície, os eventos de deposição/erosão e o controle estrutural que, por sua vez, influencia nos limites e no direcionamento do sistema fluvial.

As estações fluviométricas, utilizadas no desenvolvimento deste trabalho, estão situadas na cidade de Rondonópolis e na planície do Pantanal (Tabela 2). As séries hidrológicas, disponíveis para cada estação, contêm dados de cota, vazão e perfil transversal. Os dados hidrometeorológicos foram organizados na forma de banco de dados do tipo relacional, com o auxílio do *software* Access.

Os registros de entrada no banco de dados correspondem, no primeiro momento, às informações de inventário como código da bacia, nome dos rios e estações e, no segundo momento, aos números que compõem as séries históricas, como medições diárias de cotas e vazões.

Tabela 2 – Características das estações fluviométricas da bacia hidrográfica do rio São Lourenço. Dados fornecidos pela Agência Nacional das Águas (ANA).

Estação	Código	Área de drenagem (km²)	Série hidrológica
Rondonópolis	66450001	11.995	Novembro - 1965 Novembro - 2004
Acima do Córrego Grande	66460000	21.800	Outubro - 1969 Novembro - 2004
São José do Borireu	66470000	ND	Outubro - 1968 Fevereiro - 2003

ND - Não disponível.

O perfil longitudinal foi elaborado por meio da vetorização do canal principal na imagem de satélite, sobrepondo-o ao MDE para extrair uma matriz de dados

referente aos segmentos identificados. Dada à extensão do segmento analisado, é inviável o levantamento sistemático do perfil longitudinal com sonares batimétricos.

Na elaboração do perfil, teve-se o cuidado de usar imagens com datas próximas entre si, para evitar erros no contorno do canal, de tal forma que o pixel de uma imagem não corresponda à outra feição morfológica. As imagens usadas foram Landsat Geocover 2000 e SRTM 2000. Ambas as imagens foram ajustadas no mesmo datum WGS-84, a fim de evitar maiores distorções.

Knighton (1998) descreve o perfil longitudinal como importante elemento de análise geomorfológica na bacia de drenagem, o que permite determinar a forma e as variações regionais ou locais do curso de um rio. Essas variações podem não explicar as diferenças de declividade e outros fatores inerentes ao sistema, como a geometria hidráulica e suas associações (rugosidade do leito, velocidade, granulometria do sedimento), próprias das características do canal local, mas podem dar respostas alternativas para as variações no perfil longitudinal (Gregory e Schumm 1987 e Schumm 1993).

Os dados batimétricos das seções transversais foram levantados pela CPRM e disponibilizado pela ANA, os quais se referem a cada estação fluviométrica considerada (Tabela 2). As medidas nas seções foram realizadas com guincho hidrométrico acoplado em um barco fixado por cabo de aço esticado de uma margem a outra. Essas seções, quando comparadas, mostram as mudanças na morfologia do canal na seção levantada, sejam elas de erosão ou agradação, no leito ou nas margens, provocando, às vezes, modificações drásticas (Carvalho 2008). O autor ainda retrata as modificações no perfil transversal em curto prazo como um produto influenciado diretamente pelo fluxo e pela taxa de transporte de sedimentos.

5.2. Resultados

Seis segmentos foram identificados entre o rio São Lourenço e seu principal afluente, o rio Vermelho (Figura 17) em um trecho que compreende, aproximadamente, a 460 km de canal. Ambos os rios fluem por diferentes litologias, no sentido de montante a jusante, o que condiciona mudanças nas feições

morfológicas e alterações no comportamento hidrodinâmico, cujas características gerais estão na [tabela 3](#).

O rio Vermelho, principal tributário do São Lourenço, abrange a maior área de drenagem e a maior diversificação no uso das terras da bacia de drenagem. Os rios Poxoréo e Paraíso que se formam nas cabeceiras, confluem na média vertente, formando o rio São João o qual, após a confluência com o Córrego Bagaréu, origina o rio Vermelho. Este, com 70 km de extensão no sentido NE-SO e com algumas inflexões a noroeste e sudeste, possui, predominantemente, canal retilíneo em toda a bacia de drenagem.

Tabela 3 – Características geométricas dos rios São Lourenço e Vermelho. Valores médios apresentados. Siglas: S: sinuosidade; L: largura.

Segmento	S	L (m)	Compr. de onda (km)	Amplitude (km)	Declividade (cm/km)	Compr. do canal (km)
I	1,09	152	-	-	50	25
II	2,16	169	2,54	2,09	26	50
III	2,40	137	1,64	2,14	14	88
IV	1,92	129	1,23	2,15	15	97
V	2,39	86	1,33	1,58	17	115
VI	1,30	43	-	-	17	85

O segmento I tem como marco zero definido na foz do rio Arareau com o rio Vermelho e abrange até o km 25 a jusante ([Figura 17](#)). O canal possui padrão retilíneo, com sinuosidade de 1,09 e largura média de 152 m ([Tabela 3](#)). A planície fluvial é praticamente ausente, porém, em alguns trechos, a planície é estreita e de extensão reduzida, tendo sua origem associada à anexação de barras nas margens estabilizadas por vegetação.

Devido à grande quantidade de sedimentos transportados pelo rio Vermelho, pode-se visualizar em imagens orbitais a presença de barras longitudinais e centrais que se diferenciam na forma e no tamanho ([Figuras 18 e 19](#)). Geralmente, essas barras se intercalam por uma distância média de 179 m ([Figura 18](#)). As medidas foram obtidas por imagens de satélite, no dia 03/08/2005, com cota de 1,35 m registrado na estação fluviométrica de Rondonópolis.

Uma inflexão a noroeste, no km 18, muda bruscamente o curso do rio Vermelho, antes SW para NW, mantendo-se as mesmas características por cerca de 6 km a jusante, onde finaliza esse segmento.

Do km 25 até o km 75, tem-se o segmento II, que possui extensão de 50 km (Figura 17). Neste segmento, o canal muda de padrão para meandrante com sinuosidade de 2,16 e largura média de 169 m (Tabela 3). Até o km 50, a planície de inundação é simétrica, resultado da expansão dos meandros que apresentam comprimento de onda de 3,7 km em uma faixa (amplitude) de 3,0 km. A planície de inundação aumenta sua largura para 6 km, após a confluência do rio Vermelho com o rio São Lourenço (Figura 17).

No final desse segmento, a planície de inundação sofre redução na largura em torno de 1,5 km, como se ela estivesse sendo “estrangulada” pelos planaltos, na saída da bacia de drenagem para a entrada no Pantanal. Destacam-se, na planície, espiras de meandros e canais de meandros abandonados, de diferentes tamanhos, que ao serem comparados com o canal atual, revelam ser de natureza mais antiga. Esses canais tornam-se ativos durante o período de cheia, muitos deles formando lagos em ferradura (*oxybow lakes*).

As barras no canal são do tipo lateral, pontal e de centro que distam uma da outra cerca de 250 m (Figuras 20 e 21). As medidas foram obtidas em imagens orbitais, com data de 08/07/2005, na cota de 1,42 m, registrada na estação fluviométrica de Rondonópolis.

O segmento III, cuja extensão é de 88 km, começa no km 75 e se estende até o km 163. (Figura 17). O rio São Lourenço mantém padrão meandrante, com comprimento de ondas de 1,64 km o que caracteriza sinuosidade de 2,40 e amplitude de 2,14 m (Tabela 3). O São Lourenço corre confinado num cinturão de meandros direcionado a SW que, por sua vez, está encaixado entre terraços marginais.

O cinturão de meandros possui 4 km de largura média e seu pleno desenvolvimento chega a 8 km, no final deste segmento. A margem direita do cinturão impede que o rio São Lourenço avance para além de seus limites, enquanto na sua margem esquerda o cinturão configura formas irregulares. Em superfície, meandros abandonados são feições comuns e as barras em pontal aparecem, principalmente, no início e no final desse segmento (Figura 17).



Figura 17 – Segmentação fluvial do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho. Na imagem os números em algarismo romano indicam os segmentos I, II, III, IV, V e VI. Os números arábicos situam a localização das estações fluviométricas: 1) Rondonópolis; 2) Acima do Córrego Grande; 3) São José do Borireu e 4) Colônia Santa Isabel (desativada). Imagem de satélite da área estudada (Composição falsa cor R7G4B2), fonte: mosaico Nasa Geocover Círcas 2000.



Figura 18 – Rio Vermelho contornando a cidade de Rondonópolis no início do segmento I. Apresenta características de canal retilíneo com barras de centro e alternada. Localização: 16°28'40" S e 54°38'08" O.



Figura 19 – Confluência do rio Ponte de Pedra com o rio Vermelho. A fotografia aérea representa o trecho médio do segmento I, a 50 m antes da inflexão do canal a noroeste. Localização: 16°32'14" S e 54°46'56" O.



Figura 20 – Início do canal meandrante do rio Vermelho no segmento II. As barras central e de pontal apontam alta concentração de transporte de sedimentos. Localização: 16°29'20" S e 54°50'45" O.

Compreendendo o trecho do km 163 até o km 260, define-se o segmento IV, em seus 97 km de extensão (Figura 17). O São Lourenço continua padrão meandrante com sinuosidade de 1,92 e largura de 1,29 m (Tabela 3).

Os meandros, no segmento IV, possuem comprimento de onda de 1,23 km, menor do que o segmento anterior, com amplitude relativamente igual. A presença de barras de pontal é menor quando comparadas com os segmentos definidos a montante, porém muitas delas são bastante desenvolvidas e vegetadas.

Meandros abandonados e espiras de meandros constituem o cinturão de meandros (Figura 22) que se inicia com 4 km de largura neste segmento e diminui a jusante até o km 183, quando contorna à sua direita os terrenos paleozóicos. Desse ponto em diante, o cinturão mantém-se com a mesma largura e segue a jusante, ajustando-se aos terraços marginais, principalmente à sua esquerda. Os terraços vão desaparecendo, gradualmente, até chegar ao km 215, na altura da Pousada Tamanduá e fazenda Santa Lúcia.

O cinturão de meandros segue na direção NW e não mais entrincheirado como antes, abandonando qualquer influência ou tipo de controle estrutural aparentemente, no desenvolvimento da planície e do canal. As mudanças morfológicas no sistema fluvial decorrem do aumento da largura do cinturão e de pontos de rompimentos de diques marginais que favorecem a perda de água do canal em período de chuva.



Figura 21 – Porção intermediária do segmento II. Confluência do rio Vermelho com o rio São Lourenço. Observam-se feições antigas preservadas do padrão de canal na planície. Localização: 16°24'47" S e 54°52'40" O.

Canais secundários atuais e abandonados também estão presentes no cinturão de meandros e, quando ativos, no período de chuva, os abandonados conectam-se a lagos de meandros abandonados. Essas características permanecem até a altura da baía Cercado, quando o canal deflete a oeste, onde esse segmento finaliza.

O segmento V inicia-se no lobo deposicional atual (Capítulo 4) no km 260 e se estende até o km 375 (Figura 17), com 115 km de extensão. O rio São Lourenço

continua meandrante com sinuosidade de 2,39, comprimento de onda de 1,33 km e amplitude de 1,58 km (Tabela 3). O canal segue a oeste até o km 345 e deflete a SW truncando antigas formas de canal e planícies correlatas com período de formação diferente do atual. Em posição mais elevada que as áreas adjacentes, diversos pontos de rompimento de diques marginais permitiram que o canal, várias vezes, fosse mudando o seu curso fluvial e que hoje funciona como pontos de saída de água do canal o que também acarretou redução na sua largura para 86 m.



Figura 22 – Abandono do confinamento da planície fluvial no segmento IV. Observa-se a dinâmica de corte de meandros os quais reativam durante as cheias e funcionam como zona de amortecimento de inundação (Imagem Landsat 7 R4G5B3 2001).

A planície fluvial é estreita e descontínua, ora na margem esquerda, ora na margem direita, acompanhando o traçado meandrante do canal (Figura 23). A jusante, gradativamente, sua largura vai sendo reduzida até desaparecer completamente no km 400, onde o canal, novamente, muda o sentido do curso quase a oeste, e passa a correr em direção à área mais deprimida do sistema fluvial do São Lourenço-Vermelho.

Da entrada do lóbulo atual, no km 375 até a foz do rio São Lourenço com o rio Cuiabá no km 460, o segmento VI tem aproximadamente 85 km (Figura 17). O São Lourenço se ramifica em multicanais com sinuosidade de 1,30m com

características de canal anastomosado, cujas ramificações dos canais secundários chegam a atingir em média 43 m de largura (Tabela 3).

Ao longo desse segmento, o rio São Lourenço tem vazão reduzida para jusante devido à perda de água para a planície que, por sua vez, se alarga por cerca de 14 km, sendo margeado por sedimentos aluviais quaternários referentes à conformação de lóbulos mais antigos a norte e a sul.

Inúmeras lagoas se formam nesse segmento, podendo estar associadas ao próprio lençol freático livre em superfície numa determinada época do ano. Canais secundários se conectam às lagoas e passam a funcionar como vazantes (Figura 24). Devido à baixa declividade, o escoamento é bastante lento e transforma este segmento numa típica planície do Pantanal que fica submersa durante boa parte do ano.



Figura 23 – Rio São Lourenço no trecho inferior do segmento V. A planície fluvial em nível topográfico mais elevado as áreas adjacentes. Localização: 16°53'19" S e 56°10'20" O. Crédito a Myriam Abdon da fotografia aérea.

5.3. Discussão dos resultados

A proposta de segmentação do rio São Lourenço e seu afluente, rio Vermelho, na faixa que compreende da foz do rio Arareau até a foz do rio São Lourenço com o rio Cuiabá, abrange as mudanças holocênicas que ocorreram no sistema fluvial.

No segmento I, o canal retilíneo em leito arenoso está confinado num vale de planalto, escavado sobre arenitos avermelhados médios a grossos, fortemente controlado pelas Formações Furnas e Aquidauana (Figura 4). Segundo Del'Arco *et al.* (1982), entre essas formações na área investigada, ocorre um conjunto de pequenas falhas, próximas entre si, em que se destaca a falha Libanesa. Essa falha é responsável por modificações no gradiente fluvial, o que tem condicionado a mudança do canal para meandrante no segmento II. As modificações no gradiente fluvial não só alteraram o padrão do canal como também permitiram que o rio Vermelho passasse a construir a sua planície fluvial (Figura 25).



Figura 24 – Segmento VI no rio São Lourenço. A agradação do canal ocorre com a redução da vazão. A vegetação ripária instalada sobre os diques marginais ressalta antigos canais, conhecidos regionalmente como cordilheiras que circundam as lagoas no centro da imagem. Localização: 17°08'16" S e 56°38'07" O. Crédito a Myriam Abdon.

O “estrangulamento” da planície fluvial, descrito no segmento II, ocorre porque o rio São Lourenço atingiu o embasamento cristalino em terrenos neo-proterozóicos na saída da bacia de drenagem. O São Lourenço entra na planície do Pantanal, segmento III, controlado estruturalmente pela falha São Lourenço, uma falha normal que se projeta do planalto para o pantanal, paralelamente à falha Libanesa (Figuras 4 e 25).

A falha São Lourenço influencia o sistema fluvial São Lourenço--Vermelho até as proximidades dos morros testemunhos, situados à margem direita do rio São

Lourenço. À esquerda, os limites associam-se às dinâmicas inerentes ao próprio sistema, com o solapamento basal do terraço caracterizando formas marginais irregulares.



Figura 25 – Curso do rio Vermelho após a inflexão do canal a noroeste. A linha tracejada indica teoricamente a falha Libanesa, onde começa o segmento II. Neste ponto, o canal muda o padrão para meandrante. Localização: 16°30'44" S e 54°48'36" O.

Os morros testemunhos de idade paleozóica, situados quase que transversalmente ao rio São Lourenço, têm influência direta no cinturão de

meandros, logo no início do segmento IV, reduzindo a sua largura. Desse ponto em diante, nenhum controle estrutural é observado, a não ser o cinturão, que continua encaixado entre terraços marginais, formado por sedimentos aluviais.

O desnível entre o terraço e o cinturão de meandros diminui, gradativamente, de montante a jusante, até desaparecer, completamente, próximo à Pousada Tamanduá e a fazenda Santa Lúcia. Uma inversão topográfica do relevo, ou seja, o cinturão de meandros mais elevado que o terraço permite que fases de corte de meandros sejam bastante ativas no segmento IV (Figuras 26 e 27). Outro fato recorrente é a redução na vazão, devido à perda de água do canal para a planície, por diversos pontos de rompimento de diques marginais e fenômenos de avulsão (Figura 28).

Paleocanais do rio São Lourenço, observados em imagens orbitais, na planície de inundação do Pantanal, testemunham a ocorrência de eventos de sedimentação na área anterior à atual, onde foi construída a base dos lobos deposicionais (identificada no capítulo 5). Paleocanais mais recentes, com saída no cinturão de meandros não inciso sinalizam o atual ápice desse lobo.

O segmento V apresenta características diferenciadas em relação aos segmentos anteriores. Por não ter controle de terraços marginais, o fenômeno de avulsão é um processo comum nesse segmento (Figura 28), o que permite a sedimentação na área. Forte evidência que corrobora essa interpretação são os antigos canais ainda preservados na planície do Pantanal como o Corixo do Bebê, situado na margem direita do São Lourenço e que flui, nas cheias, no sentido noroeste até desaguar no rio Cuiabá (Figura 10), e o o Braço do rio São Lourenço, situado à margem esquerda, que flui nas cheias a sul-sudoeste até desaguar no rio Piquiri-Itiquira (Figuras 10 e 16).

A influência desses canais no sistema fluvial São Lourenço-Vermelho pode ser verificado nos registros das séries históricas de vazão das estações fluviométricas Rondonópolis, Acima do Córrego Grande, São José do Borireu e Colônia Santa Isabel. A redução na vazão ocorre, efetivamente, nos segmentos entre as estações Acima do Córrego Grande (Segmento III e IV) e São José do Borireu (Segmento V), como se observa nas vazões de máxima ordinárias (Figura 29). Os *outliers* de máxima representam as vazões extraordinárias que são atípicas para as estações Rondonópolis e Acima do Córrego Grande.

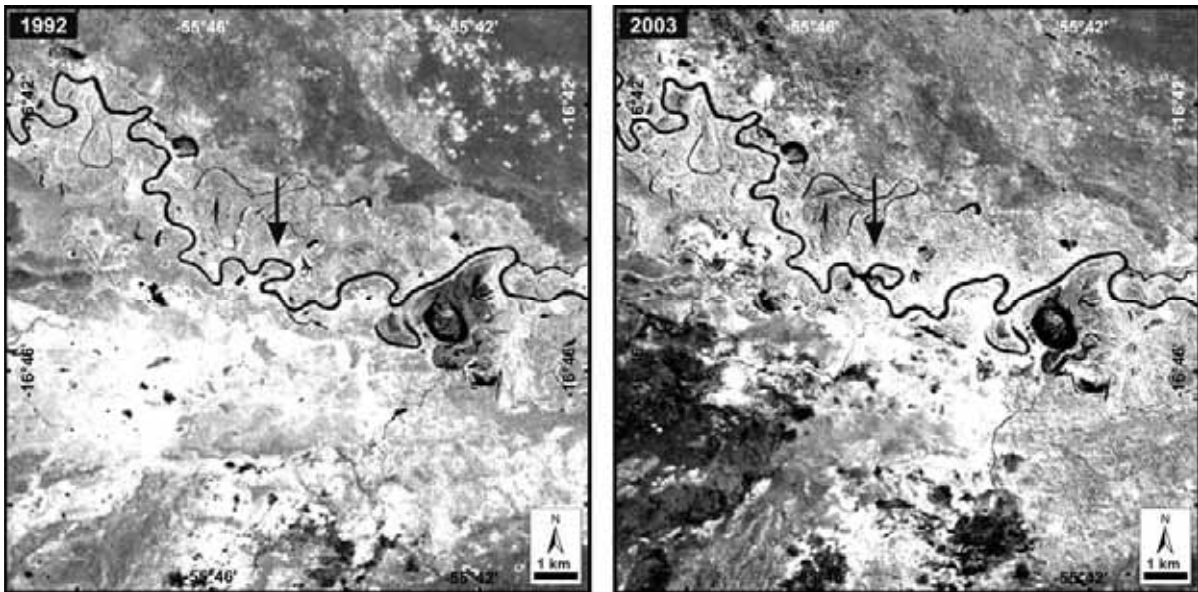


Figura 26 – Dinâmica natural de corte do pedúnculo do meandro num período de 10 anos, observada no segmento IV (Imagens Landsat 5, sensor TM, banda 4 monocromática).



Figura 27 – Abandono por completo do corte do pedúnculo de meandro. A localização está referenciada na Figura 26 (acima). Cortesia Sesc Pantanal. (Foto A - Haroldo Palo Junior e Foto B - Paulo de Tarso Zuquim Antas).

Entretanto, é no final do segmento IV, após o abandono do confinamento do cinturão de meandros e início do segmento V, que ocorre maior redução na vazão. As estações Colônia Santa Isabel (desativada) e São José do Borireu (Figura 17), ambas situadas no rio São Lourenço (segmento V), possuem registros de vazões praticamente equivalentes (Figura 30), tanto nos períodos de chuva como nos de seca. A diferença nos picos das vazões de máxima é atribuída ao transbordamento do canal na estação Colônia Santa Isabel. Os achatamentos observados nos picos das séries históricas revelam a vazão de margens plenas (discutido no capítulo 6).

Relatos de pessoas que vivem na região próxima a essas estações confirmam que essa área nem sempre é inundada diretamente pelo

transbordamento de água do canal para a planície. A inundação que ali ocorre se deve a paleocanais que captam água, acima da Colônia Santa Isabel e a distribuem para essas áreas, por canais menores e, principalmente, pelo nível do freático que se eleva.

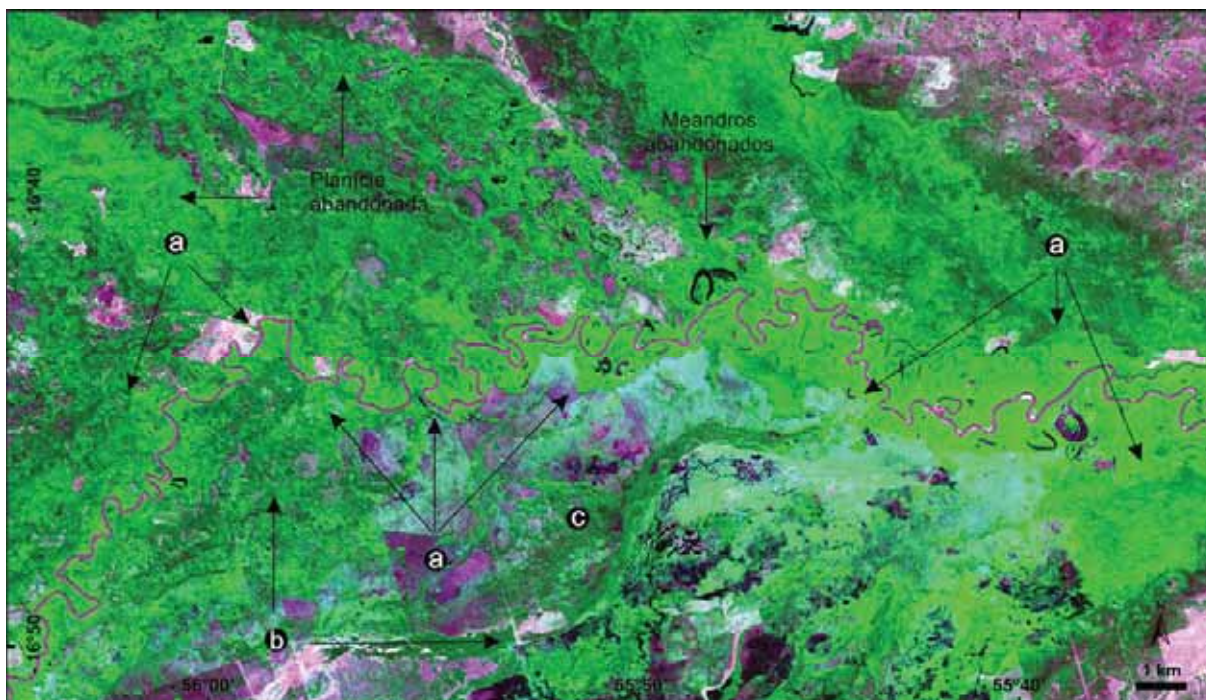


Figura 28 – Fim do segmento IV e início do segmento V, indicado na imagem pela feição morfológica abandono de meandro. As letras na imagem representam os pontos de saída de água para a planície: a) indica os pontos de rompimento dos diques marginais; b) antigos canais de avulsão e c) depósitos de *crevasses*, condição inicial para avulsão do canal. (Imagem Landsat 7 2001 R5G4B3).

A avulsão mais recente ocorrida no segmento V refere-se ao atual curso do rio São Lourenço, onde se definiu o segmento VI, um canal pouco sinuoso que se bifurca logo na entrada do lóbulo atual (Capítulo 7), assumindo características de padrão anastomosado. As deflexões do canal promovem a dissipação de energia pelos canais secundários que, associadas ao escoamento lento no local, se conectam aos demais canais e lagoas, tornando o local permanentemente alagado.

Semelhante ao que ocorre no sistema fluvial do rio São Lourenço, processos de avulsão, planície confinada a montante e desconfinada a jusante ocorre no alto rio Paraguai (Silva *et al.* 2007 e Assine e Silva 2009) e no rio Taquari (Assine 2003). Isso mostra que tais características fazem parte da evolução desses ambientes fluviais.

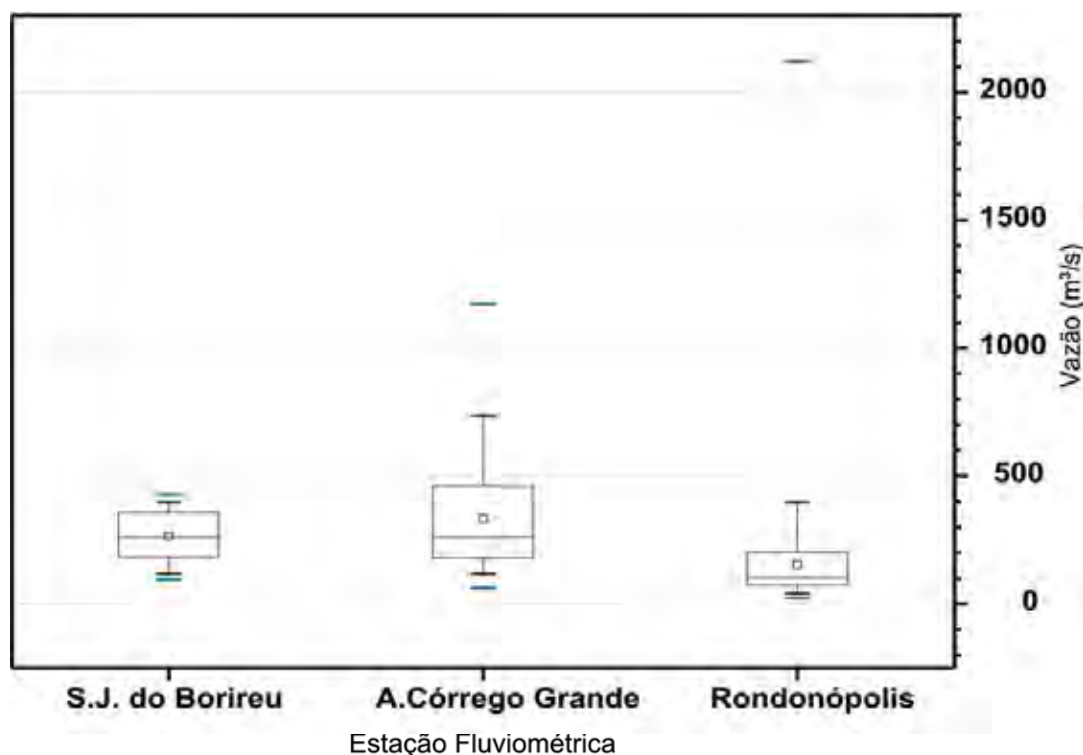


Figura 29 – Diagrama *box plot* para as vazões diárias do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho. Período 1970-2002. Os *quartis* representam 25 e 75% dos dados, e sua amplitude mostra a dispersão em relação ao valor central (mediana), representado pelo quadrado. As linhas verticais acima representam 99% dos dados e abaixo, 1%. Os *outliers* mostram os valores de máxima e mínima. Localização das estações fluviométricas, ver figura 17.

5.3.1. Perfil longitudinal

As rupturas de declive no perfil longitudinal não são, geralmente, mascaradas pelos processos de deposição ou erosão, e mostram o ajustamento que há nos trechos fluviais ao longo do rio, até atingir um novo ajuste de equilíbrio [Charlton \(2008\)](#).

A [figura 31](#) revela as variações do relevo, ao longo do segmento analisado. As irregularidades observadas ao longo do perfil longitudinal indicam a presença de descontinuidades e alterações, notando-se, ainda, que há um estreito relacionamento entre as mudanças na declividade e os segmentos definidos.

Nos primeiros 25 km do segmento I, a declividade acentuada (50 cm/km) e a forma do perfil côncavo-íngreme correspondem ao canal controlado pela geologia prevalente ([Figura 31](#)). A redução da declividade para 26 cm/km no segmento II é

refletida na mudança do canal para meandrante, aumento da largura e sinuosidade alta.

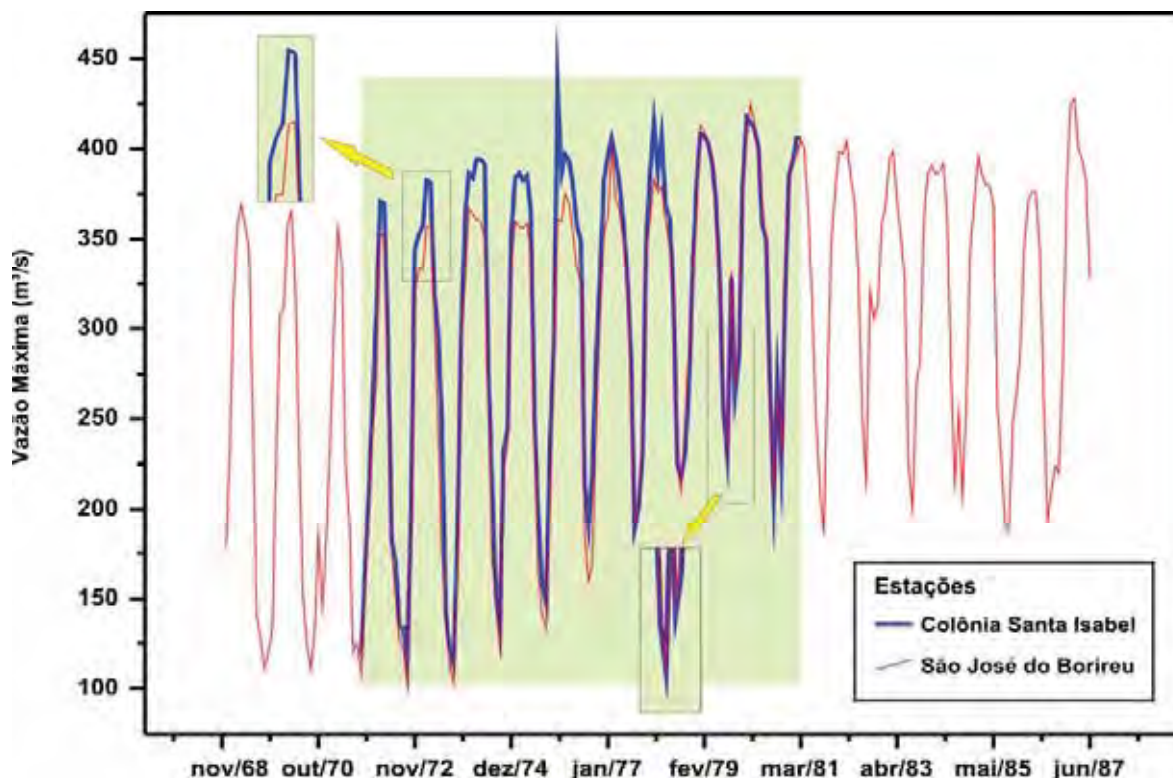


Figura 30 – Dados de vazão máxima mensal para as estações fluviométricas localizadas na área de planície do rio São Lourenço. O período de funcionamento da estação Colônia Santa Isabel no Corixo do Bebê está indicado pela cor verde (fonte: ANA). Localização das estações, ver [figura 17](#).

A declividade e a sinuosidade diminuem, sensivelmente, para 14 cm/km e 2,40, respectivamente, no segmento III. Nesse caso, especificamente, há uma relação direta entre a diminuição da declividade e o aumento do meandrante do canal ([Tabela 3](#)). O aumento da vazão, após a confluência tem contribuído para manter a linha do perfil côncava nesse segmento ([Figura 31](#)). Outro aspecto de relevância é a relação com a carga de sedimento que chega da confluência, porém, a correlação é inviável pelo fato de não existirem dados amostrados e quantificados antes e após da confluência, para permitir tal correlação.

Na entrada do segmento IV, a 163 km de Rondonópolis, a declividade mantém-se praticamente a mesma do segmento anterior, 15 cm/km, porém há uma redução na sinuosidade para 1,92. O perfil, ligeiramente convexo, decorre da sedimentação no canal. A variação do perfil nesse segmento é definida por adaptação do canal. Duas quedas causaram mudanças nos processos e no

direcionamento preferencial sedimentar. A primeira, a 215 km de Rondonópolis, corresponde ao ponto de intersecção, que defletiu o canal para NW e a segunda a 260 km, defletiu o canal para oeste (Figuras 17, 18 e 31).

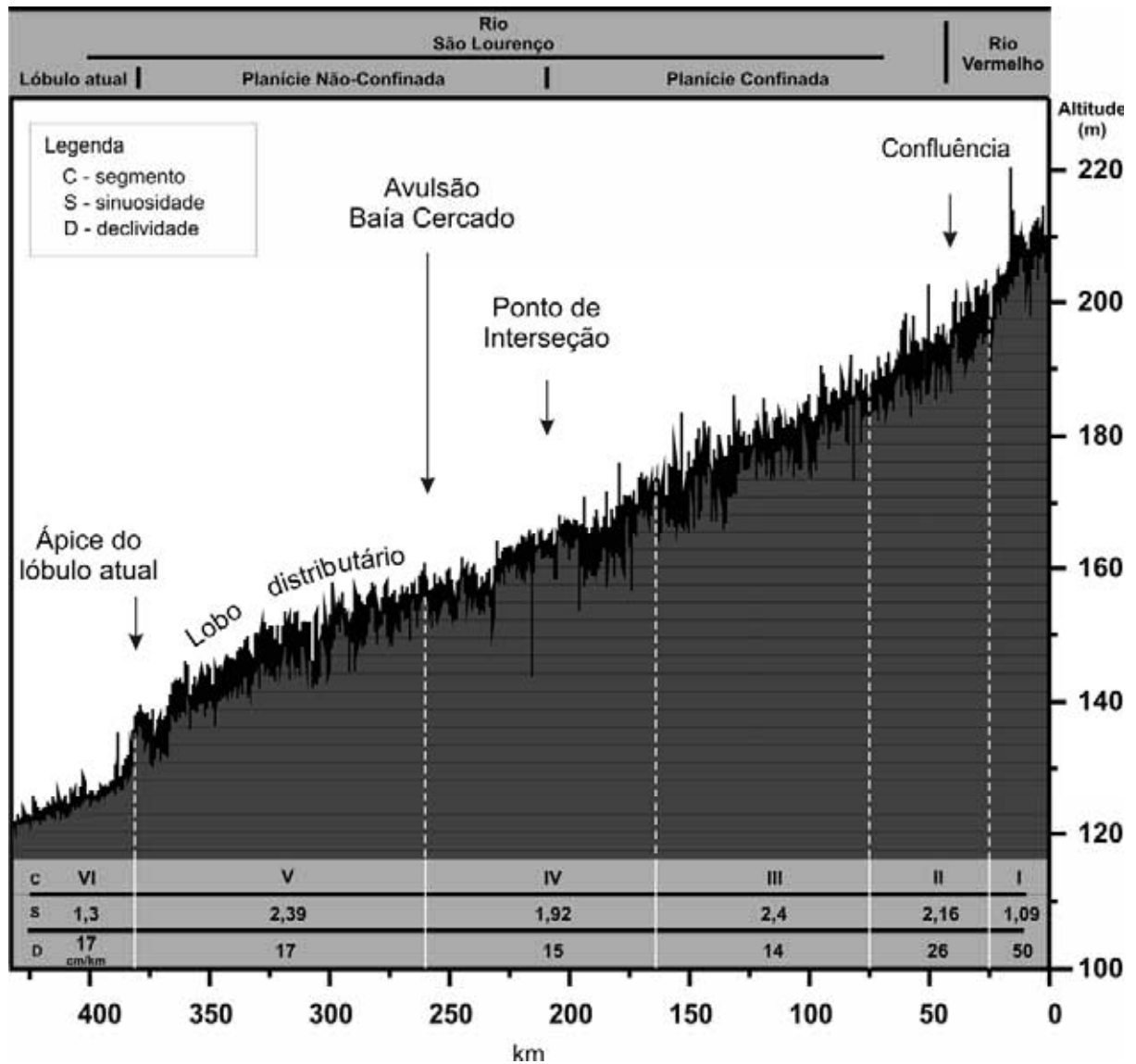


Figura 31 – Perfil longitudinal no canal do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho, compreendido entre o marco zero na foz do rio Arareau com o rio Vermelho até a foz do rio São Lourenço com o rio Cuiabá.

O canal, com uma declividade de 17 cm/km no segmento V, é caracterizado por um sistema morfológico diferente dos demais. A forma do perfil convexo (Figura 31) associa-se com uma planície não confinada que sinaliza processos de agradação no Pantanal num complexo canal-dique. A maior perda de vazão ocorre nesse segmento do rio, em torno de 50% nas cheias (Figura 29), tornando-se

responsável pela desaceleração do fluxo, o que permite ao mesmo tempo, a sedimentação vertical do vale e, por conseguinte, a preservação do canal-dique.

No segmento VI, existe um ponto de quebra no perfil longitudinal. O padrão distributário que o rio São Lourenço assume no último segmento responde às alterações topográficas e consequente variação de capacidade de transporte de sedimentos. Padrão anastomosado de baixa sinuosidade com declividade de 17 cm/km são as características do canal nesse segmento ([Figura 31](#)).

Dentre as características, o comportamento e a forma do perfil longitudinal analisado nos segmentos definidos permitem afirmar que o rio São Lourenço possui 4 estilos fluviais principais: 1) representado pelo segmento I que está em condições litológicas e padrão fluvial totalmente diferenciado dos demais; 2) o segundo estilo que abrange os segmentos II, III e IV, constituído por um cinturão de meandros margeado por terraços aluviais; 3) o terceiro compreende o segmento V que apresenta perfil convexo, típico de processos deposicionais; e 4) o quarto estilo, referente ao segmento VI, representado pelo padrão anastomosado, responsável pela sedimentação atual do lóbulo deposicional.

5.3.2. Seções transversais

As seções transversais no canal têm a finalidade de identificar as variações morfológicas e os processos sedimentares predominantes. As seções estudadas estão em consonância com os principais estilos fluviais definidos nos tópicos anteriores: a) em vale de planalto (correspondente ao segmento I), b) na planície fluvial incisa (correspondente aos segmentos II, III e IV) e c) na planície desconfinada (correspondente ao segmento V) ([Figura 31](#)). O segmento VI não foi considerado por não existir, ali, estação fluviométrica instalada.

As [figuras 32 a 34](#) se referem à comparação da seção transversal num intervalo de 12 anos. A seção transversal do rio Vermelho em Rondonópolis tem forma próxima a uma figura geométrica retangular com margens praticamente retas. A agradação do seu leito na margem direita, em direção ao centro está relacionada ao avanço dos depósitos em barras de pontal. O ajuste do canal permitiu a migração do talvegue em direção à margem esquerda, cuja velocidade da corrente mais forte erodiu, por solapamento basal. Se for considerado que os eventos de

erosão e deposição nas seções transversais constituem função linear no tempo, a erosão na margem esquerda, na seção de Rondonópolis, tem avançado 133 cm.ano^{-1} (Figura 32).

A seção Acima do Córrego Grande esteve praticamente estável no período analisado, dada à estabilidade de a margem direita ser o terraço e a velocidade da corrente baixa na margem esquerda. Em consequência, a zona de maior velocidade no canal tende a ser ao centro o que possibilitou o aprofundamento do talvegue do centro em direção à margem direita a uma taxa média de 5 cm.ano^{-1} (Figura 33).

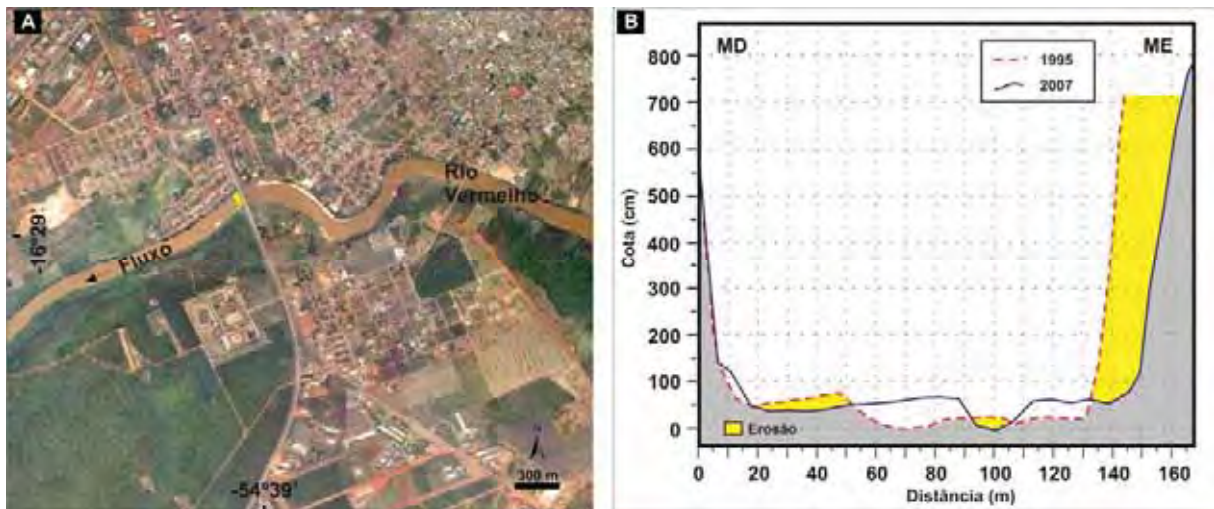


Figura 32 – A) Localização da estação Rondonópolis no rio Vermelho (fotografia aérea do município de Rondonópolis) destacada pelo traço em amarelo. B) Seção transversal do rio Vermelho.

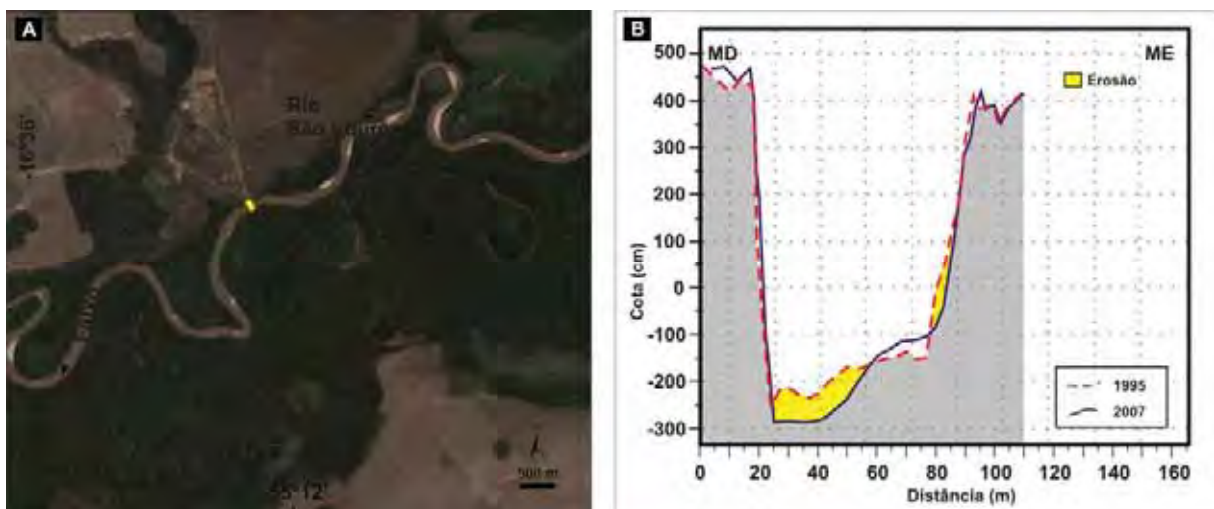


Figura 33 – A) Localização da estação fluviométrica Acima do Córrego Grande na porção intermediária do segmento II, representada pelo traço em amarelo (Imagem DigitalGlobe - 16/09/2009); B) Seção transversal do rio São Lourenço.

A seção transversal de São José do Borireu é simétrica e foi a que mais se modificou em 12 anos. Nesse segmento, o canal é retilíneo e a linha de velocidade é deslocada naturalmente para o seu centro, o que justifica o deslocamento do eixo transversal da seção do canal em 5 cm para a direita. Erosão e deposição nas margens foram relativamente equacionadas, porém o talvegue entalhou a uma taxa de 10 cm.ano^{-1} , o equivalente a 120 cm no período analisado (Figura 34).

O material de leito do canal é rapidamente modificado pelas variações dos fluxos, ajuste da sua largura e profundidade durante os anos. Essas variações, no entanto, são um equilíbrio entre vazão e a taxa de transporte de sedimentos, a serem discutidos nos próximos capítulos.

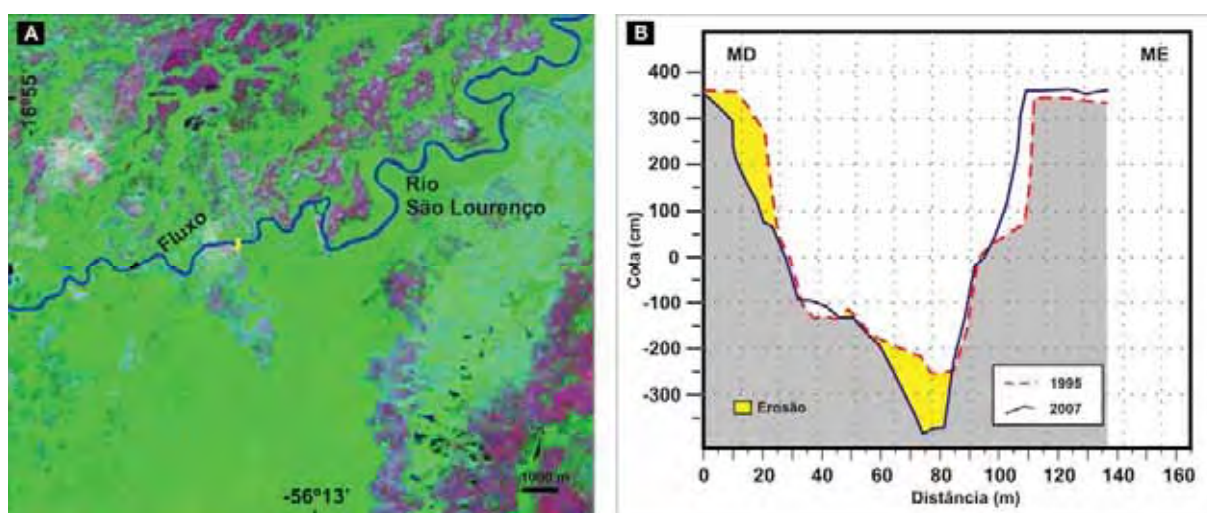


Figura 34 – A) Localização da estação São José do Borireu, representado pelo traço em amarelo, quilômetros antes do canal se tornar anastomosado (Imagem Geocover 1990 R7G4B2); B) Seção transversal do rio São Lourenço.

5.4. Conclusões

Em uma faixa de aproximadamente 460 km de rio, as mudanças nos padrões do canal são as principais modificações físicas avaliadas no sistema fluvial São Lourenço-Vermelho.

Os segmentos I, II, III e IV, embora estejam em situações litológicas distintas, apresentam características em comum, vales fluviais encaixados e limitados por terraços marginais, o primeiro escavado em rochas de idade paleozóica e os demais em terraços aluviais quaternários. Mudança no padrão de canal, construção

de planícies fluviais são, contudo, influenciados ou controlados por falhas e lineamentos presentes na região da área investigada. Também se enquadra nessas características de planície encaixada, o segmento VI por lóbulos abandonados.

É importante destacar que, no trecho inferior do segmento IV, a partir da Pousada Tamanduá, o canal-planície não está condicionado pela presença de terraços e essa característica se assemelha ao segmento V que, por sua vez, contribui com a sedimentação no lobo deposicional atual, reservando-se ao segmento VI o principal sítio de sedimentação no lóbulo atual.

Com base nas mudanças de padrão de canal e outras características de declividade e sinuosidade, pode-se agrupar os segmentos em quatro estilos fluviais. O primeiro confere ao segmento I com padrão retilíneo, elevada declividade e baixa sinuosidade. O segundo estilo abrange os segmentos II, III e IV, com sinuosidade e declividade relativamente próximas entre si e padrão meandrante. O terceiro reflete as características do segmento V, canal meandrante e sem controle de terraços responsável pela sedimentação do lobo deposicional atual. Entre outros fatores, a mudança do padrão para anastomosado, por quebra no perfil longitudinal referente a um desnível de 20 m de altitude, confere o quarto estilo ao segmento VI.

6. GEOMETRIA DOS CANAIS E HIDROSEDIMENTOLOGIA DO SISTEMA FLUVIAL SÃO LOURENÇO-VERMELHO

A bacia do Alto Paraguai (BAP) ocupa área de 600.000 km² no centro do continente sul-americano, e abriga no seu interior uma planície de inundação com 150.000 km² que fica sazonalmente inundada durante período úmido, formando o Pantanal (ANA 2010). Pode-se dizer que o Pantanal é uma área de amortecimento, principalmente de água e sedimentos provenientes da bacia de drenagem (planalto).

Mesmo com suas limitações naturais, o Pantanal e a BAP têm sido alvo de obras de infraestrutura nos últimos decênios, algumas delas já implementadas. Assim, a hidrovía Paraguai-Paraná, a instalação de usinas hidrelétricas (UHE Manso) e PCH's – Pequenas Centrais Hidrelétricas, a construção do gasoduto entre Bolívia e Campo Grande (MS), o avanço das atividades agropecuárias (pecuária extensiva e plantio de soja) na planície e no planalto respectivamente, a atividade de extração mineral e a produção de combustíveis renováveis, entre outros. São, contudo, atividades que alteram a hidrodinâmica e a produção de sedimentos na bacia hidrográfica.

Segundo Leopold e Maddock (1953), o volume de escoamento das águas e da produção de sedimentos na bacia altera-se com qualquer tipo de intervenção no uso da terra. E é no canal que ocorrerão os ajustes fluviais necessários para o equilíbrio nas mudanças de escoamento e de sedimentos que entram no referido canal.

A presença desses sedimentos representa um sistema dinâmico, formado pela combinação de duas fases, segundo Silva e Wilson (2005): a) uma líquida, cujo comportamento determina a forma e a geometria do canal; b) uma sólida, na qual os fluxos respondem pela competência no tamanho das partículas de transporte, cujo comportamento pode modificar a dinâmica fluvial.

O escoamento modifica a geometria do canal e essa nova configuração provoca mudanças em algumas características no escoamento (Silva e Wilson 2005). Desse processo, resulta toda a complexidade dos escoamentos de rios aluviais ou de fundo móvel e cujo conhecimento da morfologia do canal e hidrossedimentologia são duas vertentes de análise indissociáveis. Uma abordagem é a teoria que busca elementos quantitativos da forma do canal, conhecida como

geometria hidráulica, segundo [Leopold e Maddock \(1953\)](#). Outra abordagem se refere à hidrossedimentologia, e resgata a discussão sobre a permanência de sedimentos no canal como a vazão formativa ou vazão dominante dos cursos d'água ([Wolmam e Miller 1960](#)).

Os objetivos deste capítulo são: 1) definir as relações geométricas-hidráulicas das seções transversais e a jusante do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho; 2) caracterizar a hidrossedimentologia desse sistema, desde a produção de sedimentos na bacia até o balanço sedimentar; e 3) associar tais parâmetros à vazão formativa ou vazão dominante do canal. Acredita-se que tais conhecimentos sirvam de suporte para futuros projetos de infraestrutura e atividades econômicas no Pantanal, principalmente nos que abrangerão a área objeto deste estudo. São de grande importância estudos de geometria hidráulica e hidrossedimentologia e suas relações de conectividade do canal com a planície em rios aluviais, como os da bacia do Pantanal, os quais apresentam uma dinâmica fluvial bastante complexa e extremamente sensível às alterações na sua hidrodinâmica.

6.1. Métodos e meios

6.1.1. Estudo da geometria hidráulica na seção transversal e a jusante

Estudos pioneiros que retrataram o comportamento das variáveis geométricas e hidráulicas com o aumento da vazão (equação 1) em uma determinada seção foram postulados por [Leopold e Maddock \(1953\)](#), que propuseram matematicamente as equações (2), (3) e (4):

$$Q = L \cdot P \cdot V \quad (1)$$

$$L = aQ^b \quad (2)$$

$$P = cQ^f \quad (3)$$

$$V = kQ^m \quad (4)$$

em que vazão (Q), largura (L), profundidade média (P), velocidade média (V). As letras b, f, m, a, c e k são constantes numéricas. Os valores das constantes são

definidos para cada rio, valores de a e b definem a relação entre largura e vazão; c e f são atribuídos à profundidade e k e m à velocidade. Os expoentes da função b , f e m definem a inclinação da linha gráfica, e suas relações são definidas pela soma e produto das variáveis entre si, conforme equações (5) e (6):

$$b + f + m = 1 \quad (5)$$

$$a \cdot c \cdot k = 1 \quad (6)$$

Foram analisadas as variáveis geométricas e hidráulicas para as seções transversais ([Tabela 2](#)) do sistema fluvial do São Lourenço-Vermelho a partir de medições feitas em campo (cota, vazão, área molhada, profundidade média e largura), e de dados disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA) referentes ao ano de 2002.

As variáveis largura, profundidade média e velocidade foram plotadas pelos valores de vazão líquida. Esses dados foram validados com o melhor grau de correspondência entre os valores plotados (R^2), pela curva que melhor se ajustou aos dados na função de potência. Os expoentes e as constantes das relações da geometria hidráulica foram então obtidos, os quais descrevem as relações entre esses dados.

O comportamento da geometria hidráulica a jusante (da seção de Rondonópolis até a seção de São José Borireu) é determinado com os mesmos parâmetros utilizados nas seções transversais, porém se considera a vazão de igual frequência de retorno. Como critério, definiu-se a vazão de margens plenas (*bankfull*) por ser a vazão mais significativa para as mudanças do canal [Leopold \(1994\)](#) e que segundo [Leopold e Maddock \(1953\)](#) a estipularam com um período de 1,58 anos de retorno.

A vazão com período de retorno de 1,58 anos foi calculada com base na frequência de vazões máximas anuais a partir da série histórica de cada estação, considerada neste trabalho, de acordo com o método proposto por [Dury et al. \(1963\)](#). Identificaram-se, em seguida, as variáveis geométricas correspondentes com as vazões encontradas para as estações. Repetiram-se os mesmos procedimentos para obter os expoentes e as constantes das relações geométricas e hidráulicas na seção transversal para inferir o comportamento dessas variáveis a jusante.

6.1.2. Hidrossedimentologia

Vanoni (1977) determina a vazão sólida como a massa total de sedimentos que passa por uma seção transversal do rio, composta por três tipos de carga: 1) dissolvida, 2) em suspensão e 3) do leito (arraste e saltação).

Das estações fluviométricas na bacia hidrográfica do rio São Lourenço ainda ativas, quatro monitoram a concentração de material em suspensão. Em tese, o programa da rede hidrométrica brasileira prevê medidas trimestrais nas estações fluviométricas, cujos valores são expressos em partes por milhão (ppm).

A série histórica de medidas de concentração de sedimentos em suspensão foi considerada: 1) para estimar as vazões sólidas suspensas, vazões sólidas de leito e vazão de sólidos totais; e 2) para avaliar o comportamento hidrossedimentológico no sistema fluvial São Lourenço-Vermelho. As estações utilizadas estão descritas na [tabela 4](#).

Tabela 4 – Período monitorado de concentração de sedimentos em suspensão. Localização das estações na [figura 17](#).

Estação Fluviométrica	Código da Estação	Série Sedimentométrica
Rondonópolis	66450001	2000 – 2009
Acima do Córrego Grande	66460000	2000 – 2009
São José do Borireu	66470000	2008 – 2009

O número de verticais de coleta de sedimentos numa seção transversal é estipulado de forma tal, que a amostragem represente a distribuição do sedimento em suspensão ao longo da seção ([Santos et al. 2001](#) e [Carvalho 2008](#)). As análises laboratoriais do material em suspensão estão detalhadas em [Carvalho et al. \(2000\)](#) e [Carvalho \(2008\)](#).

Os resultados obtidos de concentração de sedimentos, após análise em laboratório, correspondem ao valor médio na seção, a que se aplica a equação (7) para obter a vazão sólida em suspensão (Q_{ss}), expressa em ton/dia.

$$Q_{ss} = k.Q.C, \quad (7)$$

em que: Q_{ss} é a vazão sólida em suspensão expressa em ton/dia; k (0,0864) fator de correção de unidades; Q a vazão em m^3/s e C a concentração do material em suspensão (ppm).

A vazão de sólidos do leito (Q_{sl}) (arraste e saltação) foi determinada pelo método indireto e, em função dos dados obtidos até o momento, aplicou-se a fórmula simplificada de Colby (1957), como única opção. Dependendo dos dados de hidrologia e sedimentologia, podem-se aplicar outros métodos, tais como modificado de Einstein, Acker & White (I, II e III), Yang Sand, Yang Gravel, Yang Sand & Gravel, Laursen, Rottner, Toffaleti, Kalinske, Schoklitsch, para a estimativa do transporte de carga de leito.

Baseado no método modificado de Einstein, o método simplificado de Colby utiliza parâmetros hidráulicos e geométricos do rio para estimar a vazão sólida do leito, sendo: vazão, velocidade média, profundidade média, largura da seção e concentração de sedimentos suspensos.

A vazão sólida do leito foi calculada por ter sido reconhecido em campo um grande número de barras de canal entre a cidade de Rondonópolis até a confluência do rio Vermelho com o rio São Lourenço. A vazão sólida total (Q_{st}) é obtida pelo método indireto, pela soma da vazão sólida do leito (medida indireta) e da vazão sólida em suspensão (medida direta) na equação (8):

$$Q_{st} = Q_{sl} + Q_{ss} \quad (8)$$

Obtidos os valores de Q_{ss} , Q_{st} e Q_{sl} para cada uma das estações hidrossedimentométricas (Tabela 4), plotaram-se os resultados em escala logarítmica pela vazão líquida. Com a finalidade de estimar os fluxos de sedimentos do sistema São Lourenço-Vermelho a partir dos valores inicialmente obtidos, foi elaborada uma curva de função exponencial que aplicada às diferentes vazões de cada estação, resulta em curvas-chave de vazão sólida total, de leito e de suspensão. Curva-chave de sedimentos (C_{ss}) é a soma dos pares determinados pelas coordenadas espaciais a partir da função ($Q_{líquida}$, $Q_{sólida}$) o que permite obter a uma vazão específica valores de transporte de sedimentos. Essa função é uma relação não-linear e estocástica, cuja curva-chave equivale aos valores médios representativos.

Os valores de concentração de sedimentos em suspensão amostrados no canal ficaram restritos, na sua totalidade, a vazões de baixa e média, o que impossibilitou aplicar o método da regressão linear (Carvalho 2008), método mais adequado por estabelecer um segundo segmento linear de ajuste às altas vazões (Santos *et al.* 2001).

De posse das C_{ss} geradas, o método foi avaliado de acordo com Lima *et al.* (2003) e Carvalho (2008) em que: 1) valor do R^2 com limite mínimo aceitável igual a 60%; e 2) análise visual da curva gerada em relação aos pontos medidos. É aceitável a exclusão de pontos muito dispersos na análise hidrossedimentológica segundo Carvalho (2008), quando os dados são de eventos isolados não correlacionáveis Paiva *et al.* (2001).

As discussões da vazão sólida serão feitas com base nas suas curvas-chave, que apresentaram bons resultados em relação aos dados inicialmente obtidos. O fator de correlação dos dados acima de 78% demonstra boa confiabilidade dos dados. As vantagens da curva-chave são: a) as possibilidades de estimar valores a dados não observados em distintas vazões, como ocorre na seção Rondonópolis; e b) caracterizar a concentração de sedimento em anos anteriores, que não possuem registros. As desvantagens são as limitações quanto aos erros inerentes do próprio método que correlaciona transporte de sedimento vs. vazão, desconsiderando alguns fatores, tais como eventos climáticos anteriores e mudanças no uso da terra, entre outros.

O balanço sedimentar do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho foi obtido a partir dos valores médios de Q_{st} , Q_{sl} e Q_{ss} das séries históricas de vazões de cada estação considerados por este trabalho.

6.1.3. Determinação da vazão formativa ou dominante

A partir das informações: 1) curva de permanência; e 2) taxa de transporte de sedimentos sólidos, elaborou-se um gráfico de distribuição das frequências de fluxos em função do volume da vazão sólida, equivalente aos respectivos períodos de registros. O pico dessa curva gráfica indica a vazão efetiva, de acordo com Biedenharn e Copeland (2000).

A curva de permanência foi obtida a partir de dados de vazões diárias de cada série histórica. Constitui-se de uma curva acumulativa de frequência da série temporal contínua dos valores das vazões, indicando a porcentagem de tempo em que uma determinada vazão foi igualada ou ultrapassada durante o período de observação (Pinto 1976). Plotam-se a vazão e a probabilidade de ocorrência de vazões iguais ou maiores em porcentagem para obter a curva de permanência final (Tucci 2002). Em função da ordem de grandeza das vazões, é necessário definir um número mínimo e um número máximo de classes com as equações 9 e 10.

$$N^{\circ}_{\text{mínimo de classes}} = [10 + 1,33.\text{Log}_{10} N] \quad (9)$$

$$N^{\circ}_{\text{máximo de classes}} = [10.\text{Log}_{10} N], \quad (10)$$

em que: N° é o número de classes e N o número de valores da série diária/mensal.

Entre o número mínimo e máximo, definem-se as classes e o número de registros para cada uma, aplicando na equação 11.

$$F = (N_q / N_T).100, \quad (11)$$

sendo: N_q é o número de vazões de cada intervalo, e N_T o número total de vazões.

Utilizou-se a taxa de transporte de sedimentos de leito por esta ser responsável pelas mudanças morfológicas do canal. O produto de permanência da vazão líquida pela vazão sólida do leito corresponde ao resultado de uma curva com a taxa de transporte de sedimentos do leito no tempo. A vazão efetiva é, então, identificada no intervalo de classe que transporta a maior quantidade de sedimentos do leito ao longo do tempo, que corresponde ao pico do histograma.

6.2. Resultados e discussões

6.2.1. Análise da geometria hidráulica na seção transversal e a jusante

O comportamento das variáveis de dependência direta da vazão é descrito pela geometria hidráulica que se refere às mudanças na largura, profundidade e velocidade de fluxo, úteis para avaliar os efeitos no canal numa escala temporal (Lawrence 2007).

Poucos estudos sistematizam a abordagem da geometria hidráulica no Brasil. Aquino *et al.* (2005) discutiram o regime hidrológico e as mudanças morfo-hidráulicas na bacia do rio Araguaia observando o comportamento hidrogeomorfológico do canal. Os autores fazem, ainda, referência a essa aplicação aos rios da Amazônia Sul-Occidental. Grison (2010) aplicou a teoria para discutir no uso dos recursos hídricos das principais bacias hidrográficas do Paraná.

Um maior enfoque sobre as relações de geometria hidráulica é abordado em outros países. Turowski *et al.* (2008) propuseram uma rediscussão para a dinâmica de rios em planalto, a partir da relação da geometria hidráulica e a concentração de sedimentos em 81 rios presentes nas cadeias montanhosas de Taiwan. De Rose *et al.* (2008) criaram modelos preventivos, a partir das alterações na geometria do canal para rios do Estado de Victoria, Austrália.

As relações de geometria também podem ser aplicadas para identificar fases de margens plenas (*bankfull*). Essa relação é de fundamental importância para auxiliar em projetos de gestão dos rios (Charlton 2008). Outras aplicações são descritas por Merritt e Wohl (2003), Stewardson (2005), Dingman (2007) e Harman *et al.* (2008).

No sistema fluvial do São Lourenço-Vermelho, as variáveis da geometria hidráulica apresentaram-se diferenciadas para cada seção transversal considerada (Tabela 5). Rápido ajuste da profundidade ocorre com o aumento da vazão na seção de Rondonópolis (Figura 35B). A velocidade não aumenta nessa mesma proporção e o seu tempo de resposta se inicia a partir de 100 m³/s (Figura 35C). Entretanto, a largura é a variável que se mantém constante e estável na seção.

Os índices obtidos da estação Acima do Córrego Grande para *f* e *m*, 0,4385 e 0,4582, respectivamente (Tabela 5), indicam aumento simultâneo dessas variáveis com o incremento da vazão (Figura 36 - B, C). Inflexões nas linhas gráficas, a partir

da vazão 711 m³/s destacam os ajustes máximos que o canal comporta. Acima dessa vazão, a profundidade da seção estabiliza a 5,20 m, enquanto a largura da seção passa de 80 m para 90 m. Essa relação define a vazão de extravasamento de água do canal para a planície de inundação (*bankfull discharge*), e independe das mudanças na velocidade de escoamento da água (Figura 36A).

Tabela 5 – Valores dos expoentes de geometria hidráulica do rio São Lourenço e rio Vermelho. As letras b, f e m se referem: largura, profundidade média e velocidade. Para a localização das estações, ver figura 17.

Estação Fluviométrica	a	c	k	b	f	m
Rondonópolis	103,94	0,0391	0,2451	0,0492	0,6907	0,2606
Acima do Córrego Grande	41,191	0,281	0,0864	0,1032	0,4385	0,4582
São José do Borireu	41,939	0,1463	0,1629	0,1402	0,5558	0,3042

Alterações das características morfo-hidráulicas na seção Acima do Córrego Grande são visualizadas por quebras nas linhas gráficas (Figura 36 – A, C). A largura e a profundidade respondem, entre si, de forma rápida às vazões de 155 m³/s (primeiro estágio) e 450 m³/s (segundo estágio). Essas alterações estão associadas, inicialmente, aos fluxos que recobrem o talvegue e, por conseguinte, o alargamento gradativo das margens (Figura 33).

Na seção São José do Borireu, a profundidade é responsável por 55% dos ajustes com o incremento da vazão. Desajustes na linha do gráfico de f e b ressaltam estágios de alargamento do canal (Figura 36 – D, F). O primeiro estágio é atingido quando os fluxos chegam a 160 m³/s e o segundo, após a 230 m³/s, ocasião em que o canal se alarga sutilmente (Figura 34B). Vale ressaltar que as mudanças morfo-hidráulicas, que ocorrem no primeiro estágio, favorecem o aumento na velocidade de escoamento, observado pela pequena descontinuidade na linha gráfica (Figura 36F). A velocidade reflete 30% das variações hidráulicas na seção São José do Borireu.

A largura representa 14% das transformações e corresponde a seu aumento gradativo na seção São José do Borireu com o incremento da vazão (Figura 36D). Efetivamente, os maiores ajustes dessa seção são acima de 396 m³/s, quando, bruscamente ocorre o aumento da largura, enquanto a profundidade se estabiliza

em 4,10 m (Figura 36 – D, E). Essa relação define a vazão de margens plenas e, por conseguinte, a de transbordamento de água do canal para a planície de inundação (área deprimida adjacente).

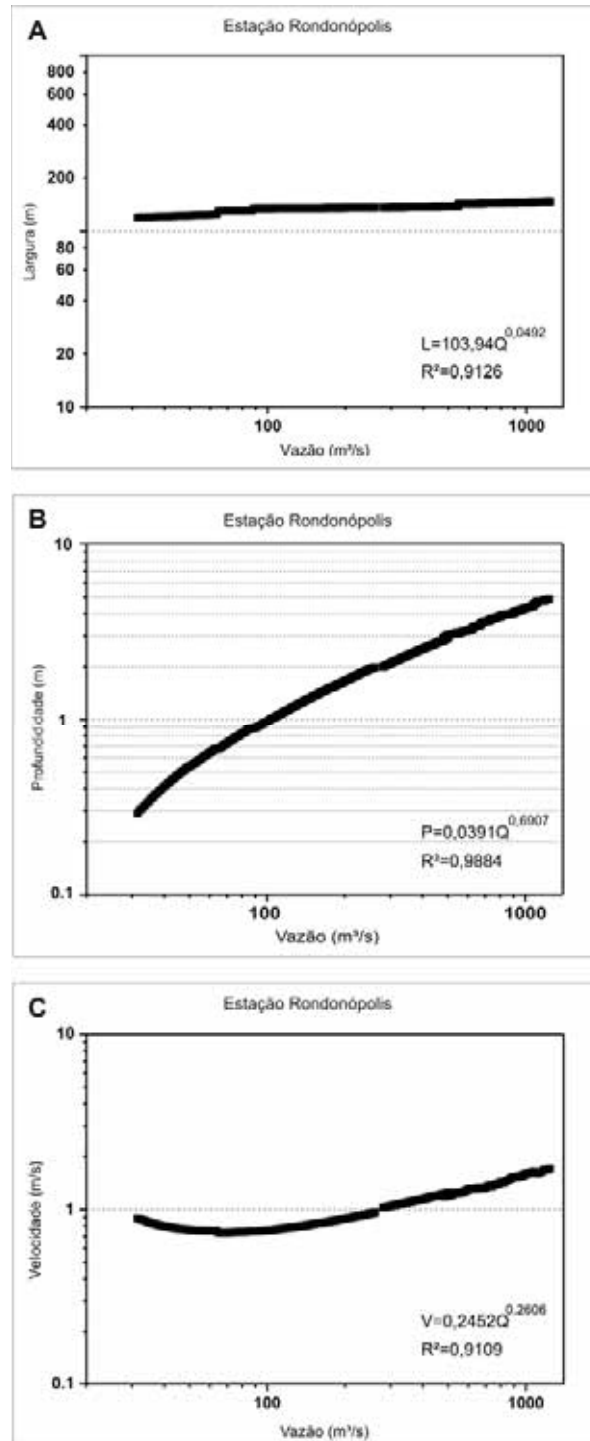


Figura 35 – Comportamento das variáveis geométricas na seção transversal da estação fluviométrica de Rondonópolis (situada no planalto).

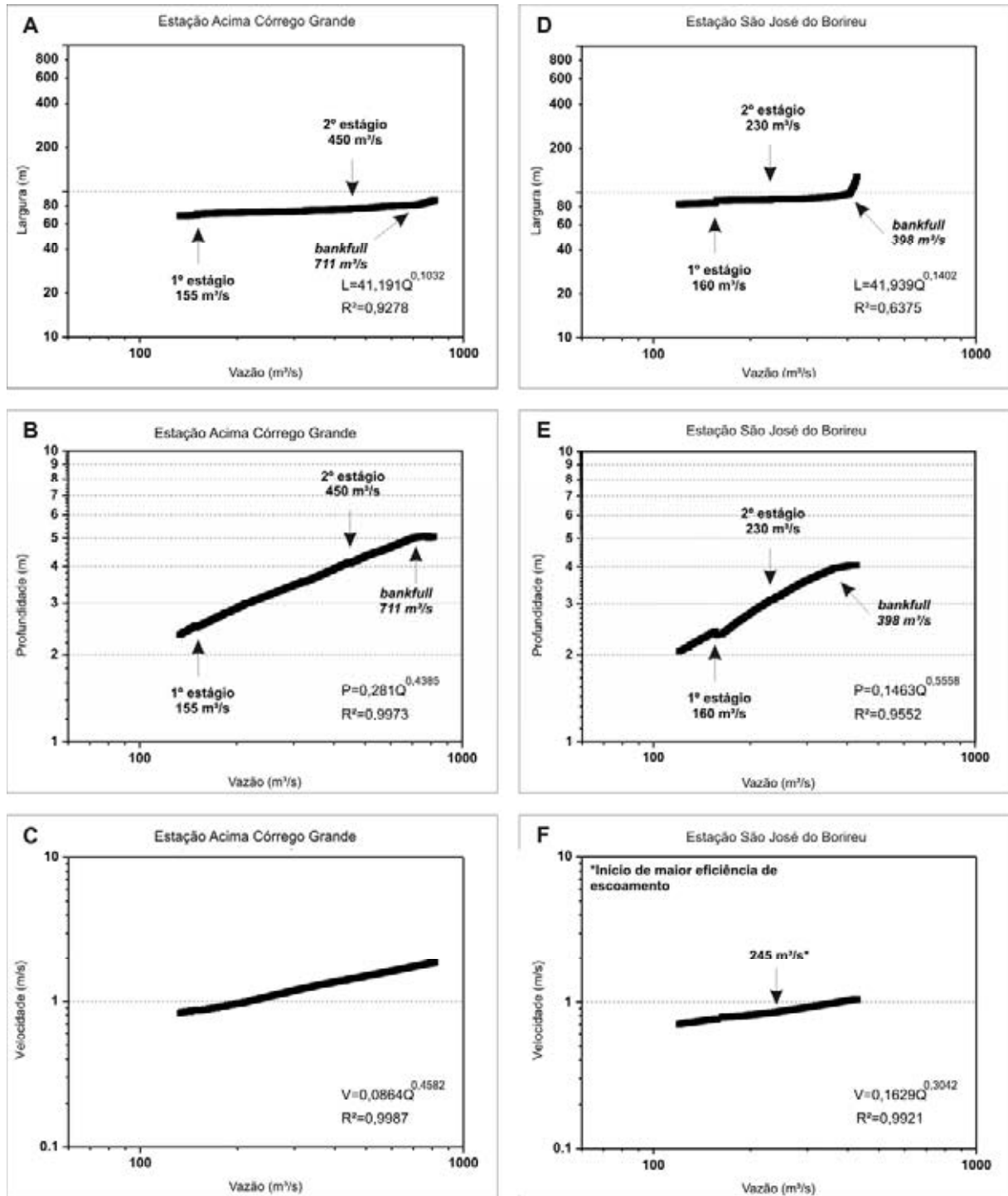


Figura 36 – Comportamento das variáveis geométricas nas seções transversais das estações fluviométricas Acima Córrego Grande e São José do Borireu (situadas no Pantanal).

As alterações morfo-hidráulicas respondem aos diferentes estágios na seção São José do Borireu, o que revela uma readaptação gradual da morfologia fluvial, ficando evidente quando se verificam os estágios de alargamento na seção, principalmente o segundo (Figura 36 – D, E, F). Entretanto, o baixo índice no

expoente b de 0,1402 indica perda de água do canal para a planície. Alargamento e aprofundamento da calha são ajustes em relação a novos estágios de equilíbrio natural, embora o canal *in loco* represente uma situação de desequilíbrio no sistema fluvial São Lourenço-Vermelho, quando muitas das vezes, ocorre o extravasamento de água do canal para a planície.

O sistema fluvial São Lourenço-Vermelho, ao ser analisado pelas suas variáveis geométricas-hidráulicas isoladas em cada seção, mostra que o comportamento delas responde de forma diferenciada em todo o segmento estudado. Na estação de Rondonópolis, a profundidade média é responsável por 69% dos ajustes no canal, seguido da velocidade, 26%. O índice elevado obtido para a profundidade está relacionado diretamente à posição do canal, que se encontra confinado na área do planalto, impedindo o aumento da largura na seção.

Na [figura 37](#), o aumento da vazão nos próximos 100 km, a partir da seção de Rondonópolis, ocorre com a confluência entre os rios Ponte de Pedra e Vermelho e, por conseguinte, com o rio São Lourenço. A profundidade média, antes a variável de maior ajuste, a montante do canal, torna-se menos significativa, com índice de 43%, enquanto a velocidade chega a 46% do ajuste fluvial. A mudança nos expoentes das variáveis hidráulicas nesse trecho é influenciada pela planície fluvial entrincheirada em terraços aluviais, que, por sua vez, possui grande importância no amortecimento nos picos de cheias.

A partir dos 125 km da seção de Rondonópolis, o canal começa a perder água a jusante, reduzindo os fluxos quase pela metade nos próximos 200 km ([Figura 37](#)). Do ponto de vista do comportamento das variáveis hidráulicas, a profundidade média volta a aumentar e corresponde a 55% do ajuste e a velocidade passa a representar 30% de influência.

No sistema fluvial São Lourenço-Vermelho, sob a ótica das variáveis geométricas e hidráulicas no seu conjunto a jusante ([Figura 38](#); [Tabela 6](#)), a velocidade é a variável mais sensível às oscilações nos fluxos de vazão, 75%, e o fato se deve a duas situações. Primeiro, ao aumento da vazão dos tributários que chegam ao rio Vermelho e na confluência com o rio São Lourenço. Segundo, à perda de água nos próximos 100 km a partir da confluência entre esses rios.

A profundidade se modifica em 19% e a largura é a variável que menos se modifica no sistema fluvial São Lourenço-Vermelho ([Figura 38](#)). O baixo expoente da largura mostra que os processos fluviais tendem a ser mais de extravasamento de

água do canal para a planície de inundação, pelos pontos de rompimento dos diques, do que de construção da planície fluvial do rio.

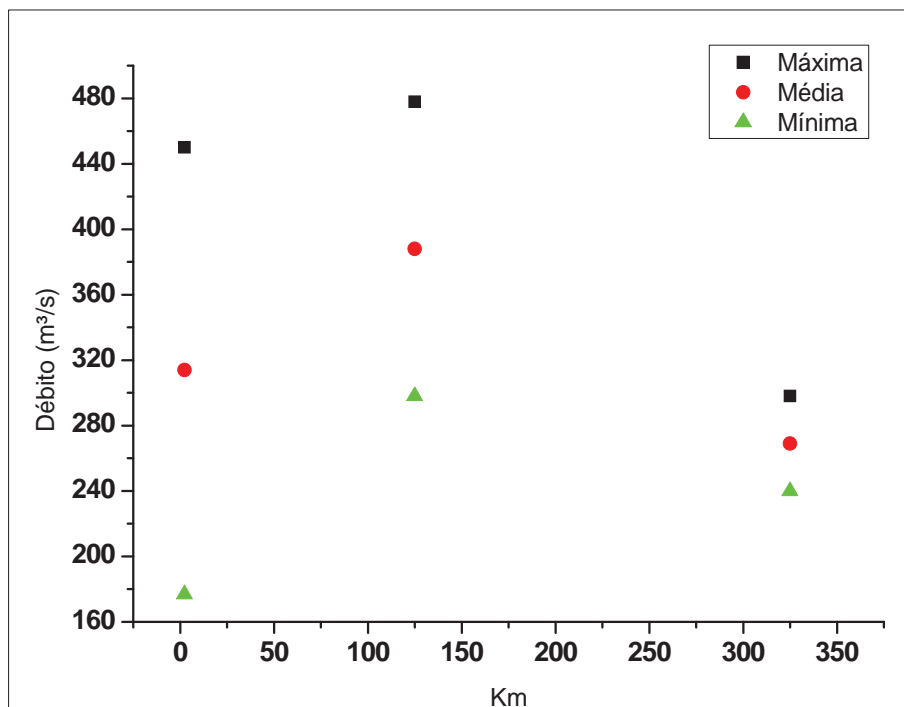


Figura 37 – Valores médios dos débitos de máxima e mínima mensais no ano de 2002, em função da distância a jusante.

Tabela 6 – Valores geométricos e hidráulicos nas seções transversais com a vazão de retorno de 1,58 anos. As letras b, f e m referem: largura, profundidade média e velocidade.

Estação Fluviométrica	$Q_{1,58}$ (m³/s)	Cota (cm)	b (m)	f (m)	m (m/s)
Rondonópolis	680	417	144,13	3,57	1,32
Acima do Córrego Grande	835	420	87,38	5,05	1,89
São José do Borireu	396	326	96,86	4,02	1,02

Informações importantes são obtidas com os índices das variáveis de geometria-hidráulica quando se correlacionam esses dados. [Leopold e Maddock \(1953\)](#) e [Rhodes \(1977\)](#) apresentaram algumas relações fluviais com estes índices, que aplicados nas seções do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho e levam à conclusão de que todas as seções possuem margens mais estáveis do que o leito, por apresentarem relações $L < P$ e razão L/P que diminui com o acréscimo da vazão; a seção Acima do Córrego Grande é a seção com maior eficiência de

transporte de sedimentos com o acréscimo da vazão, verificada pela relação $V/P > 1$.

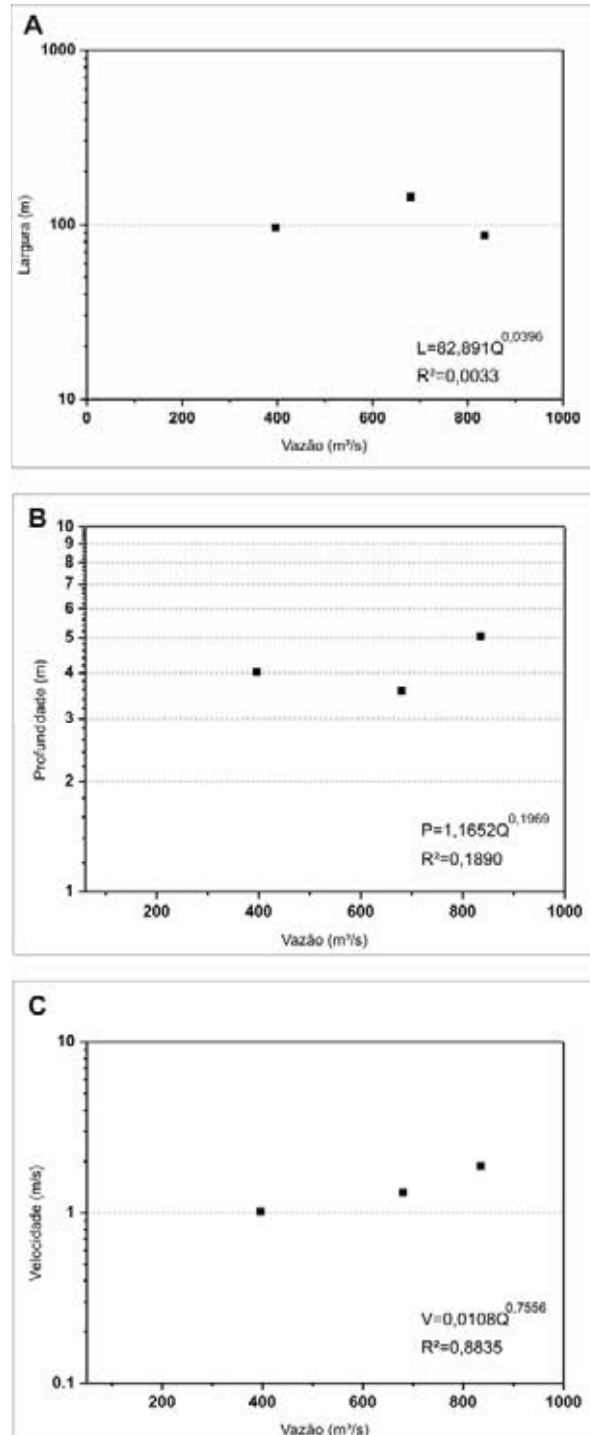


Figura 38 – Comportamento das variáveis geométricas a jusante no sistema fluvial do São Lourenço-Vermelho.

Quando houver expoente para $P > 0,66$ em detrimento dos demais, é um forte indício de que o canal não possui eficiência para transporte de sedimentos com o

acréscimo da vazão. O fato foi verificado unicamente na seção de Rondonópolis e pode ser comprovado com a redução da velocidade em torno de 100 m³/s (Figura 35C), o que contribui para a sedimentação do leito e para o surgimento de barras.

6.2.2. Hidrossedimentologia

A remoção, o transporte e a deposição dos grãos são processos sedimentológicos fluviais que envolvem toda a dinâmica da bacia de drenagem. A produção de sedimentos nas vertentes da bacia é originada pelo escoamento superficial que desloca os sedimentos, afetando o uso, a conservação, a gestão e o manejo dos recursos hídricos (Santos *et al.* 2001). Estudos de sedimentologia são empregados em diferentes áreas, desde a avaliação e condições de navegabilidade, obras hidráulicas, transporte de nutrientes e poluentes agregados ao sedimento até no assoreamento do canal e dos reservatórios (Carvalho 2008).

Medições da carga dissolvida e turbidez, geralmente, são realizadas para determinar a qualidade de corpos d'água, enquanto os demais tipos (carga suspensa e de leito) servem para avaliar a hidrossedimentologia no canal, e que estão inseridas em abordagens referentes à geomorfologia do canal, barragens para irrigação, geração de energia elétrica, entre outros tipos.

Os estudos, no Brasil, que propõem avaliar fluxos hidrossedimentológicos variam desde as grandes bacias hidrográficas da Amazônia (Meade 1994 e Filizola *et al.* 1997), do Paraná (Martins e Stevaux 2005 e Stevaux *et al.* 2009), do São Francisco (Lima *et al.* 2001); as médias bacias, rio Ivaí (Biazin 2005, Barros 2006, e Kuerten *et al.* 2009b), rio Araguaia (Lima *et al.* 2003 e Carvalho 2006); e as pequenas bacias (Paiva *et al.* 2001 e Vestena 2009).

6.2.2.1. O regime hidrológico do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho

O regime hidrológico na área estudada, sistema fluvial São Lourenço-Vermelho, foi analisado pelas médias diárias (hidrograma), porque esse tipo de dado não mascara os picos de máxima e de mínima. Dois períodos bem definidos podem ser visualizados (Figura 39): 1) período chuvoso que compreende os meses de

dezembro a março, com picos de máximas nos meses de fevereiro e março; 2) período de seca, com início no mês de abril e que se prolonga até o mês de novembro. É importante salientar que no sistema fluvial não apresenta defasagem significativa no escoamento (vazão) entre uma estação e outra. Portanto, ambos os períodos (chuvoso e de seca) também são definidos para o alto, médio e baixo curso do sistema fluvial.

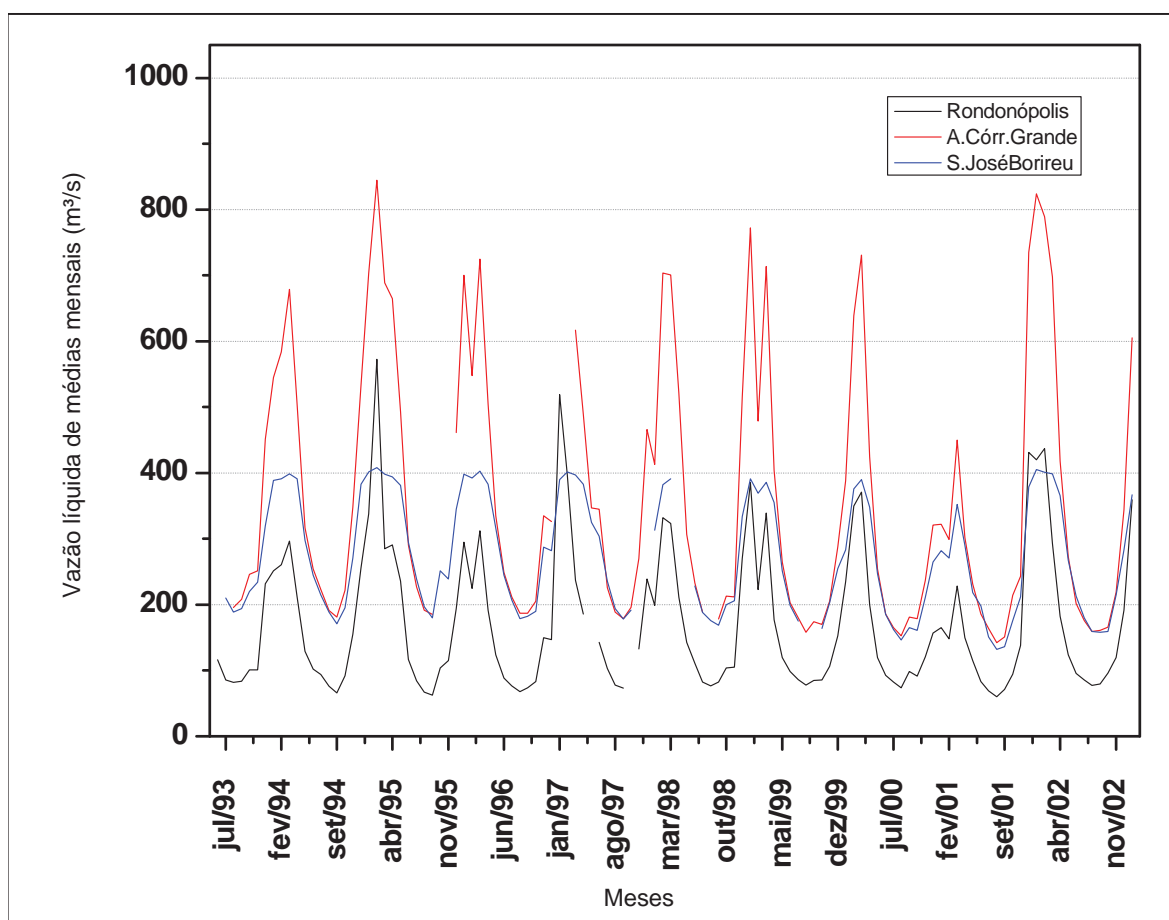


Figura 39 – Hidrograma das médias mensais diárias num período de 10 anos para as estações do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho. Descontinuidade nas linhas representam à ausência de dados.

No período de chuva, os picos de cheias não seguem uma distribuição normal e tendem a um regime mais variável (modal e/ou bimodal). Essas variações se observam nas estações de Rondonópolis e Acima do Córrego Grande, essa relação, contudo, não é verificada na estação São José do Borireu, pois os picos de cheias são de baixa magnitude e com maior tempo de duração (Figura 39).

O comportamento hidrológico do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho é avaliado com base nos dados de dispersão de concentração de sólidos em

suspensão. As respostas nos sólidos em suspensão são relativamente rápidas a pequenos incrementos na vazão para a seção de Rondonópolis (Tabela 7), fato verificado pela baixa duração nos picos de máxima (Figura 39). Na estação Acima Córrego Grande, os valores de concentração de sólidos suspensos (Tabela 8) são dispersos (Figura 40) e se devem à contribuição de rios tributários e chuvas localizadas na bacia de drenagem (Figura 39). Os dados apresentados da estação São José do Borireu ainda são incipientes para uma análise detalhada (Tabela 9).

Tabela 7 – Série histórica de medidas de concentração de material em suspensão (CMS) na estação de Rondonópolis. *Valores estimados. Siglas: Q_{ss} - vazão sólida em suspensão; Q_{sl} - vazão sólida do leito; Q_{st} - vazão sólida total.

Data	Q (m ³ /s)	CMS (ppm)	Q_{ss} (t/dia)	Q_{sl} * (t/dia)	Q_{st} * (t/dia)
18/jan/2000	123	179,19	1.904,3	1.844,91	3.749,20
17/mai/2000	113	651,75	6.363,2	2.891,39	9.254,56
21/jul/2000	71,7	70,48	436,6	534,64	971,26
14/out/2000	72,93	124,82	786,5	821,97	1.608,48
03/fev/2001	200	372,15	6.430,8	3.506,80	9.937,55
12/jul/2001	60,96	57,78	304,3	356,87	661,19
26/out/2001	67,40	108,83	633,8	735,44	1.369,27
31/jan/2002	269,96	519,84	12.125,3	5.436,33	17.561,68
25/mai/2002	118,32	143,96	1.471,8	1.520,65	2.992,41
23/set/2002	78,96	252,7	1.724,1	1.224,07	2.948,13
05/dez/2002	122,88	330,48	3.508,8	2.615,87	6.124,69
06/abr/2003	129,57	1.149,89	12.872,8	18.125,82	30.998,66
06/ago/2003	72,49	77,34	484,4	606,42	1.090,84
30/out/2003	87,28	308,65	2.327,7	1.300,77	3.628,48
07/set/2004	51,3	21,72	96,3	221,69	317,96
07/dez/2004	95	95	779,8	968,29	1.748,05
07/set/2005	55,79	41	197,6	333,13	530,77
05/out/2007	47,18	25,18	102,7	196,16	298,82
14/abr/2008	207	393,93	7.045,4	3.914,26	10.959,62
01/ago/2008	67	25,73	148,9	360,61	509,56
24/out/2008	83,3	111,26	800,8	786,82	1.587,57
8/mai/2009	129	126,61	1.411,1	1.083,88	2.495,02

Tabela 8 – Série histórica de medidas de concentração de material em suspensão (CMS) na estação Acima Córrego Grande. *Valores estimados. Siglas: Q_{ss} - vazão sólida em suspensão; Q_{sl} - vazão sólida do leito; Q_{st} - vazão sólida total.

Data	Q (m ³ /s)	CMS (ppm)	Q_{ss} (t/dia)	Q_{sl} * (t/dia)	Q_{st} * (t/dia)
7/jul/2000	169	101,44	1.481,2	1.432	2.912,7
14/set/2000	198	286,89	4.907,9	2.721,74	7.629,6
18/dez/2000	535,5	1.872,93	86.655,2	15.832,37	102.487,6
8/jun/2001	200,4	164,86	2.854,5	1.491,15	4.345,6
17/set/2001	144	123,98	1.546,4	1.453,29	2.999,7
2/mai/2002	302	367,8	9.605,4	3.449,96	13.055,3

12/ago/2002	170	101,06	1.484,6	1.494,82	2.979,4
15/nov/2002	224	237,99	4.606,0	2.352,34	6.958,3
18/jun/2003	247	203,78	4.349,6	2.375,23	6.724,8
4/out/2003	185	325,94	5.215,4	3.029,98	8.245,4
21/out/2004	176	846,17	12.894,6	4.334,58	17.229,2
28/out/2005	186	506,3	8.151,3	3.015,53	11.166,8
10/jul/2006	198	1.207,43	20.662,7	5.922,70	26.585,4
24/abr/2007	361	192,77	6.012,6	4.293,74	10.306,3
3/ago/2007	210	43,02	780,6	1.582,62	2.363,2
20/nov/2007	224	243,84	4.722,5	2.669,84	7.392,3
20/jun/2008	213	118,69	2.184,3	1.565,60	3.749,9
19/set/2008	184	70,79	1.125,4	1.732,47	2.857,9
19/mar/2009	757	252,7	16.527,8	9.591,67	26.119,5
17/jul/2009	190	77,25	1.268,1	1.211,75	2.479,9
15/out/2009	148	47,68	609,7	612,3	1.222

Continuação.

Tabela 9 – Série histórica de medidas de concentração de material em suspensão (CMS) na seção transversal da estação São José do Borireu e resultados de vazão sólida. *Valores estimados. Siglas: Q_{ss} - vazão sólida em suspensão; Q_{sl} - vazão sólida do leiteo; Q_{st} - vazão sólida total.

Data	Q (m ³ /s)	CMS (ppm)	Q_{ss} (t/dia)	Q_{sl}^* (t/dia)	Q_{st}^* (t/dia)
26/jun/2008	217	166,65	3.124,5	1.763,83	4.888,32
24/set/2008	191	139,92	2.309,0	2.323,41	4.632,43
31/mar/2009	407	365,6	12.856,3	5.075,04	17.931,29
23/jul/2009	228	125,67	2.475,6	2.563,09	5.038,69
19/out/2009	147	109,4	1.389,5	1.045,22	2.434,69

6.2.2.2. Produção de sedimentos na bacia de drenagem

O tempo de resposta no regime de vazão do rio Vermelho, registrada na estação Rondonópolis, chega a intervalo de horas após o início da chuva na bacia. Essa relação pode ser visualizada num gráfico de escala bilog, em que a vazão responde diretamente a eventos de precipitação (Figura 41). Dois períodos foram considerados para avaliar essa dinâmica, nos meses de janeiro e fevereiro nos anos 2000 e 2003, período chuvoso, e nos meses de maio e junho nos anos de 2000 e 2002, período de seca.

Apesar de a vazão no rio Vermelho variar num mesmo dia no período chuvoso seja com o início ou interrupção das chuvas nas áreas de planalto adjacente, o comportamento é diferente no período de seca. Um maior tempo é requerido para o início do escoamento e o fato se deve ao tempo de saturação do

solo após o início da chuva (Figura 41). A sazonalidade no uso da terra, do tempo entre o pico da chuva e o pico de escoamento e, ainda, do tempo entre o pico da vazão e do pico da concentração de sedimentos são características relacionadas à dinâmica de escoamento e entrada de sedimentos no canal. Entre essas características, a concentração de sedimentos em suspensão tem revelado haver dispersão para alguns dados medidos (Figura 41).

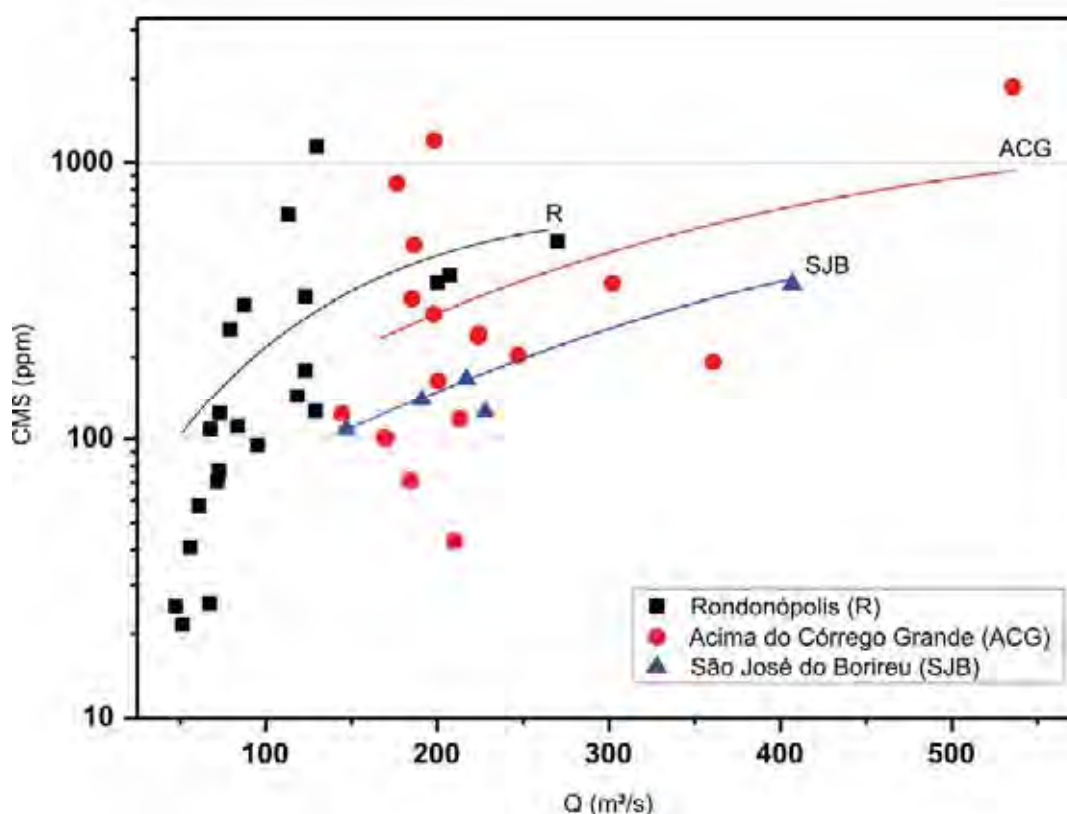


Figura 40 – Dispersão dos dados de CMS das séries temporais das estações sedimentométricas dos rios Vermelho e São Lourenço.

Esses valores dispersos em relação a outros obtidos para a C_{ss}, em Rondonópolis, foram investigados considerando os distintos comportamentos de resposta da vazão à precipitação nos períodos de seca e de chuva. No segundo retângulo tracejado, a C_{ss} de 519,84 mg/l na vazão de 269 m³/s, em janeiro do ano de 2002, foi quatro vezes maior do que no mesmo período no ano de 2000 (primeiro retângulo). Entretanto, os maiores valores encontrados de C_{ss} encontrados são dos meses de período de seca, como pode ser observado na figura 41, destacado pela flecha em preto. Um comparativo desse período, no mês de junho de 2003, a C_{ss} foi

de 1.149,89 mg/l em 130 m³/s, praticamente duas vezes maior que no mês de maio de 2000, 651 mg/l.

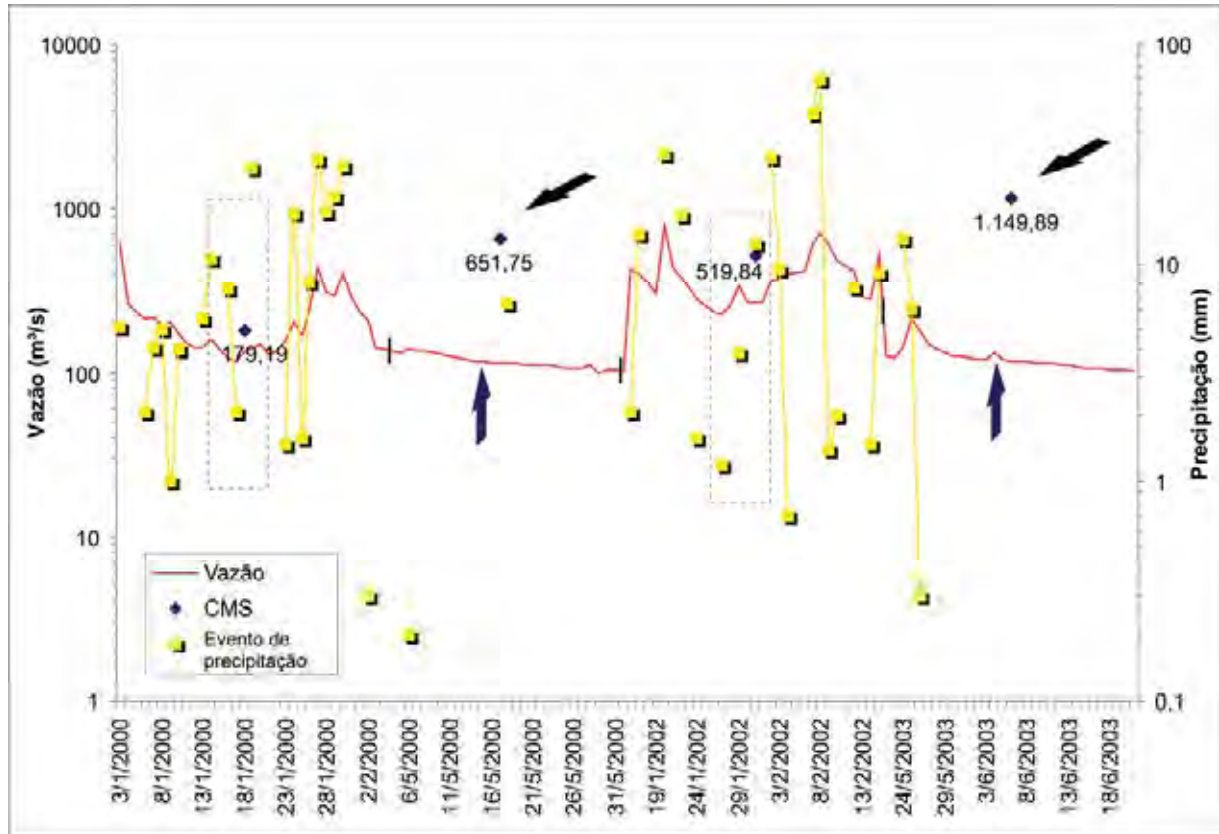


Figura 41 – Comportamento das variáveis: vazão vs. precipitação vs. concentração de sólidos suspensos, nos períodos mais significativos de entrada de sedimentos no canal. Os traços em preto marcam entre um período e outro. As linhas em amarelo que ligam os pontos representam as chuvas ocorridas em dias subsequentes. Os retângulos tracejados estão discutidos ao longo do texto. As unidades de CMS estão expressas em mg/l.

Altos valores de C_{ss} no período de seca decorrem de fluxos hiperconcentrados de sedimentos que chegam ao rio tronco-coletor do sistema fluvial, rio Vermelho, por vários de seus tributários intermitentes presente na porção média da bacia de drenagem. Não se descarta, ainda, a forma da bacia em círculo (Figura 7), concentrando os fluxos praticamente ao mesmo tempo no canal. Essa relação, também pode ser observada na curva-chave da estação de Rondonópolis para as baixas vazões (Figura 40).

Elevadas taxas de sedimentos que chegam ao canal a baixas vazões (flechas em azul, Figura 41), provavelmente, representam situações de histerese. É quando o pico da concentração de sedimento se dá antes ou após o pico da vazão. Entretanto, a dinâmica da C_{ss} no canal é diferenciada entre os períodos de seca e

de cheia, e novos dados de campo precisam ser coletados para avançar sobre essa dinâmica hidrossedimentar.

As estações a jusante de Rondonópolis, Acima do Córrego Grande e São José do Borireu, não apresentam grandes variações na relação entre vazão, concentração de sedimentos e precipitação.

Alguns valores de referência de fluxos de sedimentos no sistema fluvial São Lourenço–Vermelho indicam que a área crítica a erosão é a sub-bacia do rio Vermelho. Na vazão de 100 m³/s há um déficit de 1.070 ton/dia de sólidos totais da seção de Rondonópolis para a seção Acima do Córrego Grande. Na vazão maior que 270 m³/s, valor confiável de extrapolação do método para a estação de Rondonópolis, o déficit chega, em média a 33.200 ton/dia, da primeira para a segunda seção (Figura 42).

6.2.2.3. Transporte de sedimentos no canal

Com base nas curvas tracejadas e contínuas, nos gráficos da figura 43, a inclinação acentuada indica elevadas concentrações de sedimentos nas baixas vazões. À medida que a vazão aumenta a curva de concentração de sedimentos também aumenta, progressivamente, mas de forma sutil. Na seção de Rondonópolis, é nítida essa inclinação nas baixas vazões e na parte alta da curva, enquanto nas demais seções a jusante, essa relação é menos expressiva, principalmente na estação São José do Borireu.

A frequência de amostragem de sedimentos em suspensão na estação de Rondonópolis não abrange vazões maiores que 300 m³/s (Figura 43). Um conhecimento melhor da vazão sólida acima de 300 m³/s é possível com o traçado da curva-chave da relação vazão líquida e vazão sólida (Figura 43). É necessário agrupar mais dados de concentração de sedimentos em suspensão medidos nas diversas variações de vazão para uma avaliação mais significativa do regime sedimentológico dessa seção.

O método utilizado apresentou transporte de sedimentos do leito, maior que o transporte de sedimentos em suspensão nas baixas vazões, o que pode estar associado a um longo período sem ocorrência de chuvas e aporte de sedimentos finos no canal. Para tecer considerações sobre essa dinâmica, seria necessário usar

outros métodos como o método modificado de Einstein, a análise da tensão de atrito sobre o grão do leito (*shear stress*), a definição do número de Reynolds da partícula e/ou, ainda, a determinação dos parâmetros de Shields (força de arraste e força de estabilidade) que define as condições críticas do movimento inicial da partícula do leito.

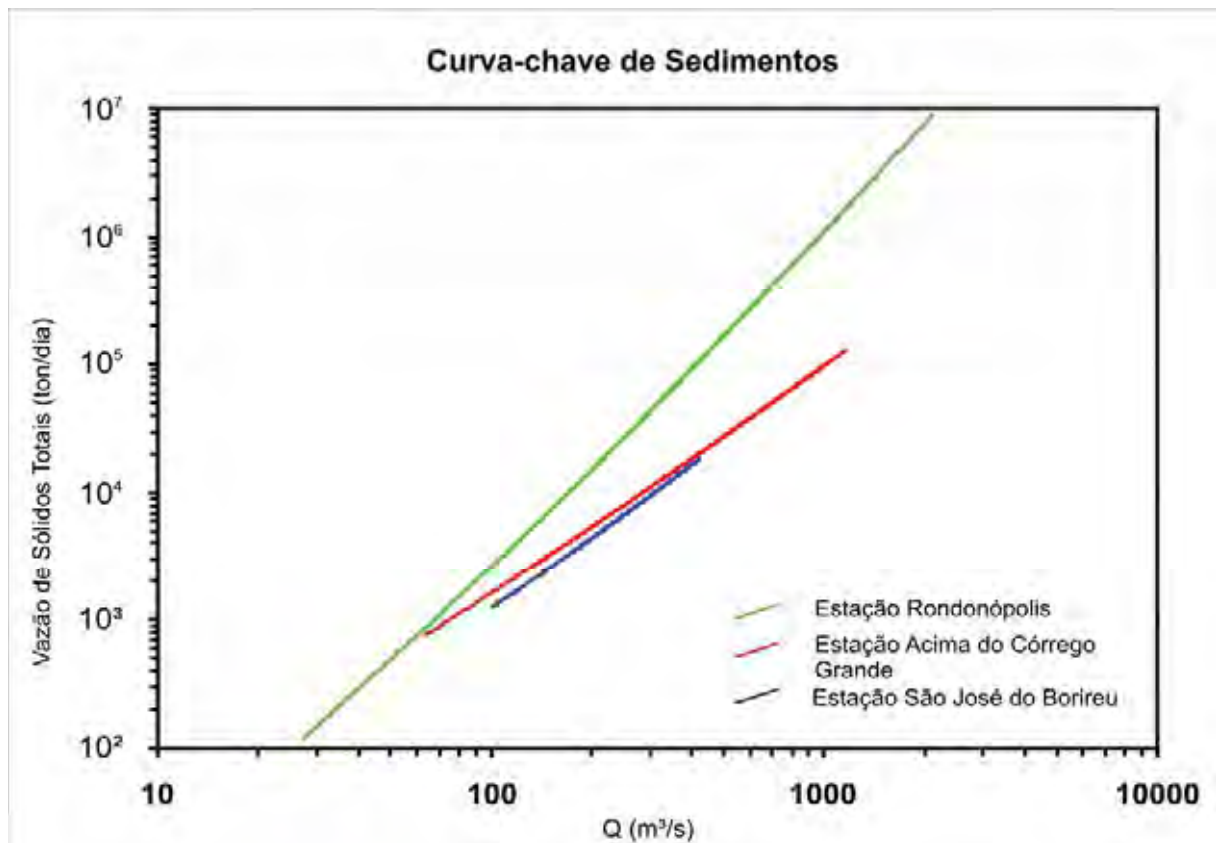


Figura 42 – Curva-chave de vazão de sólidos totais pela vazão líquida na escala bi-log. Observa-se, de forma geral, o balanço sedimentar entre as estações fluviométricas consideradas.

A média da vazão sólida total de cada estação não reflete correlações ideais de análise (Figura 44), mesmo que extrapolados os valores da vazão sólida total nas vazões de cheias na estação Rondonópolis, pois há um erro acumulado na parte superior da linha gráfica. Entretanto, entre as vazões 50 a 200 m³/s na estação de Rondonópolis, a disparidade entre a vazão sólida total é alta quando se compara com a estação Acima do Córrego Grande, um déficit de sedimento (Figuras 42 e 45).

A queda abrupta no gráfico de permanência da estação Acima do Córrego Grande, próximo a 95% e 85% na estação São José do Borireu, é o registro de período de seca excepcional (Figura 46). Na estação Rondonópolis, as variações de

vazão de máxima e mínima estão bem acentuadas na curva do gráfico, característica responsável pela alta declividade (50 cm/km) e leito confinado em planalto que exprime sensibilidade às oscilações do regime de débitos.

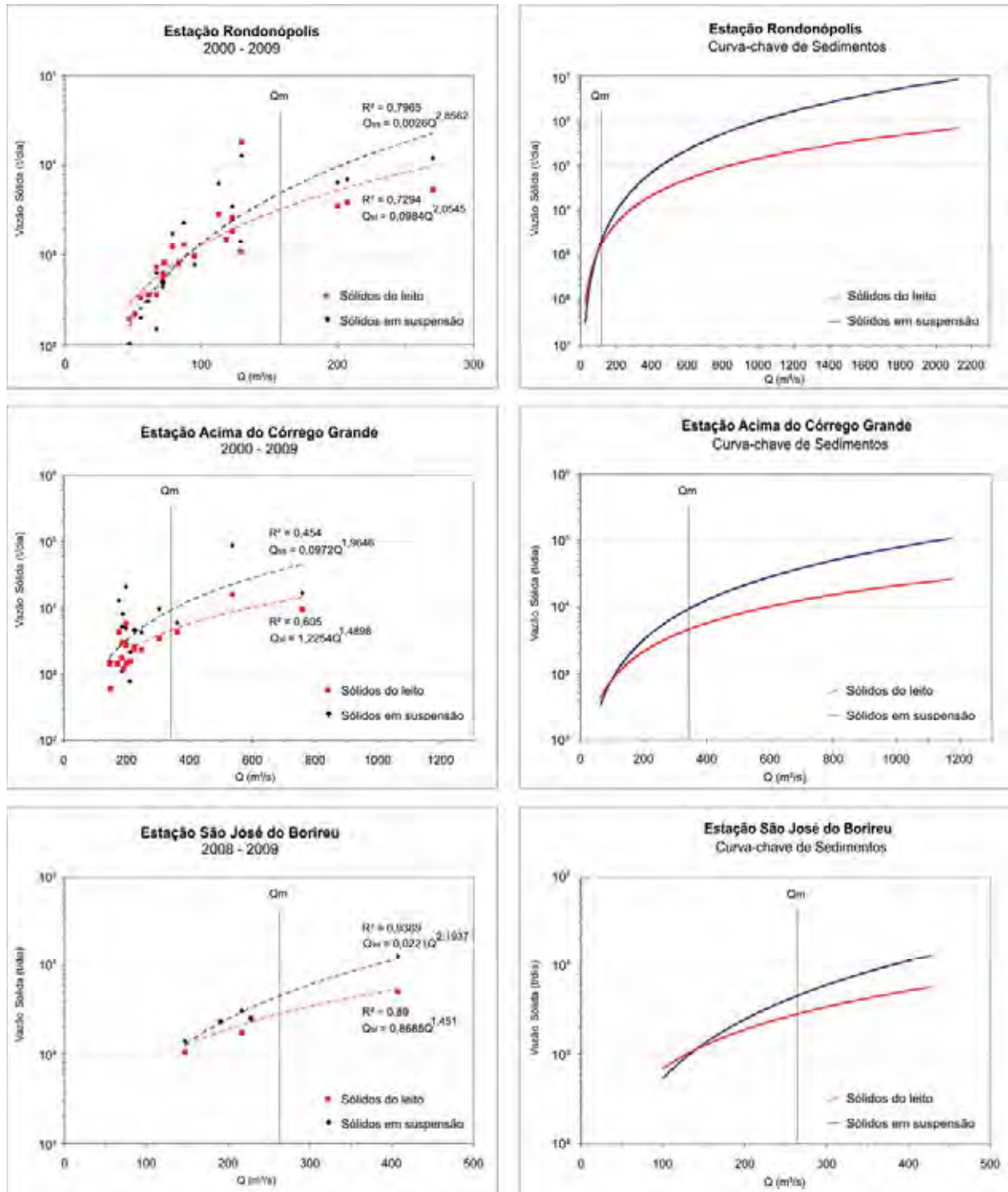


Figura 43 – Vazão de sólidos do leito e suspensão das estações sedimentométricas na escala logarítmica. A linha tracejada na primeira coluna indica a linha de tendência dos dados. Q_m = vazão média da série histórica (1970-2002).

A vazão de margens plenas na seção Acima do Córrego Grande é de 711 m³/s e possui permanência de 6,8% (Figura 46). A vazão de sólidos totais que passa nessa seção, referente à vazão de margens plenas, está em torno de 50.000 ton/dia. Parte desses sedimentos deposita-se no cinturão de meandros e parte se depositará no lobo distributário atual. A transferência de fluxos (energia e matéria) do canal para os lobos, a jusante, ocorre até a vazão se reduzir a um nível inferior a 398 m³/s, vazão de margens plenas na seção São José do Borireu que permanece 2,6% ou 9,5 dias/ano neste nível (Figura 46).

6.2.2.4. Balanço sedimentar

O trato deposicional do Pantanal é resultado do balanço sedimentar em uma vasta planície que vem, ao longo do tempo geológico, recebendo sedimentos das áreas-fontes do planalto. Sabe-se, de antemão, que o transporte de sedimentos fluviais assume uma dinâmica peculiar na planície pantaneira. A drenagem distributária e a redução de vazão, responsáveis pela agradação do canal-dique e assoreamento dos corpos d'água, não significa, necessariamente, elevada produção de sedimentos nas áreas de planalto.

Embora haja medição mensal de concentração de material em suspensão na bacia do alto rio Paraguai entre os anos de 1977 e 1981, realizadas pela extinto DNAEE (Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica) e medidas pontuais de sedimentos em suspensão no Projeto PNUMAD em 2004, não foi quantificada a entrada e a saída de sedimentos no Pantanal. Nas regiões do alto e médio Paraguai, [Carvalho et al. \(2005\)](#) estimou a produção de sedimentos na ordem de $17,36 \cdot 10^6$ ton/ano e uma parcela dessa, $10 \cdot 10^6$ ton/ano, se deposita na planície pantaneira. [Borges et al. \(1997\)](#) estimou a média dos fluxos de sedimentos em suspensão de $13,65 \cdot 10^6$ ton/ano na estação Porto Esperança. Ambos os autores, apontam que entre 36% e 42% dos sedimentos produzidos nas bacias de drenagem se depositam antes da estação Porto Esperança (Figura 1).

No sistema fluvial São Lourenço-Vermelho, o balanço sedimentar assim se configura (Figura 45): dos sólidos totais, em média 29.300 ton/dia passam na seção de Rondonópolis e 12.700 ton/dia depositam-se no próprio rio Vermelho. Uma contribuição de sedimentos chega pelo rio São Lourenço após a confluência entre

ambos os rios, que é registrada na estação Acima do Córrego Grande cerca de 16.600 ton/dia das quais, 8.270 ton/dia em média chegam à seção São José do Borireu, conforme a [tabela 10](#).

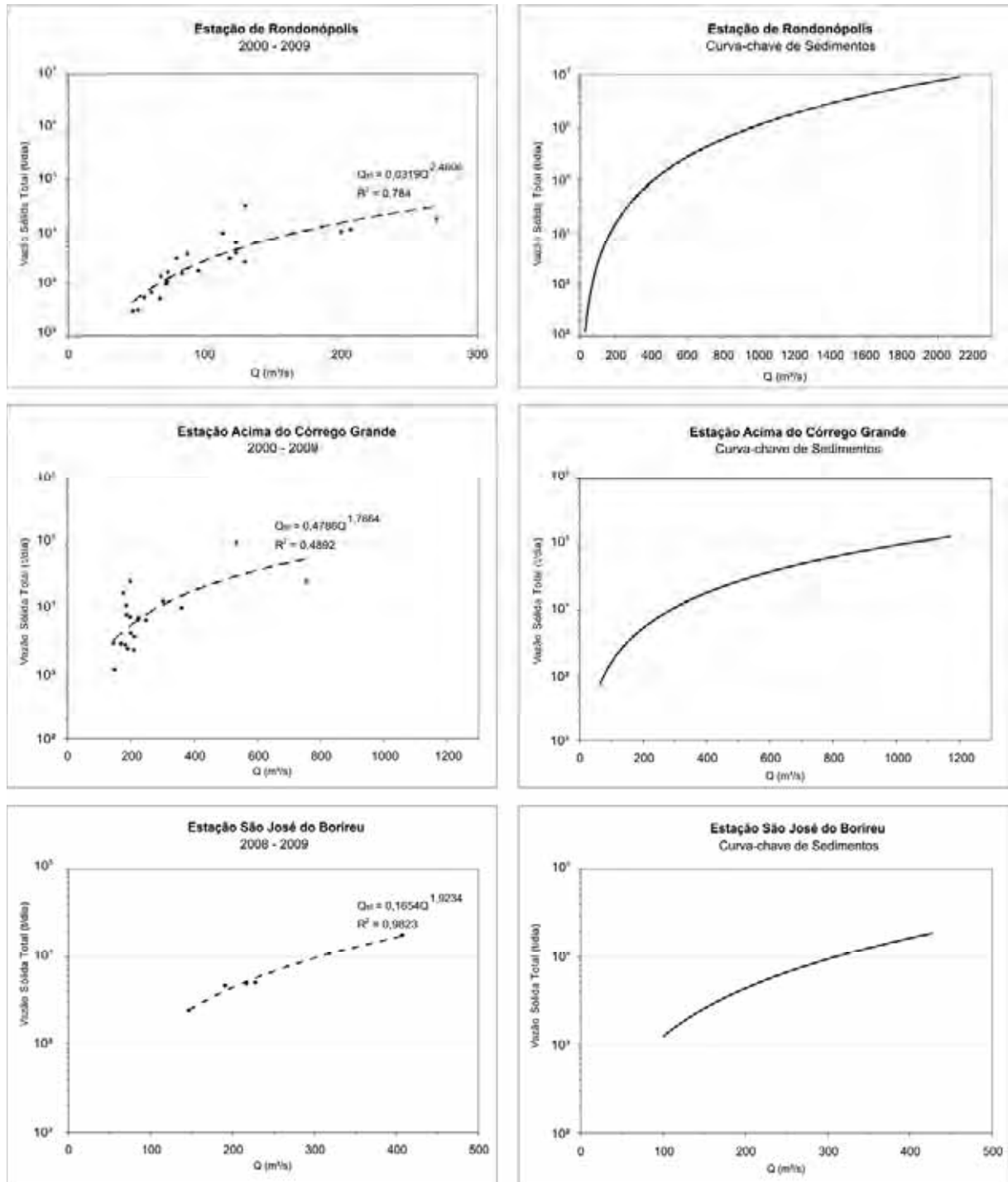


Figura 44 – Vazão de sólidos totais das estações sedimentométricas analisadas na escala logarítmica. A linha tracejada na primeira coluna indica a linha de tendência dos dados.

A média de sólidos em suspensão no rio Vermelho é de 23.400 ton/dia. Em média, 50,33% dessa carga chega à seção Acima do Córrego Grande, que dista cerca de 100 km da cidade de Rondonópolis. O balanço sedimentar nesse trecho deve ser reavaliado com maior número de medidas em campo, pois há contribuições significativas de sedimentos de dois rios importantes da bacia. A 18 km a jusante de Rondonópolis, o rio Ponte de Pedra que, apesar de estar encaixado sobre rochas cristalinas, possui barras em pontal, identificadas em fotografia aérea (Figura 19). Em direção à jusante, a 35 km de Rondonópolis, onde confluem os rios Vermelho e São Lourenço, há um incremento significativo de fluxos (vazão e sedimentos) provenientes da área-fonte do rio São Lourenço (Figura 45).

Tabela 10 – Valores médios de vazão de sólidos obtidos a partir da série histórica de vazão diária das estações de monitoramento.

Est.	Q _{ss} (ton/dia)	Q _{sl} (ton/dia)	Q _{st} (ton/dia)
Sedimentométrica			
Rondonópolis	23.463,3	5.922,5	29.385,8
A. Córrego Grande	11.810,0	4.849,7	16.659,7
S. José do Borireu	5.307,8	2.962,5	8.270,3

O volume de sedimentos suspensos que passa pela estação Acima do Córrego Grande está em torno de 11.800 ton/dia e se distribui por 300 km, do curso do rio São Lourenço até a foz com o rio Cuiabá. Uma parte do volume de sedimento se deposita no canal e no cinturão de meandros embutido em vale inciso. Outra parte é fracionada entre os paleocanais no lobo distributário atual e, por fim, uma parcela de 5.300 ton/dia chega até a estação São José do Borireu, que flui em direção ao lóbulo atual (Figura 45).

De acordo com [Carvalho et al. \(2008\)](#) as taxas de aumento da carga sólida suspensa do rio São Lourenço na seção Acima do Córrego Grande aumentaram em 66,80% entre os anos de 1977 e 2002, com média de 11.521 ton/dia. O valor médio encontrado neste trabalho, pouco acima, indica que a taxa no aumento de sedimentos no canal está entre 1 e 2%. Não só o rio Taquari na seção de Coxim teve aumento de 48,35% nas taxas de sedimentos em suspensão entre os anos de 1966 e 1995, com média de 11.287 ton/dia, mas também o rio Cuiabá. Na seção

Cuiabá, o aumento foi nas taxas de 50,83% entre os anos de 1962 e 2002, com média de 6.424 ton/dia. Os autores atribuem ao aumento de sedimentos no canal à agricultura extensiva e ao desflorestamento no planalto, sem controle de ocupação.

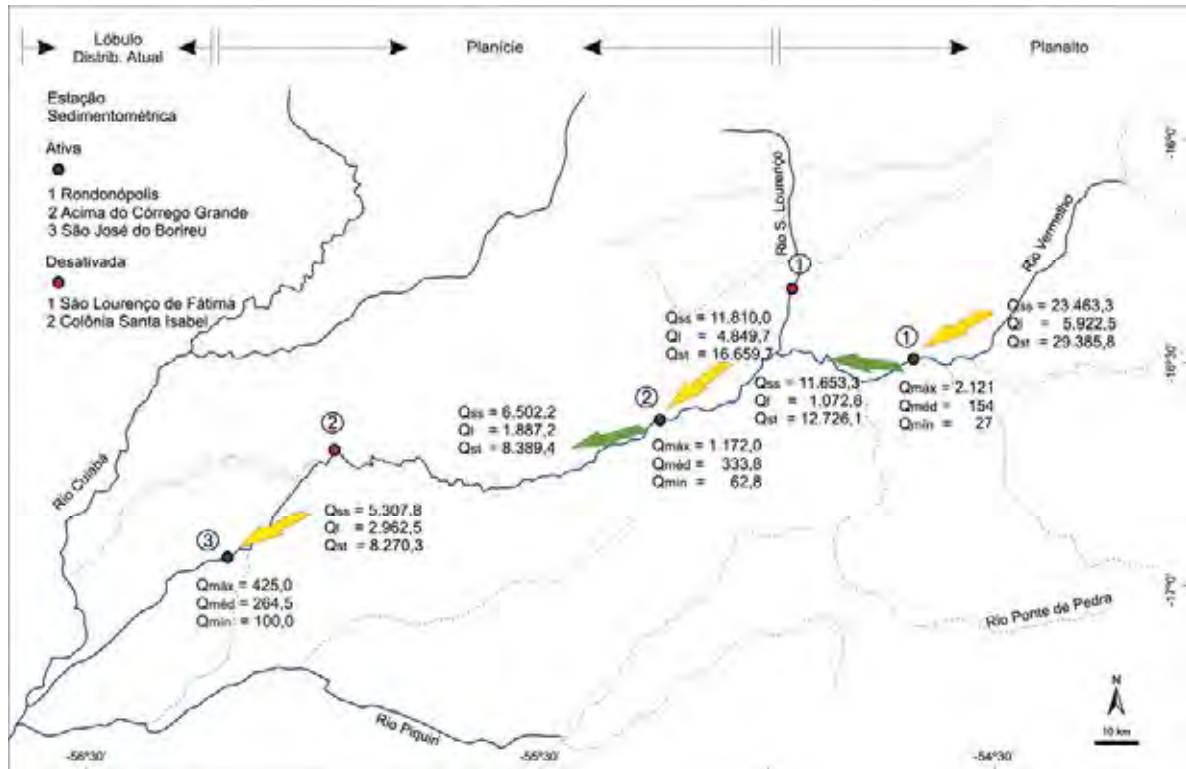


Figura 45 – Balanço hidrossedimentar do sistema fluvial São Lourenço-Vermelho. A unidade dos valores das vazões sólidas (Q_{st} , Q_{sl} e Q_{ss}) está expressa em ton/dia e a unidade das vazões em m^3/s . As setas em amarelo representam os sedimentos que passam nas estações fluviométricas/sedimentométricas, e as setas em verdes, o sedimento que se deposita no canal entre uma estação a outra.

6.2.3. Vazão formativa e as influências na morfologia do canal fluvial

O conhecimento obtido até o momento sobre o sistema fluvial do rio São Lourenço-Vermelho inclui: a) as variações no padrão de canal e nas características físicas da interação canal-planície fluvial; b) o comportamento geométrico-hidráulico na seção e a jusante; e c) o transporte de sedimentos sólidos (leito, suspenso e total). Não se chegou ainda o conhecimento da vazão responsável pela forma e manutenção da morfologia do canal e pelo transporte de sedimentos a longo-prazo. [Wolman e Miller \(1960\)](#), [Simon et al. \(2004\)](#), [Crowder e Knapp \(2005\)](#) e [Ma et al. \(2010\)](#) tecem comentários acerca da vazão de formação do canal ou vazão

dominante, e tal teoria vem sendo considerada na aplicação em projetos de reabilitação do canal e de gestão ambiental (Shields *et al.* 2003 e Schmidt e Morche 2006).

Entre vários fatores, a má definição do termo vazão formativa ou vazão dominante reflete subjetividades na sua aplicação. Nas literaturas correntes, a vazão formativa pode ser estabelecida de três formas: a) pela vazão das margens plenas (*bankfull*) – (Q_b); b) pela vazão com um período de recorrência específico; ou c) pela vazão efetiva (Q_{ef}).

Leopold e Maddock (1953) definiram a vazão de *bankfull* como a fase em que o fluxo do rio enche completamente o canal e, acima desse limite, ocorre o transbordamento das águas do canal para a planície. Os autores entendem que a vazão possui significado morfológico porque marca a transição das mudanças hidráulicas e as relações dos limites físicos em função do aumento da vazão até o extravasamento para a planície de inundação. É, portanto, o fluxo de maior eficiência e/ou manutenção das dimensões médias do canal (Lenzi *et al.* 2006).

Wolmam e Miller (1960) definem vazão formativa como aquela que possui uma frequência de retorno de 1,5 anos ($Q_{1,5}$). Leopold e Maddock (1953) estipulam esse período de retorno da vazão como um critério para determinar a Q_b .

A vazão efetiva é definida como a descarga ou a força que é capaz de transportar uma grande quantidade de sedimento ao longo do tempo (Wolmam e Miller 1960). Originalmente, os autores determinaram a vazão efetiva com dados de sedimentos suspensos, ao mesmo tempo em que outros trabalhos utilizaram os dados dos sedimentos do leito para determinar a vazão efetiva por essa a mais condizente nos processos de formação e mudanças morfológicas do canal (Leopold 1994, Knighton 1998 e Lenzi *et al.* 2006). Estes autores consideram que o transporte do material do leito é o principal fator geomorfológico e o rolamento desses sedimentos pode ser menor do que o próprio sedimento transportado. E, segundo esses autores, em menor desempenho geomorfológico no canal estão os sedimentos em suspensão.

A vazão formativa ou vazão dominante é compreendida como a vazão responsável pelas modificações na morfologia do canal, e na prática será analisada a partir da vazão de margens plenas, da vazão de igual período de retorno e da vazão efetiva.

A vazão formativa foi investigada e avaliada com base nos registros hidrológicos (vazões diárias anuais e frequência de ocorrência das vazões) e morfológicos (perfil transversal da seção) nos principais segmentos definidos nesse estudo.

Dois picos na curva de vazão efetiva são visualizados na seção de Rondonópolis (Figura 46A). O primeiro está associado com a vazão de margens plenas (Q_b), 2.121 m³/s e o segundo corresponde à vazão efetiva (Q_{ef}), 450 m³/s. Entre 2003 e 2008, nenhum registro de Q_b foi encontrado e, no mesmo período, mudanças morfológicas no leito do canal foram verificadas. O fato se concretiza com a análise dos hidrogramas da seção em que se pode verificar a ocorrência de picos anuais da vazão efetiva e nenhum para as de margens plenas (Figura 47). Conclui-se que a vazão dominante na seção de Rondonópolis é determinada pela Q_{ef} como a principal vazão modificadora do canal.

No histograma da vazão efetiva se observa característica modal para as estações Acima do Córrego Grande e São José do Borireu. Nessas duas últimas estações, a vazão efetiva é determinada em 1.120 m³/s e 315 m³/s respectivamente, enquanto as vazões de margens plenas, determinadas por análise geométrica da seção, foram definidas a 711 m³/s e 398 m³/s (Figura 46 – B, C).

A vazão dominante na seção Acima do Córrego Grande é definida pela vazão de margens plenas. Nos períodos de 2002 a 2005 verificaram-se mudanças morfológicas no leito da seção. Entretanto, não consta registro da vazão efetiva na série hidrológica durante o período analisado (Figura 48 – D, F).

Na seção São José do Borireu, instalada no médio baixo curso do rio São Lourenço, constatou mudanças na morfologia do canal e valores de Q_b e Q_{ef} foram atingidos no período observado entre 2002 a 2005 (Figura 49). Para dirimir dúvidas na definição da vazão dominante nessa seção, foi considerada a permanência dos valores de fluxos separadamente para cada ano, como segundo critério. A maior mudança morfológica da seção foi nos anos 2004/2005 e a ocorrência Q_b foi < 1%, enquanto a Q_{ef} foi de 24% (Figura 49 – C, F) o que corresponde a 2,73 dias e 65,52 dias em 273 dias de registro hidrológico, respectivamente.

A interpretação dos dados morfológicos, regime hidrológico e permanência apontam a vazão efetiva a de maior importância geomorfológica no canal para a estação São José do Borireu. No entanto, vale ressaltar que é preciso dados de

campo e investigações mais acurada para melhor definir os valores da vazão formativa nas seções Acima do Córrego Grande e São José do Borireu.

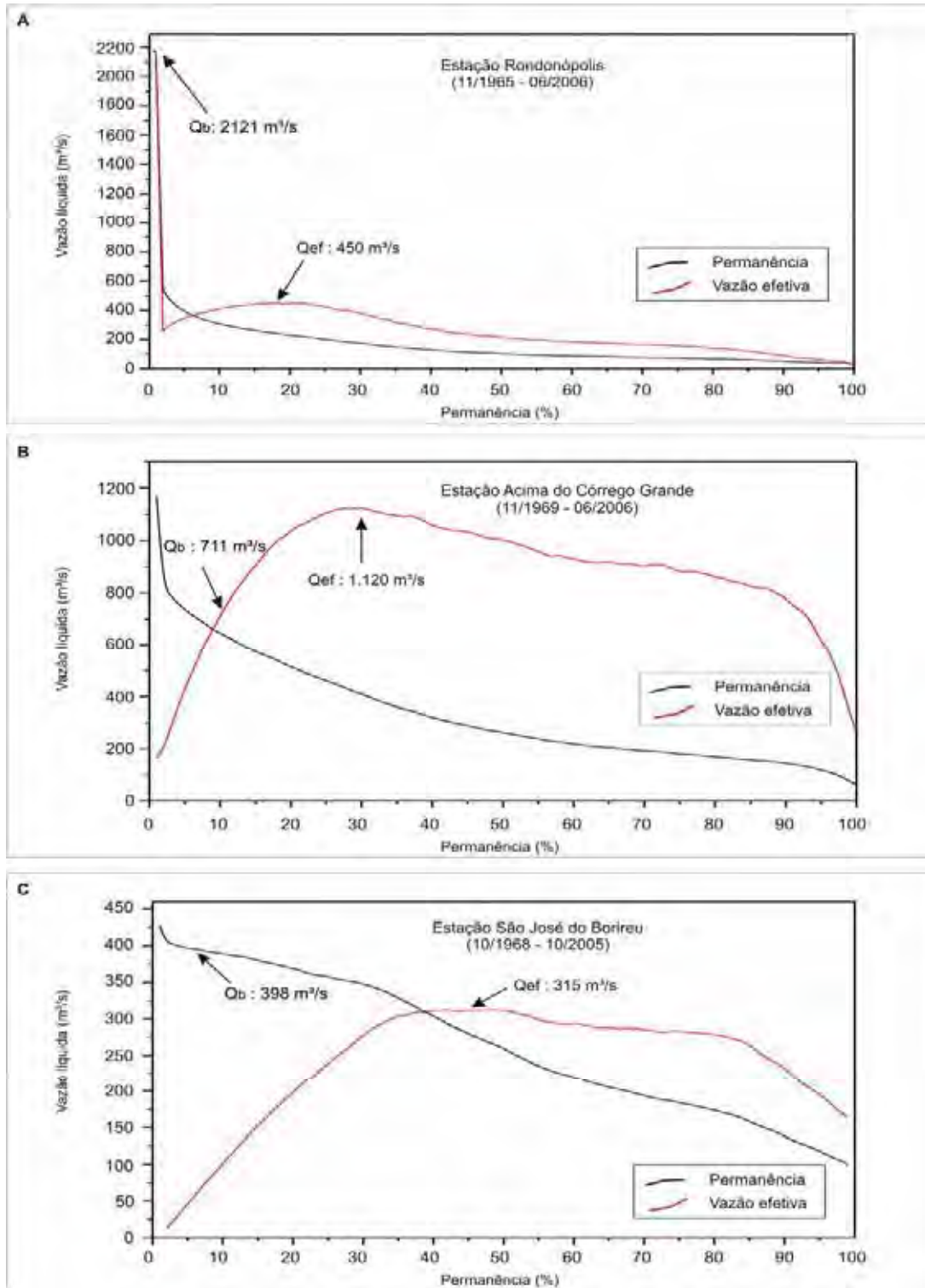


Figura 46 – Histograma da vazão efetiva (Q_{ef}) derivada da vazão sólida do leito (Q_{sl}) (Tabelas 7, 8 e 9; Figura 43) e da curva de permanência em relação à vazão diária das seções fluviométricas do sistema fluvial rio São Lourenço-Vermelho. Q_b = vazão de *bankfull* (margens plenas).

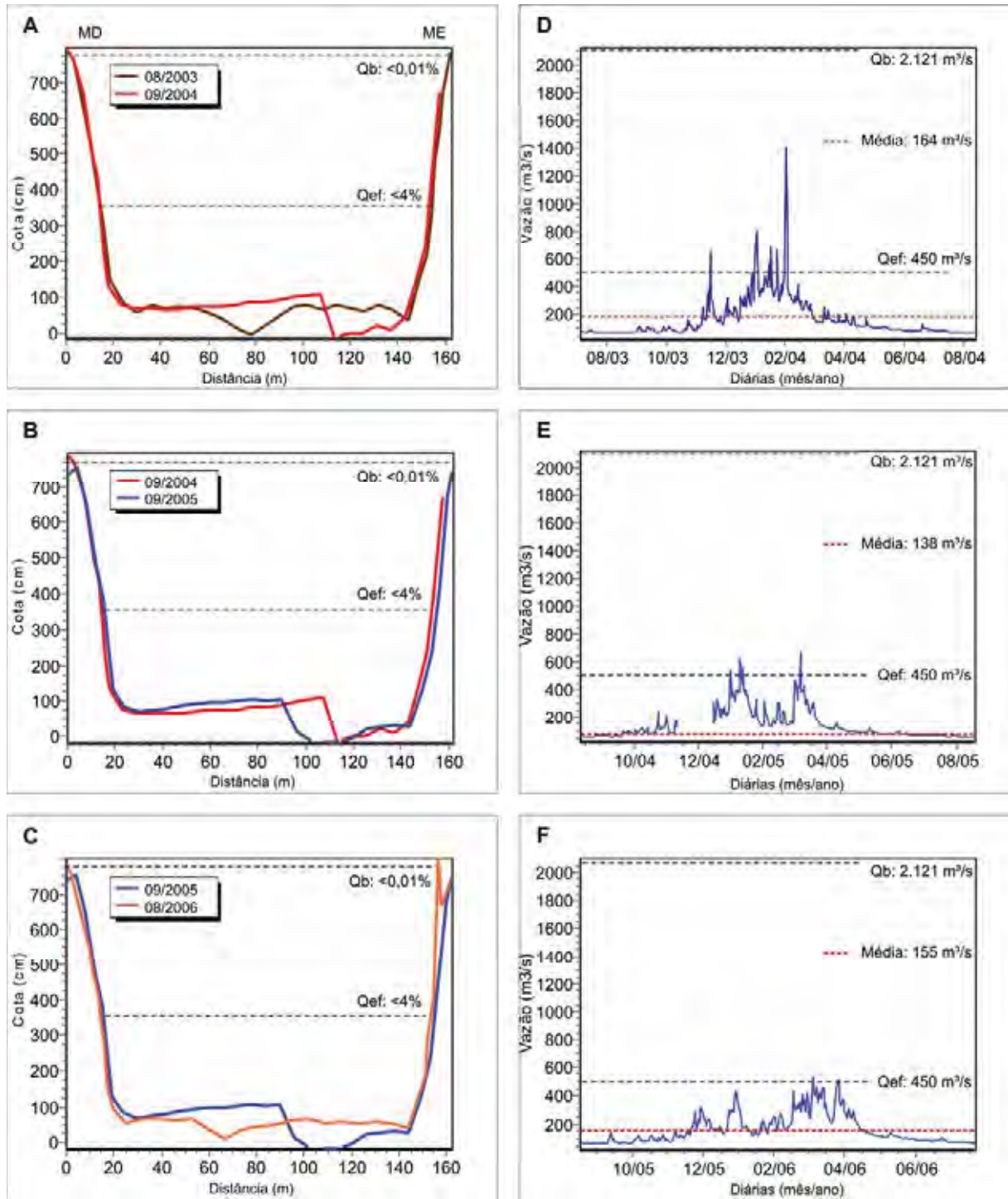


Figura 47 – Perfil transversal do canal na seção de Rondonópolis nos anos de 2003 a 2006 (ME: margem esquerda; MD: margem direita). Hidrogramas anuais equivalentes ao mesmo período do levantamento batimétrico da seção.

Crowder e Knapp (2005) fazem menções a algumas dificuldades de validar a vazão de *bankfull* ou vazão efetiva como a vazão formativa para a morfologia do canal. Especificamente nesse caso, os autores sugerem duas vazões na formação e manutenção do canal. Uma dessas pode ser inferior à vazão de *bankfull*, enquanto a

outra pode ser igual ou superior à vazão efetiva. *Shields et al. (2003)* sugerem que, nesses casos, sejam considerados métodos adicionais para validar e comparar os papéis de Q_b e Q_{ef} incorporando às análises tensões e fluxos de energia que ocorrem em várias vazões ao longo do rio.

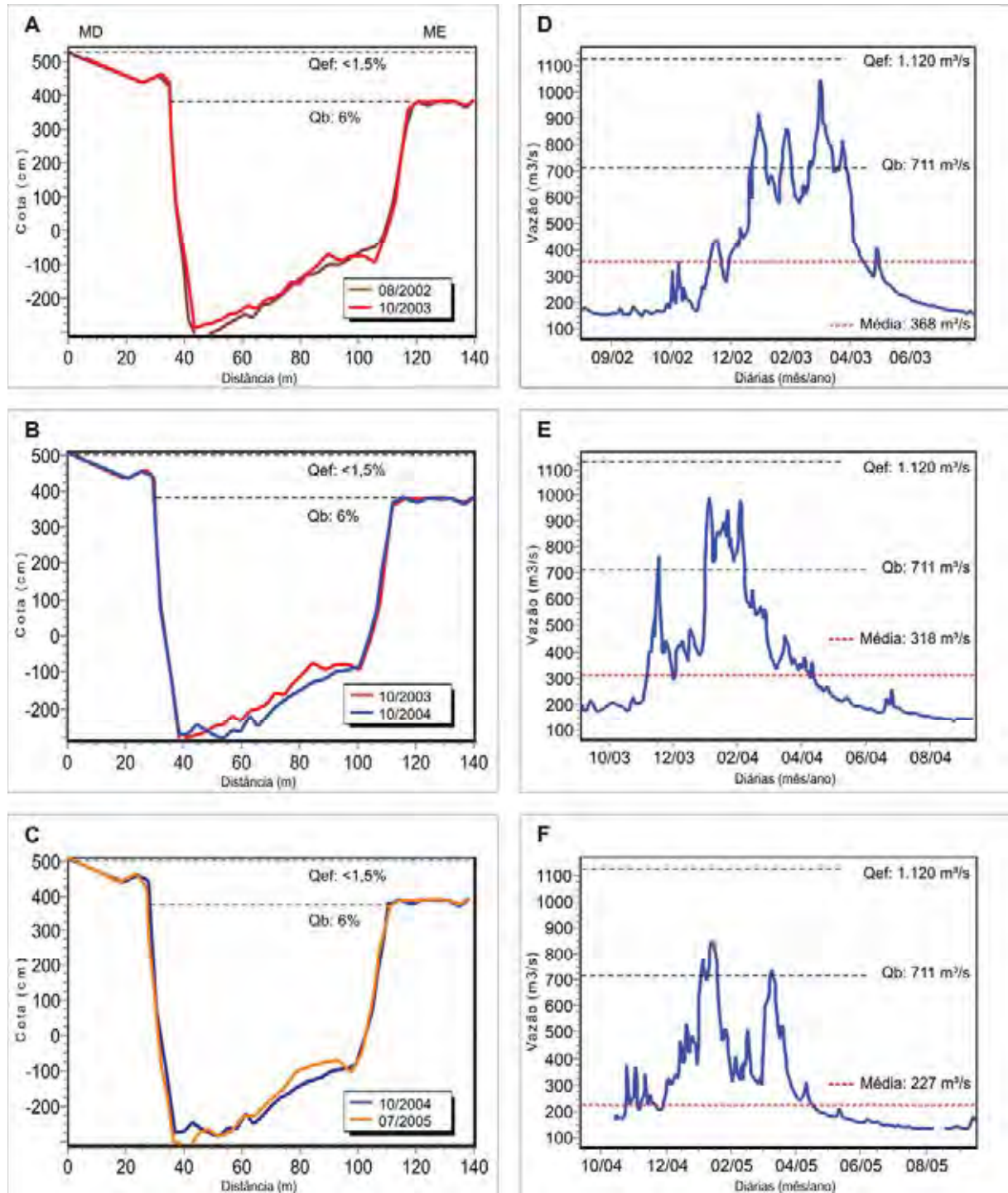


Figura 48 – Perfil transversal do canal na seção Acima do Córrego Grande nos anos de 2002 a 2005 (ME: margem esquerda; MD: margem direita). Hidrogramas anuais equivalente com o mesmo período do levantamento batimétrico da seção.

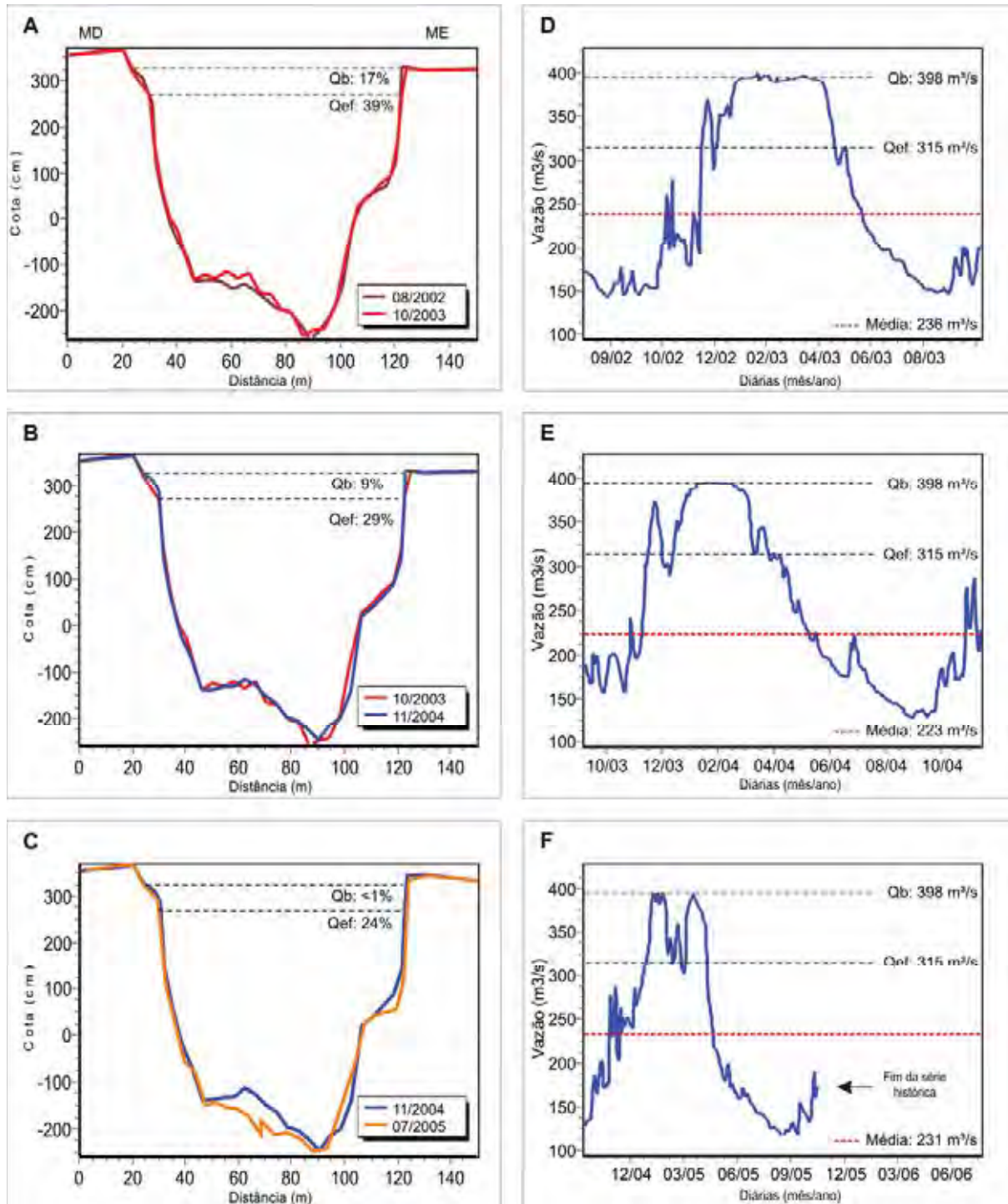


Figura 49 – Perfil transversal do canal na seção São José do Borireu nos anos de 2002 a 2005 (ME: margem esquerda; MD: margem direita). Hidrogramas anuais equivalente com o mesmo período do levantamento batimétrico da seção.

6.3. Conclusões

A teoria da geometria hidráulica é uma importante ferramenta de análise porque permite caracterizar o comportamento quantitativo da morfologia do canal na

sua seção transversal e a jusante, por meio das variáveis de profundidade média, velocidade e largura.

Na seção transversal, essa teoria deu suporte para avaliar o comportamento das variáveis na seção, sobretudo na definição das cotas e vazões de transbordamento de água do canal para a planície (*bankfull discharge*). O comportamento dessas variáveis revela que a profundidade se sobrepõe à velocidade e à largura em resposta às modificações na vazão, para cada seção analisada. Com exceção da estação de Rondonópolis, as vazões de transbordamento são 711 m³/s (cota de 392 cm) e 398 m³/s (cota de 327 cm) nas estações Acima do Córrego Grande e São José do Borireu, respectivamente.

Estudos de geometria hidráulica no sistema fluvial São Lourenço-Vermelho a jusante permitiram compreender o seu funcionamento como um todo. O expoente alto de 0,75 para a variável velocidade revela que em todo o sistema a dinâmica de vazão é a que mais se modifica. Decorre do aumento na vazão dos seus tributários provenientes da bacia de drenagem e a 100 km de Rondonópolis a jusante, o canal começa a perder água para as áreas adjacentes. O valor de 0,06 obtido para a largura reflete a baixa capacidade dessa variável de adaptar-se ao aumento da vazão.

Em relação à hidrossedimentologia do sistema fluvial do São Lourenço-Vermelho, as maiores concentrações de sedimentos que chegam ao canal estão no período de seca, nos meses de abril e maio. A forma da bacia de drenagem (anfiteatro de erosão), inúmeros canais intermitentes nas médias vertentes, associados com o uso da terra nessa época são os fatores que mais contribuem para a produção e entrada de sedimentos no canal provenientes da área-fonte.

Os estudos de geometria hidráulica revelam a baixa eficiência no transporte de sedimentos do rio Vermelho nas vazões próximas a 100 m³/s, as quais registram maiores quantidades de sedimentos em suspensão no canal. Essa relação indica que a sedimentação do canal está ocorrendo, principalmente, nas baixas vazões no período de seca.

De montante a jusante, entre as estações fluviométricas de Rondonópolis e São José do Borireu, o balanço sedimentar da vazão dos sólidos totais no sistema fluvial São Lourenço-Vermelho, ficam assim distribuídos, em média: 1) 29.385 ton/dia que chegam na primeira estação; 16.659 ton/dia são registrados na estação Acima do Córrego Grande, a qual se inclui uma parte proveniente do rio São Lourenço e rio

Ponte de Pedra; desta 8.270 ton/dia chegam até a última estação, a qual ainda dista aproximadamente 90 km da foz com o rio Cuiabá.

As discussões apresentadas no item anterior deixam claro que não é a vazão de *bankfull*, nem a vazão de 1,58 anos de recorrência a vazão formativa do canal nas seções Rondonópolis e São José do Borireu, mas a vazão efetiva. Tais valores são atingidos a 450 m³/s e a 315 m³/s, no segundo caso. Para a estação Acima do Córrego Grande a vazão de margens plenas é a vazão formativa no médio curso do rio São Lourenço.

É na bacia de drenagem do rio Vermelho que ocorre a maior produção de sedimentos. As características evidenciadas pela análise das variáveis de geometria hidráulica na seção de Rondonópolis indicam baixa potência/capacidade de transporte de sedimentos, dos quais a maior parte que entra no sistema fluvial fica depositada no próprio rio Vermelho.

7. MUDANÇAS AMBIENTAIS RECENTES NO BAIXO CURSO DO RIO SÃO LOURENÇO (LOBO DISTRIBUTÁRIO ATUAL)

A planície do Pantanal é um extenso trato de sistemas deposicionais, cuja característica mais marcante é a presença de megaleques construídos por rios. Três condições principais requerem o pleno desenvolvimento de leques fluviais: a) desconfinamento do canal das áreas de planalto para a planície, com abrupta redução da declividade; b) produção de sedimento na área-fonte suficiente para a construção do leque; e c) condições climáticas favoráveis ao transporte de grandes volumes de sedimentos (Horton e DeCelles 2001).

Leques construídos por rios geralmente têm forma semicircular, baixa declividade e rede de drenagem radial, que dispersa o fluxo do ápice para sua franja (Schumm 1977). Considerando a frequência e a magnitude de cheias na planície, o canal é o maior responsável pela modelagem topográfica dos elementos fisiográficos. Rachocki (1981) considera lobos como unidade básica dos leques aluviais, sendo as geoformas que mais se destacam.

Os leques apresentam dinâmica sedimentar marcada por construção e abandono de lobos deposicionais. Sua geometria é caracterizada por formas alongadas que expressam o padrão deposicional de corpos arenosos resultantes do desconfinamento do fluxo e da divisão do canal principal. O padrão de drenagem é distributário nos lobos deposicionais devido à redução de vazão à jusante e sucessivas bifurcações do canal (Denny 1967 e Schumm 1977).

A classificação de leques aluviais proposta por Stanistreet *et al.* (1993) é a que melhor se ajusta aos leques do Pantanal. Leques dominados por fluxos gravitacionais, com dimensões de alguns quilômetros ocorrem adjacentes às escarpas dos planaltos adjacentes à leste. Leques fluviais, sejam construídos por rios entrelaçados ou por rios de baixa sinuosidade a meandrantés, têm dimensões variadas e possuem canal principal bem definido que muda de curso com certa frequência (Figura 50).

Horton e DeCelles (2001) atribuíram o termo megaleque aos leques com área superior a 1.000 km², como os leques construídos pelos rios Kosi e Gandak, na Índia, Gohain e Parkash (1990). O Pantanal é caracterizado pela presença de megaleques fluviais, tendo sido já descritos os megaleques do Taquari (Assine 2003 e 2005 e Zani *et al.* 2006) e do Paraguai (Silva *et al.* 2007 e Assine e Silva 2009).

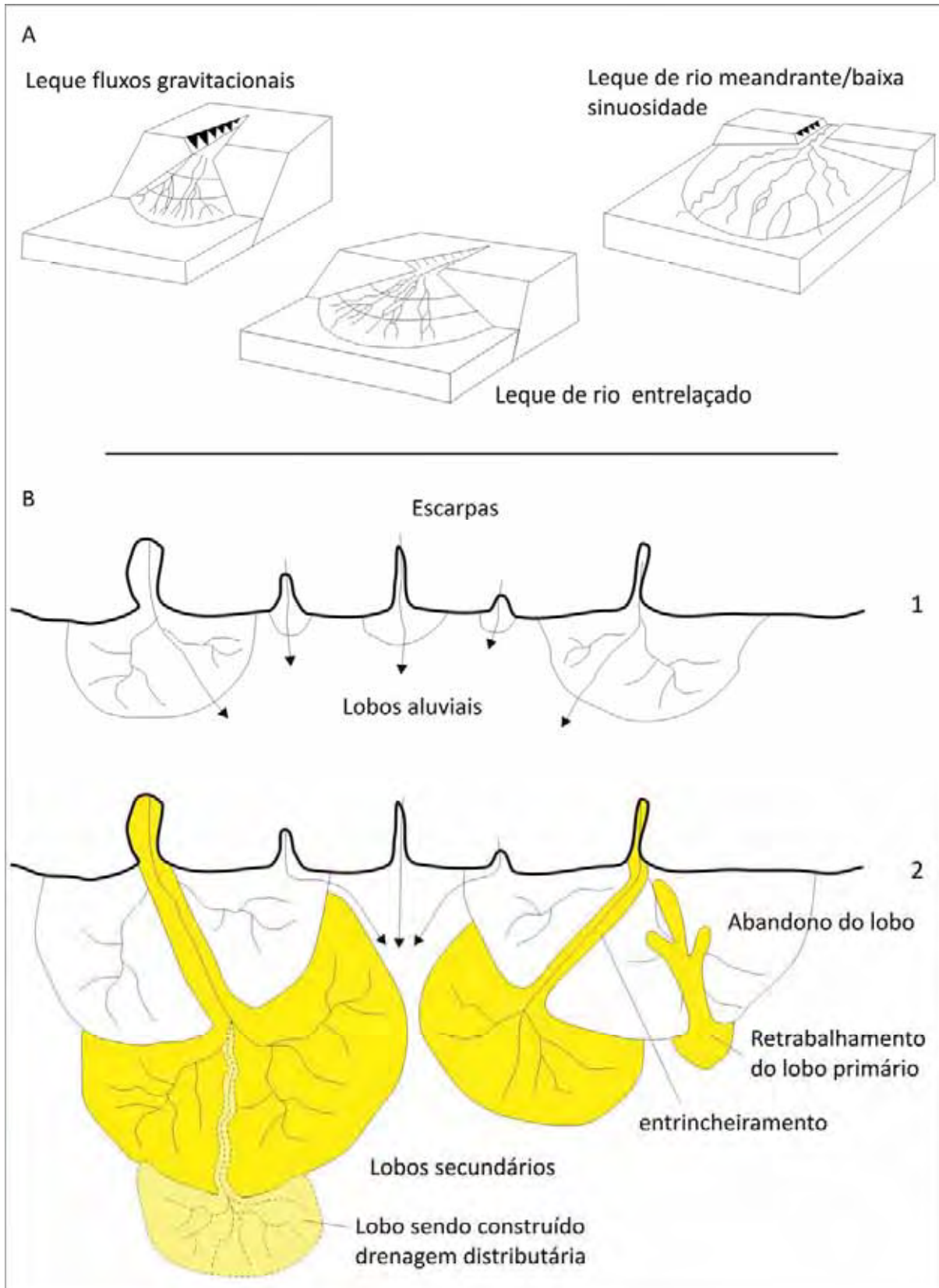


Figura 50 – Leques aluviais: A) classificação conforme Stanistreet *et al.* (1993); B) Modelo evolutivo (mod. Schumm 1977): 1) a sedimentação ocorre adjacente às escarpas formando lobos primários proximais; 2) formação de lobos secundários em decorrência de queda do nível de base, com entrincheiramento do canal no lobo primário e progradação na porção distal.

Outro importante megaleque do Pantanal é o que vem sendo construído pelo rio São Lourenço no seu médio e baixo curso ([Figura 1](#)), cuja caracterização geomorfológica encontra-se no capítulo 4. O médio curso do rio São Lourenço caracteriza-se pela presença de um cinturão de meandros ativo. No baixo curso está sendo construído o lobo deposicional atual, cuja dinâmica sedimentar e evolução geomorfológica é tema deste capítulo.

7.1. Objetivos

A ausência de datações na porção distal do megaleque tem motivado a aplicação de técnicas que auxiliem a interpretação cronológica relativa dos eventos de abandono e construção dos lóbulos no lobo distributário atual.

A orientação preferencial e a mobilidade dos canais nos diversos compartimentos do megaleque, sejam eles tributários ou distributários, é de difícil reconhecimento, assim como a interpretação da sequência dos eventos deposicionais. Processamentos de imagens orbitais, em geral, não têm mostrado nitidamente a rede distributária e os lobos existentes no megaleque do São Lourenço.

São objetivos deste capítulo a definição dos padrões de drenagem, a caracterização do lobo deposicional atual, o estabelecimento da cronologia relativa de seus diversos lóbulos, bem como a previsão do sentido preferencial de construção e abandono dos novos lóbulos distributários.

7.2. Métodos e meios

Para o desenvolvimento do trabalho, imagens orbitais foram armazenadas em banco de dados (SIG), sendo todas registradas e unificadas no mesmo *datum* WGS-84. Obtiveram-se mosaicos do satélite Landsat 5 Geocover 2000 (bandas 7, 4, 2) reamostradas para 14,25 m. Foram também utilizadas imagens de 1976 do satélite Landsat 2 (bandas 4, 3, 2), imagens de 1985 do satélite Landsat 3 (bandas 4, 3, 2) e imagens de 2008 do sensor ASTER (bandas 1, 2 e 3). A composição dos canais foi

gerada no software Envi 4.5, que possibilitou realçar as geoformas deposicionais e redes de drenagem e de paleodrenagem na parte proximal do megaleque.

Modelo Numérico de Terreno (MNT) é uma representação matemática de uma distribuição espacial (fenômeno) que ocorre na superfície terrestre (Felgueiras 2001). O *Modelo Digital de Elevação* (MDE) é um MNT e é construído a partir do armazenamento de cotas altimétricas em arquivo digital estruturado numa matriz de colunas (y), linhas (x) e cotas (z) (Valeriano 2008).

Informações obtidas a partir de modelos digitais de elevação são aplicadas nas diferentes áreas do conhecimento, desde a aplicação em empreendimentos de engenharia (corte de estradas, criação de aterros, etc) a estudos de cunhos científicos na geologia, geofísica, geomorfologia, ecologia, entre outros (Zyl 2001). Usa-se ainda como ferramenta de monitoramento de áreas inundáveis e registros de deformação da superfície após terremotos e vulcões.

Diversos pesquisadores têm aplicado MDE em estudos de geomorfologia e paleoidrologia (Jones 2002, Valeriano 2004, Grohmann 2005, Petts e Gurnell 2005, Vallet-Coulomb *et al.* 2006, Zani *et al.* 2006, Wise 2007, Hengl *et al.* 2008, Paz *et al.* 2008, Paillou *et al.* 2009 e Zani e Assine 2009). Valeriano (2008) utilizaram MDEs para extrair medidas geométricas da superfície e identificar variáveis morfológicas para a caracterização de unidades da paisagem.

No desenvolvimento deste trabalho, imagens da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) os valores anômalos foram corrigidos para ajuste dos dados altimétricos inconsistentes. Aplicou-se posteriormente a ferramenta *density slice* para visualizar superfícies características de lobo deposicional no megaleque do rio São Lourenço. No software Global Mapper 9.0 refinou-se a paleta de cores altimétricas para realce das formas morfométricas identificadas nos MDE.

O efeito dossel nessas imagens contribuiu para o realce da geomorfologia, visto que a vegetação arbórea é inversamente proporcional à permanência de água na planície como apontado por Casco *et al.* (2005) e Corradini *et al.* (2006).

A versatilidade do modelo tridimensional (MDE) na extração de informações morfológicas e geomorfológicas é o ajuste da variável dependente **z** para melhor modelar a uma superfície as observações do fenômeno na superfície. Modelo de superfície de tendência é uma dessas técnicas que separa dados mapeáveis em duas componentes: uma de natureza regional que representa a própria superfície, e outra que revela as flutuações locais, geralmente mascarada por padrões mais

gerais. O método da análise de superfície de tendência realça as flutuações locais de acordo com o grau do polinômio usado para ajustar a superfície a todos os dados amostrados (Landim 1998 e Landim e Corsi 2001).

Os modelos criados de superfície de tendência têm sido aplicado nas ciências geológicas, como por exemplo no estudo das variáveis morfométricas do terreno do centro-leste da região nordeste do Brasil (Grohmann 2005 e Grohmann *et al.* 2007). No Pantanal o método foi aplicado na evolução do megaleque do Taquari e nas suas mudanças morfológicas (Zani *et al.* 2006) e no reconhecimento de geoformas deposicionais em tratos de sistemas deposicionais (Zani *et al.* 2009b).

Com base em modelos digitais de elevação (MDE) e de modelos matemáticos que permitem a definição de superfícies de tendência, e os mesmos, auxiliam na interpretação das mudanças ambientais ocorridas no baixo curso do rio São Lourenço. Modelos matemáticos e técnicas de resíduos aplicadas em imagens de elevação do terreno podem refinar o mapeamento de geoformas deposicionais e no reconhecimento de suas relações morfológicas, como sobreposição e truncamento dos elementos identificados (Zani e Assine 2009).

Para a análise das superfícies de tendência foi criada uma máscara (polígono) em morros residuais e relevos que não possuem origem fluvial. Esta etapa foi realizada no aplicativo ArcGIS. Posteriormente, a máscara gerada foi utilizada para recortar no MDE, a área de interesse, na qual foi aplicada uma equação polinomial genérica (12) para representar a tendência topográfica geral da superfície:

$$Z = \sum_{i=0}^N \sum_{j=0}^N d_{ij} X^i Y^j \quad (12)$$

onde: a altitude (Z) está em função das coordenadas geográficas (X,Y), sendo (i) e (j) variáveis de interação da equação, (d) o coeficiente de regressão e (N) o grau do polinômio.

Após testes realizados e comparações visuais, optou-se por utilizar um polinômio do quarto grau para a representação generalizada da topografia do megaleque do São Lourenço. A subtração desta superfície gerada com os dados originais do MDE resultou em dados de resíduos altimétricos (Equação 13), que representam a microtopografia do ambiente deposicional.

$$Z_{res} = Z_{sup} - Z_{srtm} \quad (13)$$

onde: a superfície altimétrica relativa (Z_{res}) é definida entre a superfície de tendência (Z_{sup}) e a superfície altimétrica original (Z_{srtm}).

No novo plano de informação gerado, valores de resíduos positivos representam geformas deposicionais, resultado da ação contínua de processos de sedimentação. Por outro lado, os valores negativos representam áreas potenciais para futura sedimentação e locais deprimidos que foram desnudados ou possuem menor aporte sedimentar que seu entorno, uma vez que tais áreas se encontram, teoricamente, abaixo da superfície de ajuste.

Por fim, o produto gerado foi inserido no banco de dados e sobreposto às imagens de satélite para análise e interpretação de paleocanais distributários, lóbulos deposicionais, e da relação entre as geformas visando estabelecer a cronologia relativa dos eventos de incisão, construção e abandono de lóbulos.

7.3. Resultados

Nos modelos de superfície de tendência gerados se observam a distribuição geral das isolinhas (Figura 51). A superfície de 2º grau é o modelo que melhor se enquadra com o padrão concêntrico das cores que representam a altimetria do leque, identificadas no MDE (Figura 08). A faixa altimétrica abrangida por esse modelo, de 107 a 198 m, é a que mais se aproxima com as curvas de nível nas cartas topográficas e com as obtidas com o MDE, de 114 a 200 m. Vale destacar que a superfície de 4º grau também apresenta um bom ajuste do modelo com o leque apenas na sua porção proximal, fato observado nas maiores curvaturas das isolinhas (Figura 51).

Os modelos de resíduos obtidos com o uso de polinômios de 1º a 4º graus (Figura 52) permitiram uma divisão hipotética da cronologia relativa dos lóbulos distributários que compõe o lobo deposicional atual localizado no baixo curso do rio São Lourenço, na parte distal do megaleque.

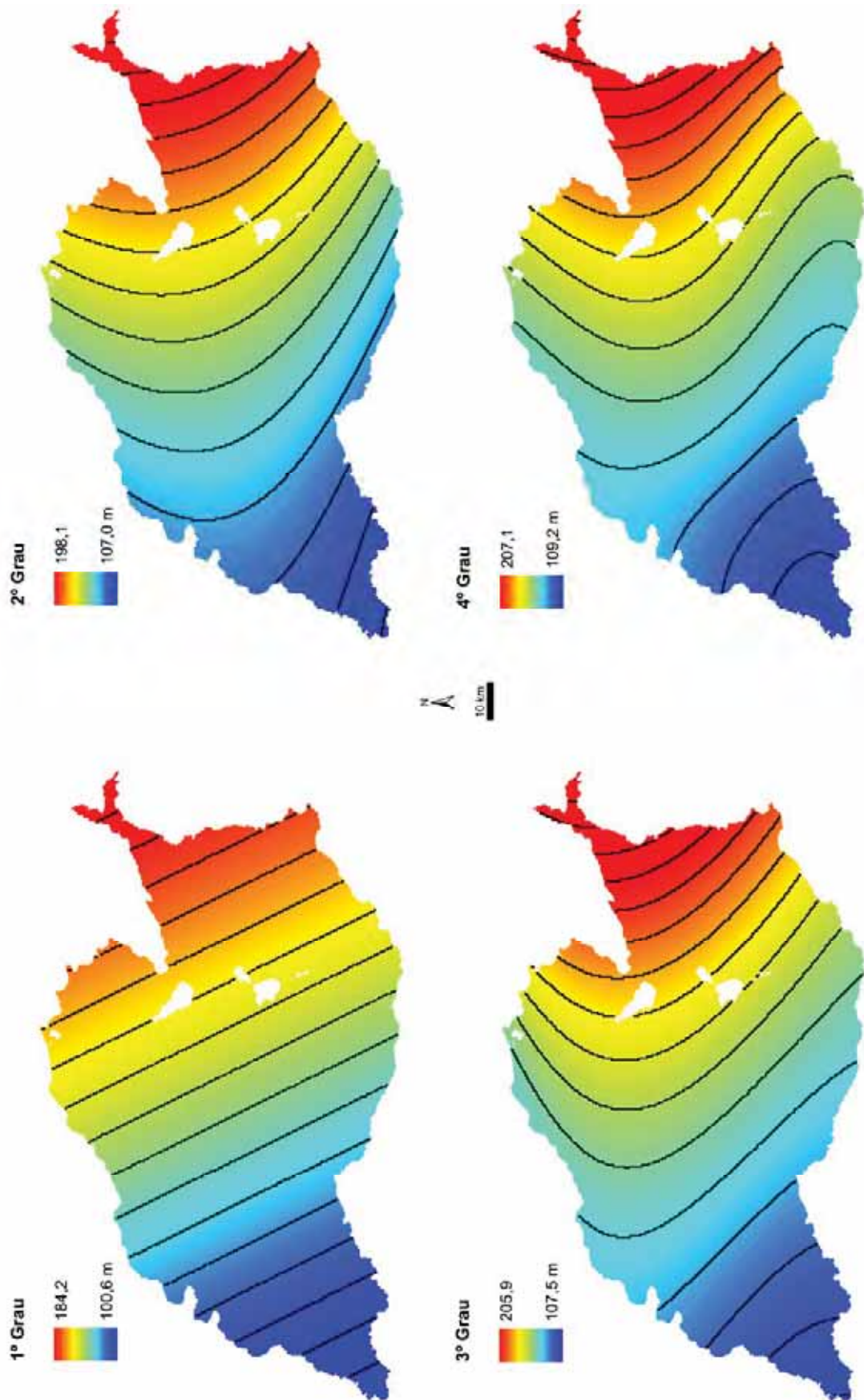


Figura 51 – Superfícies de tendências de 1º, 2º, 3º e 4º grau do megaleque do São Lourenço.

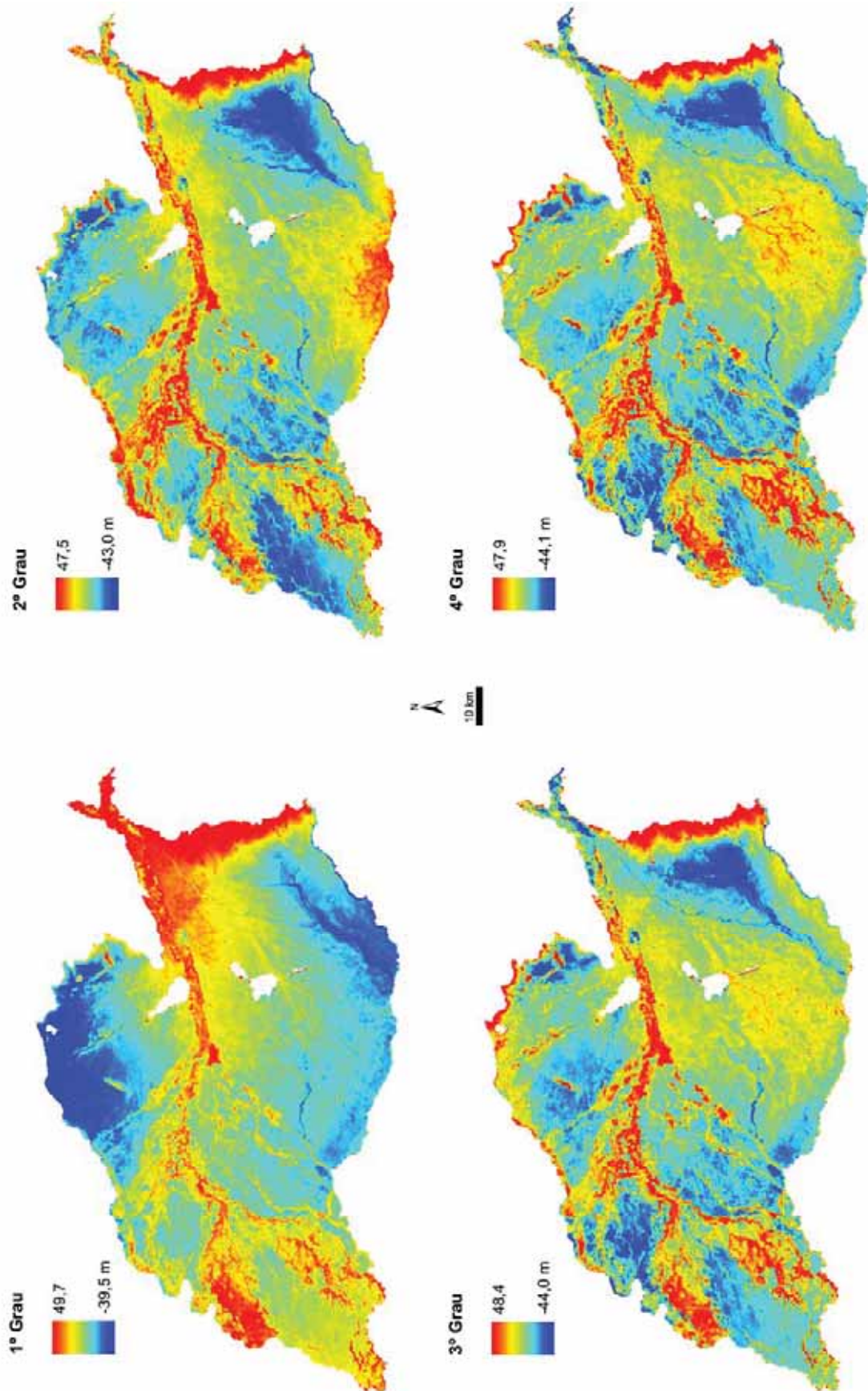


Figura 52 – Modelos de resíduos do megaleque do São Lourenço. Polinômios usados: 1º, 2º, 3º e 4º grau.

Dos modelos obtidos de resíduos nenhum abrange satisfatoriamente toda a área do megaleque do São Lourenço. No modelo de 4º grau o ganho qualitativo é no realce da paleorrede de drenagem da planície aluvial dissecada, porção proximal do megaleque (Figuras 10 e 52), principalmente no lobo abandonado a sul.

Entretanto, é no modelo de resíduo de 2º grau que se observa com maior clareza os elementos morfológicos presentes no lobo distributário atual, o que não se verifica para outras partes do megaleque do São Lourenço. Paleocanais principais e secundários, paleorrede distributária e os limites dos lóbulos são possíveis de identificação com detalhes.

Forte evidência que comprova essa relação na porção distal do megaleque, com exceção do modelo de 2º grau, é que para os demais modelos o lóbulo atual possui os valores de resíduos positivos e próximos a zero, o que teoricamente se trata de uma área com maior aporte de sedimentos, contrapondo-se com outras fontes de dados que permitem afirmar com segurança que se trata da área altimétrica mais baixa do megaleque. Portanto, a área de menor aporte de sedimentos.

A rede de drenagem é realçada nos modelos gerados, sendo possível identificar com mais clareza o truncamento de paleocanais e delinear com mais precisão o contorno de lóbulos, não tão claramente visualizados em imagens de satélites e em MDEs (Figura 53). Tal técnica permitiu ganho qualitativo, ressaltando a geomorfologia local e geoformas deposicionais.

No lobo distributário atual foram identificados diversos elementos morfológicos. Os lóbulos são as geoformas mais expressivas neste compartimento. Cinco lóbulos deposicionais foram identificados, sendo quatro lóbulos abandonados e um ainda ativo que apresenta eixo alongado a jusante (Figura 54). Destaca-se que a sinuosidade e a largura do rio São Lourenço diminuem para jusante.

O lóbulo 5, o mais antigo, situado na parte proximal do lobo distributário atual é o maior em tamanho e em área. É também o que melhor apresenta geoformas relictas preservadas identificáveis em imagens orbitais. Paleocanais realçados no MDE e nos modelos de resíduos (Figura 52) permitem observar baixo índice de sinuosidade e poucos foram as mudanças de canais (avulsão).

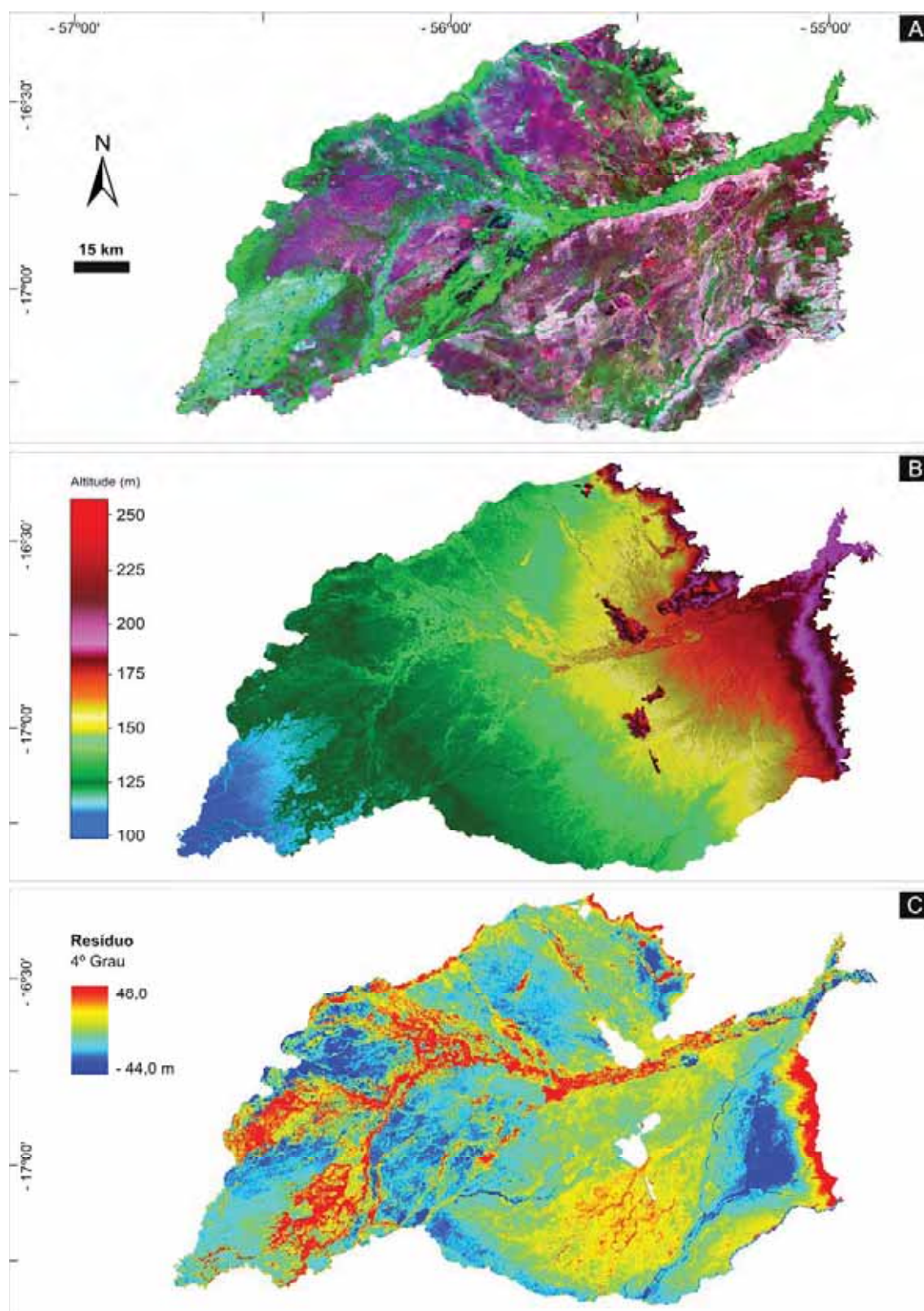


Figura 53 – Megaleque do São Lourenço. A) Imagem Landsat Geocover 2000, bandas R7G4B2; B) Modelo de elevação do terreno, onde se pode observar o padrão concêntrico em relação ao ápice, característico de leques aluviais; C) Mapa de resíduos criado a partir de superfície de tendência de 4º grau; áreas com espaço potencial de acomodação de sedimentos (azul); áreas sem espaço de acomodação, já supridas por sedimentos (amarelo e vermelho).

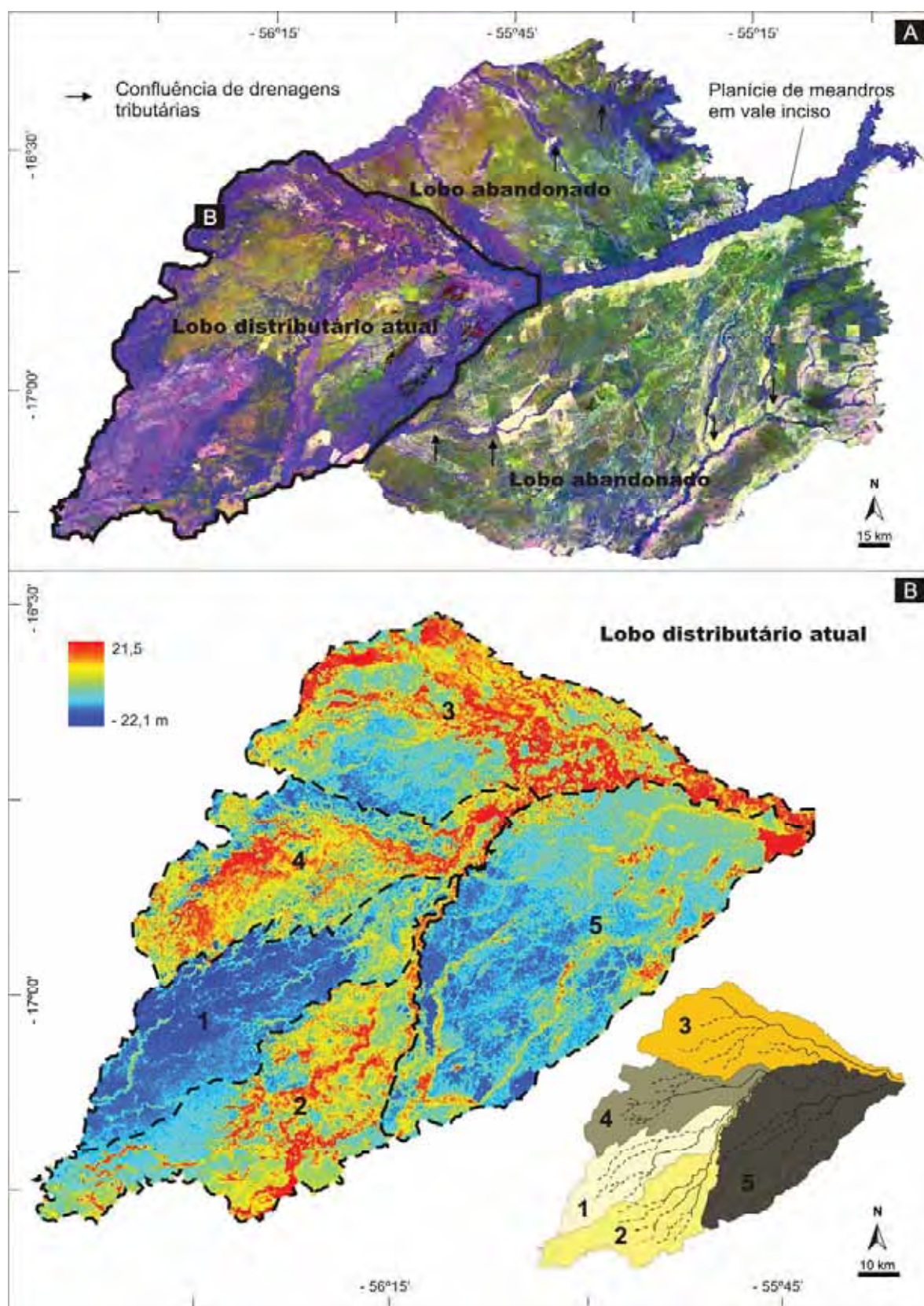


Figura 54 – A) Compartimentação geomorfológica do megaleque do São Lourenço (Corradini *et al.* 2009) (Mosaico Landsat Geocover 2000, bandas B2R7G4; B) Mapa de resíduos criado a partir de modelagem de superfície de tendência de 2º grau, com detalhe do lobo distributário atual; sucessão cronológica relativa dos lóbulos deposicionais, do mais recente (1) para o mais antigo (5).

Os lóbulos 2 e 4 apresentam eixos longitudinais e tamanhos relativamente semelhantes (Figura 53C). Pontos de avulsão e truncamento da paleodrenagem são evidentes nos modelos e mostram que tal processo também foi bastante ativo, principalmente no lóbulo 4. Os referidos lóbulos diferenciam-se pela direção dos paleofluxos, sendo o lóbulo 4 marcado por direções inicialmente a S35W na porção proximal e S50E na porções intermediária e distal, enquanto no lóbulo 2 a direção predominante dos processos construtivos é S50E (Figura 54B).

A intensidade do brilho mais claro dos pixels nas imagens orbitais ressaltam a sedimentação atual que ocorre no lóbulo 1 na direção S55W (Figuras 53A e 54A). O canal menos sinuoso adentra o lóbulo se dividindo nos próximos quilômetros, onde assume características de padrão anastomosado. Um declive acentuado cerca de 40 km a jusante do início do lóbulo, faz com que o canal torne distributário. Nessa porção, inúmeras lagoas são identificadas, cuja origem ainda é desconhecida.

7.4. Discussão dos resultados

A parte proximal do megaleque do São Lourenço, onde se encontram os lobos antigos, mostra morfologias reliquias e padrão de drenagem distributária que remontam, provavelmente, ao Pleistoceno tardio (Assine e Soares 2004). O desconfinamento do canal ocorria na porção apical do leque, conforme se observa a geometria semi-radial delineada no MDE (Figura 53B). A superfície dos lobos antigos foi posteriormente degradada, tendo sido dissecada por canais tributários que se sobrepõe à rede dos canais distributários (indicado por setas na Figura 54A).

As incisões que originaram os canais na parte proximal do megaleque provavelmente datam do mesmo período da incisão do vale principal, onde se encontra embutida a atual planície de meandros do rio São Lourenço. A direção N35W do vale inciso (entrincheirado) na porção proximal e intermediária do megaleque está condicionada pela falha São Lourenço, que se projeta do planalto para oeste em direção à planície (Del'Arco *et al.* 1982 e Pedreira *et al.* 2004).

A planície meandrante do rio São Lourenço, embutida no vale inciso, apresenta extensão de 80 km e largura média de 4 a 5 km, sendo resultado de agradação fluvial com a subida do nível de base ocorrida após evento de incisão fluvial (Figuras 53 e 54A).

A progressiva diminuição da altitude dos terraços marginais causa o desconfinamento da planície e o início do lobo distributário atual (Figura 54). Paleocanais evidenciam diferentes eventos de mudanças do canal no lobo distributário, resultando num padrão de drenagem complexo. As mudanças estão associadas a processos de avulsão, o que implica a construção e abandono de lóbulos deposicionais. As condições iniciais que favorecem a avulsão são aportes elevados de sedimentos vindo da área fonte, sendo que, parte desses sedimentos depositam no canal por agradação. Ao mesmo tempo, diques marginais crescem verticalmente tornando o canal mais alto que as planícies adjacentes. Durante o período de cheia há rompimento desses diques marginais e a progradação sedimentar sobre as áreas mais baixas (Assine 2005).

O mapa de resíduos de 2^o grau mostra claramente conformação de lóbulos deposicionais, que pelo acúmulo de sedimentos, apresentam posição topográfica mais elevada. Mostra também áreas que ainda apresentam espaço de acomodação por estar numa situação topograficamente mais baixa em relação à superfície de ajuste. As paleorredes distributárias no lobo atual estão bem ressaltadas pelas geoformas deposicionais, o que dá subsídios para a interpretação da sucessão cronológica relativa dos lóbulos (Figura 54B).

Os lóbulos são unidades fisiográficas de dimensões menores que a dos lobos. Como regra geral, a condição essencial para a formação dos lobos é a existência de espaço de acomodação para que ocorra sedimentação. Alterações do nível de base permitem que os rios avancem para as áreas mais baixas, promovendo assim progradação e preenchimento de áreas com déficit de sedimentos (Gouw 2008).

A análise das imagens de satélite e dos modelos de resíduos de dados SRTM revelou que o lobo deposicional atual foi palco de, no mínimo, cinco eventos de construção e abandono de lóbulos (Figura 54B). No lóbulo 5, o mais antigo, a paleodrenagem mostra que o rio adquiria padrão distributário na saída do vale inciso. O lóbulo 5 é o que apresenta menor diversidade dos elementos morfológicos entre os demais do lobo distributário (Figuras 53 e 54).

Quando ativos, os canais se elevaram topograficamente por agradação e confinaram o escoamento na porção leste do lóbulo 5, formando complexos de canais/diques marginais. Uma extensa área deprimida se formou entre esses limites concentrando o escoamento dos fluxos na direção N30E (Figuras 53A e 54A), no período de cheia no Pantanal.

Paleocanal entrelaçado com largura de 700 m, presente na parte oeste do lóbulo 5, com formas ainda bem preservadas, truncado pela planície meandrante atual do São Lourenço, (Figura 54B), evidencia abandono do lóbulo 5 para a construção do lóbulo 4. A presença de paleoplanícies dissecadas no porção proximal do lóbulo 4, orientadas a S60W, mostra que o canal nesse lóbulo não possuía padrão distributário, mas um canal que mudou de curso várias vezes no seu ápice, pois a drenagem tornava distributária próximo ao cinturão de meandros do rio Cuiabá (Figura 10). As geoformas relictas no lóbulo 4 estão pouco conservadas e infere que ações erosivas naturais foram bastante atuantes no passado. Atualmente encontra-se mascarada pela ocupação antrópica que houve nas últimas décadas.

Uma alteração no perfil de equilíbrio fluvial na entrada do lobo distributário atual, atribuiu mudanças nos processos de deposição (Figura 31), pois o lóbulo 4 está numa posição topográfica mais elevada que o entorno, o que favoreceu a sedimentação no lóbulo 3. Inúmeras saídas do canal ocorrem nos mesmos pontos de avulsão à margem direita do rio São Lourenço antes do lóbulo 4 (Figuras 54 e 55), denominadas de avulsões nodais (Harthely *et al.* 2010). Alguns canais ativos e outros parcialmente ativos, simultaneamente constituíram um complexo de avulsões que deram origem ao empilhamento vertical do lóbulo 3. Cerca de 3 metros mais elevado que as áreas adjacentes, paleocanais foram mudando gradativamente para a direção S-SW do lóbulo (Figura 54B). No binômio erosão vs. sedimentação o truncamento das mudanças do canal sobre as paleoplanícies são registros de que as avulsões passaram a ocorrer de S55W a N40W.

Os lóbulos 3 e 4 apresentam semelhanças morfológicas, como pontos de avulsão nodais e poucas áreas com déficit de sedimentos. Destaca-se que há espaço de acomodação entre o lóbulo 3 e o lóbulo 4 (Figura 54B), mas o espaço não foi preenchido porque o canal do São Lourenço veio gradativamente para a direção sudoeste. Reativações de falhas recentes direcionaram definitivamente o canal para o lineamento Santa Isabel na direção S60W. Instalado entre a borda distal do lóbulo 5 (antigo) e as bordas proximais do lóbulo 4, o canal passou a construir o lóbulo 2, (pré-atual) a sul.

Com a construção do lóbulo 2, o rio São Lourenço antes tributário do rio Cuiabá, tornou-se tributário do rio Piquiri (Figura 10). O preenchimento sedimentar no lóbulo 2 ocorreu em condições semelhantes às dos lóbulos 3 e 4. Paleocanais distributários evidenciam que avulsões aconteceram sistematicamente de leste para

oeste. À medida que os canais tornavam-se mais altos devido à agradação do canal e crescimento vertical dos diques marginais, espaço de acomodação era gerado a oeste, para onde o canal foi migrando.

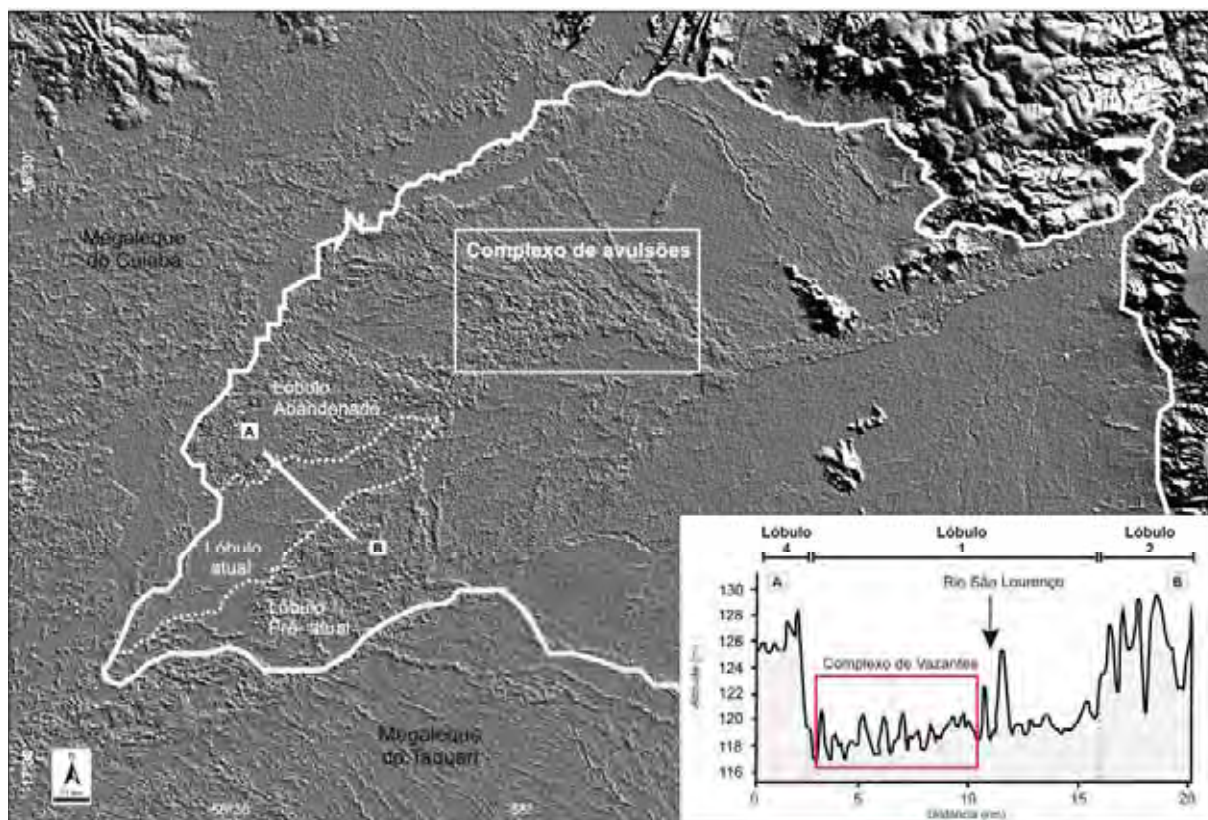


Figura 55 – Imagem SRTM sombreada pela ferramenta *shade-relief*, com realce das geoformas dominantes.

No lóbulo 2, as geoformas estão preservadas pela vegetação que coibi a ação erosiva, porém a vegetação pouco ressalta as morfologias o que dificulta uma melhor interpretação dos processos deposicionais.

Com espaço de acomodação sedimentar entre os lóbulos 2 e 4, novamente o rio mudou seu curso nas últimas décadas, abandonando o lóbulo 2 e passando a construir o lóbulo 1, numa área que se encontra cerca de 7 m topograficamente mais baixa (perfil da Figura 55). Uma saliência negativa no substrato, faz com que o rio São Lourenço ao entrar no lóbulo 1 tenha características de anastomosado. A drenagem distributária responde por um desnível de cerca de 20 metros, a 40 km a jusante do início do lóbulo 1 (Figura 31), cuja passagem pode ser facilmente identificada entre uma textura irregular e uma textura regular na imagem SRTM (Figura 55).

Sem registros de avulsões e construção de planícies no lóbulo 1, os canais menores que se desenvolvem, reduzem o fluxo à medida que se afastam do canal principal, promovendo desta forma a sedimentação da carga transportada. Esses canais formam um complexo que funcionam exclusivamente para distribuir as águas fluviais e pluviais (Figura 55).

A representação dos dados de resíduos no diagrama (Figura 56) é útil por permitir uma visão geral dos valores centrais e, ainda, úteis para comparar as características entre os diferentes lóbulos. Valores caudais, medianos e de dispersão são na sua totalidade positivos e próximos entre si, o que indicam pouco espaço de acomodação sedimentar nos lóbulos 2, 3 e 4.

A mediana próxima a -5 m e a amplitude inter-quartis relativamente pequena demonstram a jovialidade de sedimentação no lóbulo 1, enquanto no lóbulo 5, ainda que os valores próximos a zero, mostram a existência de espaço de acomodação sedimentar, a amplitude responde por maior tempo de sedimentação. Seguindo os processos naturais, caso venha a ocorrer uma avulsão, essa terá tendência de mudança de percurso do canal para o lóbulo 5.

7.5. Conclusões

Grande parte da superfície do megaleque do rio São Lourenço apresenta redes distributárias relictas, formadas durante o Pleistoceno em condições climáticas diferentes da atual. A rede de drenagem atual, sobreposta aos paleocanais distributários preexistentes, mascara as feições morfológicas relictas e dificultam a interpretação da evolução geomorfológica. A evolução geomorfológica dos lobos antigos do megaleque, interpretada com base nas geoformas reconhecidas em imagens e no campo, é semelhante à dos lobos modernos, mostrando a mesma lógica de divisão dos canais, avulsão fluvial, construção e abandono de lobos e lóbulos deposicionais.

Os lóbulos são construídos por drenagem distributária e à medida que ocorre o preenchimento sedimentar, o espaço de acomodação fica reduzido e fenômenos de avulsão passam a ocorrer. A sequência e a sucessão desses eventos tornam o principal agente construtivo-destrutivo e modelador da superfície deposicional. Ainda que o lóbulo 1 seja o mais recente e faça parte da sua construção uma drenagem

distributária que ainda está se formando, o lóbulo 5, o mais antigo e de superfície pouco dissecada não mascarou a drenagem distributária durante a sua construção, ao contrário dos lóbulos 2, 3 e 4, que os processos erosivos-deposicionais foram mais intensos.

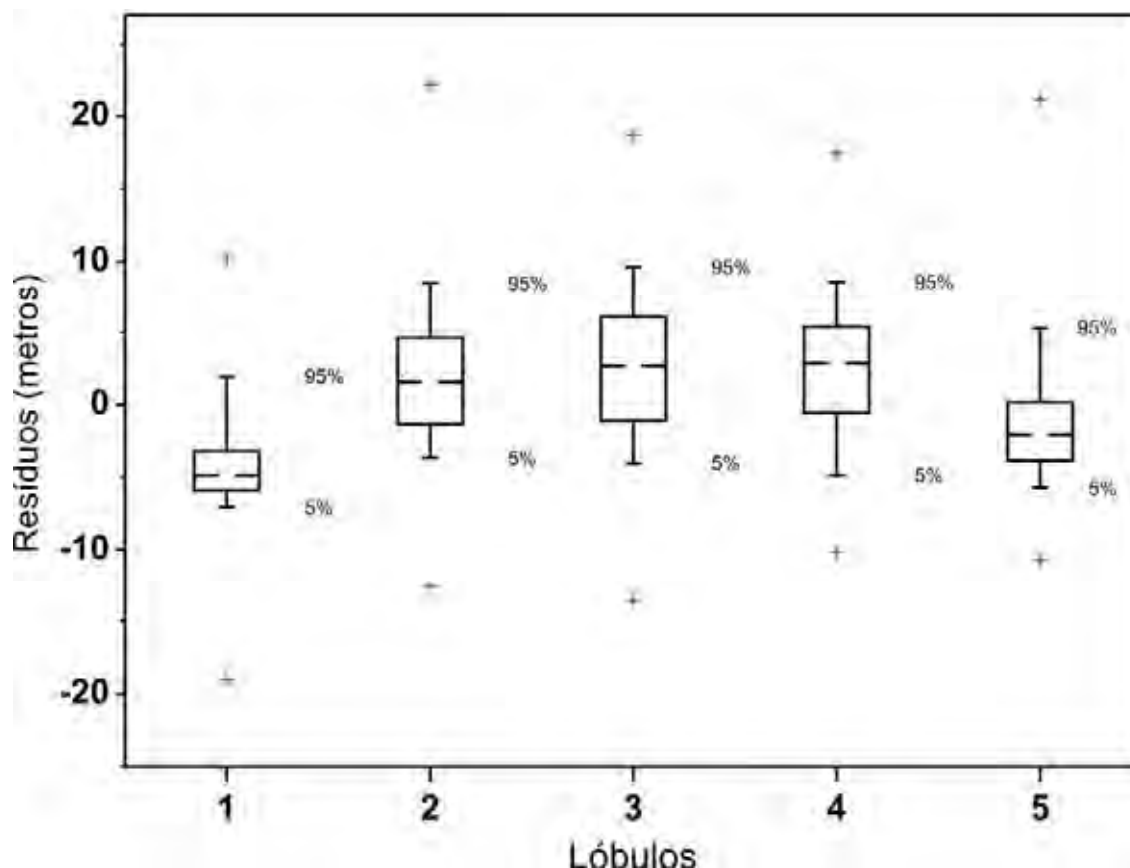


Figura 56 – Diagrama *box plot* para os valores de resíduos dos lóbulos que definem o lobo distributário atual. O *quartil* é definido pelo retângulo com dados entre 25 e 75%, a linha de dentro do *quartil* representa os valores medianos, as linhas que saem dos *quartis* são os limites inferiores e superiores (valores caudais entre 5 e 95%), e os símbolos em cruz representam os valores de mínima e máxima.

Os métodos de análise empregados, especialmente os modelos digitais de elevação e os mapas de resíduos de superfícies de tendência, revelaram-se ferramentas eficientes para o reconhecimento de paleocanais e para o mapeamento de paleorredes de drenagem distributária, permitindo assim a interpretação da cronologia relativa de construção e abandono de lobos e lóbulos deposicionais no megaleque do São Lourenço. No entanto o ganho real desse método foi a identificação dos lóbulos que formam o lobo distributário atual, não reconhecido até então em imagens orbitais.

8. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA NO QUATERNÁRIO

Sistemas deposicionais são de grande importância para o entendimento de mudanças ambientais, pois são áreas de sedimentação que registram transformações ocorridas no tempo geológico. Geoformas presentes em superfície testemunham e podem indicar mudanças na rede de drenagem, que por sua vez, podem auxiliar no esclarecimento de mudanças climáticas recentes (Harvey 2002).

Muitas das mudanças na paisagem são explicadas pelas variações do clima no Quaternário. Dependendo do regime tectônico a que uma área está submetida, o clima causa mudanças rápidas que alteram os processos erosivos/deposicionais que modelaram a paisagem. Períodos caracterizados por altas taxas de erosão e de sedimentação são capazes de reconfigurar a paisagem na ordem de milênios (Maslin 2005). No Pantanal, essas mudanças na paisagem são da ordem de décadas, como apontado por Assine (2003, 2009), que se referiu às paisagens como mutantes e aos rios como nômades.

O Pantanal é um sistema deposicional constituído principalmente por leques aluviais, cuja evolução está fortemente condicionada a eventos tectônicos e climáticos (Ritter *et al.* 1995 e Hsu e Pelletier 2004). Pode-se dizer que essa relação constitui o conhecimento-chave para projetar futuras mudanças ambientais, já que o Pantanal é uma bacia sedimentar tectonicamente ainda ativa.

Iriondo (1997) retrata um cenário climático de aridez no sul da América do Sul, do Pleistoceno Tardio ao Holoceno, com campos de deflação eólica e deposição de loess que abrangeram, não só a Terra do Fogo (Chile) e o altiplano boliviano, mas também o Pantanal.

Nesse aspecto, o Pantanal é uma área excelente para se compreender oscilações climáticas e suas consequências, que muitas vezes foram responsáveis por abandono de canais e de planícies flúvio-lacustres. Essas geoformas são heranças do Quaternário que ainda se encontram preservadas na paisagem e que guardam registros do momento da sua construção e do seu abandono, permitindo reconstituir a sua própria história evolutiva.

Braun (1977) foi o primeiro a reconhecer leques aluviais na bacia sedimentar do Pantanal. O autor faz referências aos leques dos rios Taquari, São Lourenço e Aquidauana, e conclui que os leques não são formas deposicionais atuais, mas que remontam ao Pleistoceno. Assim como Braun (1977), Tricart (1982) também faz

referências às ações erosivas no passado e considerou que a formação desses leques ocorreu sob clima semi-árido no final do Pleistoceno. [Bezerra \(1999\)](#) também faz menção às variações climáticas no Holoceno a partir de dados *proxy* de polens obtidos das lagoas semi-fechadas no Pantanal Mato-Grossense. [Assine \(2003\)](#) identificou planícies fluviais meandranes em vários leques aluviais como feições constituintes de trato de sistemas deposicionais herdadas da sucessão de eventos do Pleistoceno ao Holoceno.

No megaleque do São Lourenço também é possível identificar feições deposicionais não correlatas com o clima atual. De fato seus depósitos foram afetados por fatores alocíclicos no Quaternário, que, por conseguinte influenciaram o nível base regional. Identificar evidências morfológicas e sedimentológicas que apontem para a origem desse controle alocíclico, sejam elas tectônicas ou climáticas, é uma importante ferramenta para previsão e planejamento das atividades humanas frente às possíveis mudanças ambientais naturais.

Este capítulo tem como objetivos: 1) caracterizar o preenchimento sedimentar da planície aluvial dissecada e do cinturão de meandros ativos em vale inciso, caracterizados geomorfologicamente no capítulo 4; 2) definir ciclos/fases de sedimentação e erosão no megaleque do São Lourenço; 3) reconhecer mudanças paleoambientais (incisões e alteração na rede de drenagem) e comparar com outros leques globais; e 4) propor modelo de evolução do sistema deposicional no Quaternário.

8.1. Materiais e meios

Mosaicos Geocover Landsat 4/5 Circa 1990 e Geocover Landsat 7 Circa 2000, imagens Landsat 5/TM de 1992, Landsat 7/ETM de 2000 a 2005 e imagens Aster de 2004 foram inseridos em banco de dados SIG para o reconhecimento de feições morfológicas, pretéritas e atuais, e de evidências de mudanças ambientais naturais.

A partir das imagens criou-se uma malha com pontos pré-estabelecidos de sondagens em consonância com os compartimentos geomorfológicos apresentado na [figura 10](#). As sondagens foram realizadas em transectos priorizando os compartimentos da planície aluvial dissecada e do cinturão de meandros ativo. Esta

sistemática de amostragem foi estabelecida para obter a idade da incisão do canal do rio São Lourenço porque, além de ser a principal mudança na sua paisagem é o que desencadeou a construção do lobo distributário atual.

Para recuperação dos depósitos sedimentares utilizou-se a técnica de vibrotestemunhador leve para profundidades rasas (6 m). Tubos de alumínio de 6 m (diâmetro de 3" (76 mm) e espessura de 1,37 mm), acoplados a um mangote por abraçadeira de aço inox e conectado a um motor estacionário de 4 tempos que gera uma força vibratória transmitida ao cano (Figura 57), permitiram a perfuração e recuperação de testemunhos de sedimentos de diferentes compartimentos morfológicos (Figura 10).

A retirada do tubo do subsolo foi feita com talha manual (0,5 ton) adaptada em uma armação de madeira (bipé) (Figura 57 - C, D, E, F). Como procedimento de segurança para avaliar se houve compactação ou perda de sedimentos durante a sondagem, mediu-se o espaço vazio dentro do tubo antes e depois de sua retirada do subsolo. Stevaux (2000), Ledru *et al.* (2005) e Meyer *et al.* (2005) usaram tal técnica com eficiência na recuperação de sedimentos para estudos do Quaternário no Brasil.

Devido à dificuldade em se recuperar os sedimentos mais superficiais, em alguns casos foi necessário iniciar a amostragem com trado tipo holandês. Esse material foi coletado, descrito e analisado por ensaios granulométricos. A descrição do equipamento vibrotestemunhador, detalhes da operação do aparelho e a técnica de construção estão descritos em Martin *et al.* (1995).

Pelo tipo do material amostrado nos pontos pré-estabelecidos, 20 amostras foram retiradas dos testemunhos e enviadas para datação pelo método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) no Laboratório de Vidros e Datação (LVD), Faculdade Tecnológica de São Paulo (FATEC-SP). Essa técnica foi utilizada para a datação de sedimentos fluviais por Thomas (2002), Thomas *et al.* (2007), Eriksson *et al.* (2006), Baker (2008) e Kaiser *et al.* (2009), com resultados satisfatórios.

Após essa etapa, os tubos foram abertos, fotografados, descritos e amostrados. Os resultados foram inseridos em perfis sedimentológicos na escala 1:30, procurando-se estabelecer a sucessão vertical dos depósitos e a identificação de estruturas sedimentares nas fácies sedimentares.



Figura 57 – Campanha de campo para amostragem de sedimentos por sondagens de vibrotestemunhador no megaleque do rio São Lourenço: A) reboque para transporte dos tubos de alumínio com 6 m de comprimento; B) uso de barco para pontos de difícil acesso por estradas vicinais. Sondagens na planície confinada: C) ponto SL009; D) ponto SL011. Sondagens no terraço: E) ponto SL007 e F) ponto SL014.

Devido à pouca variabilidade na cor dos sedimentos no perfil vertical optou-se por padronizar a cor do sedimento e a sua simbologia de acordo com as classes da carta de [Munsell \(1994\)](#).

Amostras de sedimentos foram destinadas para análise de granulometria. A distribuição granulométrica das amostras foi obtida por ensaios de peneiramento e de sedimentação, tendo sido realizados pré-ensaios para definir o tipo de ensaio a ser realizado. Inicialmente, eram separados 20 gramas de amostra seca para destorroamento, os quais eram lavados em peneira com malha de 0,062 mm. Os procedimentos utilizados estão detalhados em [Stancati et al. \(1981\)](#) e [Nogueira \(2005\)](#). Os resultados de cada amostra foram representados em histogramas com coluna de porcentagem ponderal.

O reconhecimento das mudanças na paisagem que se sucederam no megaleque do São Lourenço foi baseado em evidências morfológicas fluviais, antigas e atuais, em imagens de satélite orbitais multitemporais. A cronologia dos eventos foi baseada em critérios morfológicos e nos resultados de datação pelo método LOE.

8.2. Resultados

Treze testemunhos foram obtidos no megaleque do São Lourenço, sendo sete no cinturão de meandros ativo e seis na planície aluvial dissecada. A listagem dos pontos de amostragens está apresentada na [tabela 11](#) e a localização na [figura 58](#).

Tabela 11 – Pontos amostrados com sondagens de vibrotestemunhador. Siglas: CM (cinturão de meandros) e PD (planície aluvial dissecada).

Ponto	Latitude	Longitude	Compartimento/Geoformas
SL003	16°29'35" W	54°52'14" S	CM / planície fluvial
SL006	16°45'03" W	55°29'04" S	CM / planície fluvial
SL007	16°45'45" W	55°28'39" S	PD / terraço
SL009	16°46'21" W	55°33'41" S	CM / planície fluvial
SL010	16°46'30" W	55°33'43" S	PD / terraço
SL011	16°37'42" W	55°11'21" S	CM / planície fluvial

SL012	16°37'49" W	55°11'15" S	PD / terraço
SL013	16°38'36" W	55°16'35" S	CM / planície fluvial
SL014	16°38'27" W	56°17'02" S	PD / terraço
SL015	16°44'27" W	56°28'41" S	CM / planície fluvial
SL016	16°43'47" W	55°28'47" S	PD / terraço
SL017	16°44'36" W	55°33'10" S	CM / planície fluvial
SL018	16°44'34" W	55°33'13" S	PD / terraço

Continuação.

8.2.1. Sedimentologia

As descrições, as análises granulométricas, a idade LOE e os registros fotográficos encontram-se nos perfis sedimentológicos elaborados (Figuras 59 a 71).

A profundidade máxima atingida no cinturão de meandros foi de 4,32 m e a mínima de 2,50 m. O empilhamento vertical dos pontos amostrados apresenta granodecrescência ascendente e floculação de óxidos de Fe e de Mn na presença de argilas. Os perfis obtidos com as sondagens nos depósitos do cinturão de meandros mostram fácies constituídas predominantemente por areia fina na sua base, recobertos por silte e argila (Figuras 59, 60, 62, 64, 66, 68, 70). Não apresentam estruturas sedimentares preservadas, com exceção dos pontos SL013 e SL015 que apresentam estratificação cruzada (Figuras 66 e 68). Em geral, apresentam cores variegadas entre 5YR e 7,5YR (tons que variam do amarelo para o avermelhado), mosqueamento com tamanhos que variam de pequeno a grande ou abundante, e contato abrupto e plano dos pacotes sedimentares.

Na planície aluvial dissecada, a maior profundidade amostrada foi de 5,16 m e a menor de 1,30 m. Os perfis obtidos nas sondagens desses depósitos diferenciam do cinturão de meandros por apresentarem predominância de areia média na base e areia fina na parte superior, com pequena porcentagem de seixos (Figuras 61, 63, 65, 67, 69, 71). As cores predominantes são bruno, bruno forte e avermelhado entre 2,5YR a 10YR. O arranjo das partículas primárias do pacote sedimentar forma agregados, que varia de grau fraco a forte em blocos subangulares. A transição entre as camadas é gradual e os mosqueados presentes variam entre pouco e comum, de caráter epiáquico, por segregação de Fe.

Outra característica observada nos depósitos, que diferenciam a planície aluvial dissecada do cinturão de meandros, é a presença de petroplintita, um material pobre em húmus, rico em ferro, misturado com argila, quartzo, alumínio e outros materiais, proveniente da plintita. A petroplintita origina-se em condições alternadas de umidade e de ressecamento acentuado, apresenta nódulos ou concreções ferruginosas bastante consolidados, de dimensões e formas variadas, individualizadas ou aglomeradas (Brasil 2007).

8.2.2. Datações

Embora não tenham sido encontrados restos vegetais que pudessem ser datados pelo método de isótopos de ^{14}C , os resultados alcançados com datação pelo método LOE foram considerados satisfatórios para atender aos objetivos propostos deste trabalho. Datações pelo método LOE foram realizadas em quinze amostras de sedimentos (Tabelas 12 e 13).

Tabela 12 – Idade absoluta dos sedimentos na planície aluvial dissecada por LOE (Localização na figura 58; AP = antes do presente).

Ponto	Profundidade da amostra (m)	Idade (anos AP)	Registro LVD/FATEC
SL007	5,0	36.100 ± 6.300	2224
SL010	2,13	28.500 ± 5.900	2226
SL012	2,01	41.300 ± 9.300	2228
SL014	4,23	222.300 ± 32.100	2232
SL016	5,16	138.600 ± 14.400	2235
SL018	1,30	48.700 ± 12.400	2237

As seis datações obtidas em sedimentos da planície aluvial dissecada indicam que a sedimentação é de idade pleistocênica e teve origem há pelo menos 222.300 ± 32.100 anos AP. Na porção sul da planície (PDS – Figura 58), os resultados de LOE revelaram depósitos pleistocênicos de no máximo 41.300 ± 9.300 anos AP, portanto mais jovens do que os da porção norte.

Vale Encantado
Planície SL 003

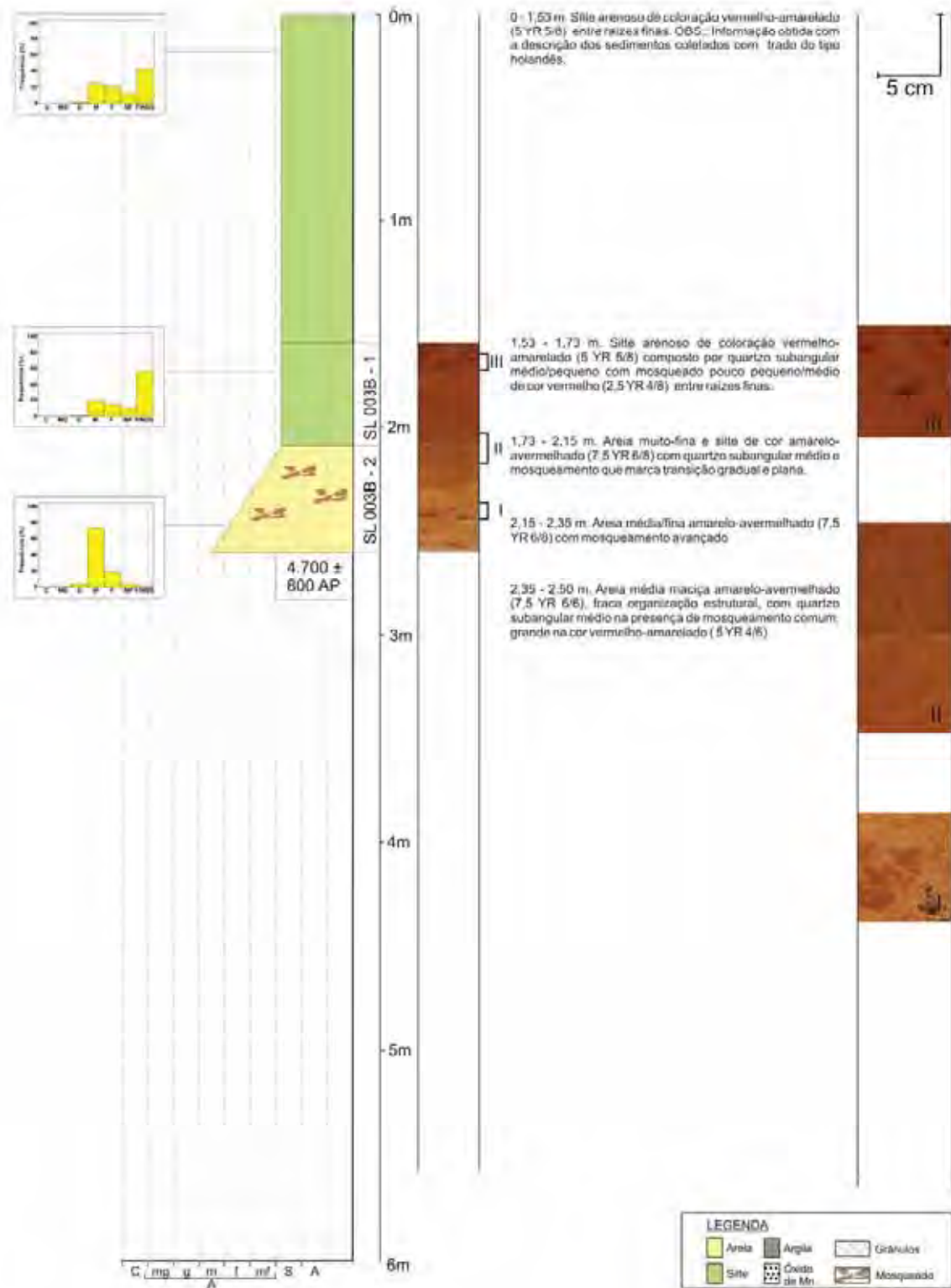


Figura 59 – Perfil sedimentológico do ponto SL003 (cinturão de meandros ativo).

Fazenda Alexandria
Planície SL 006

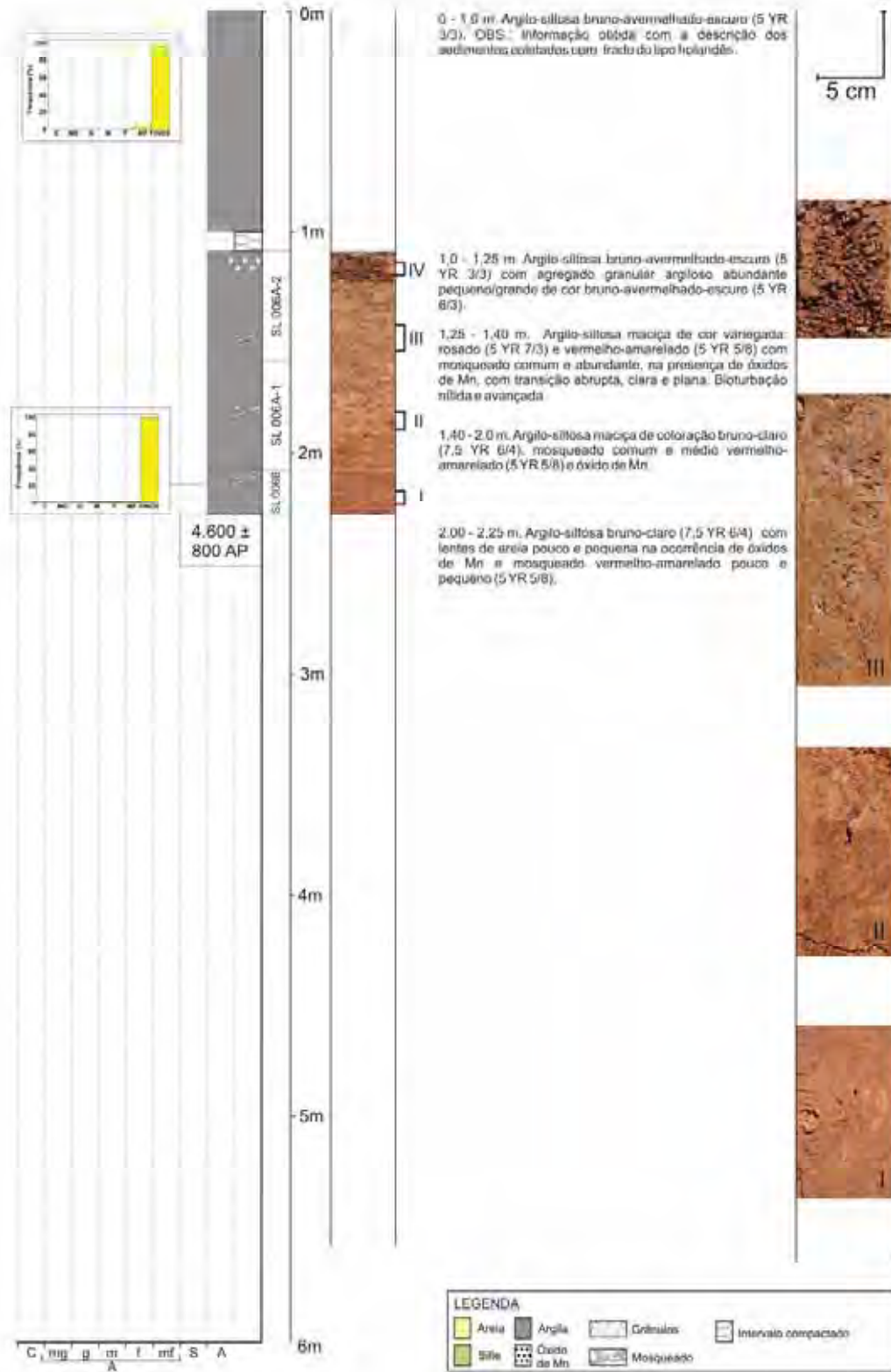


Figura 60 – Perfil sedimentológico do ponto SL006 (cinturão de meandros ativo).

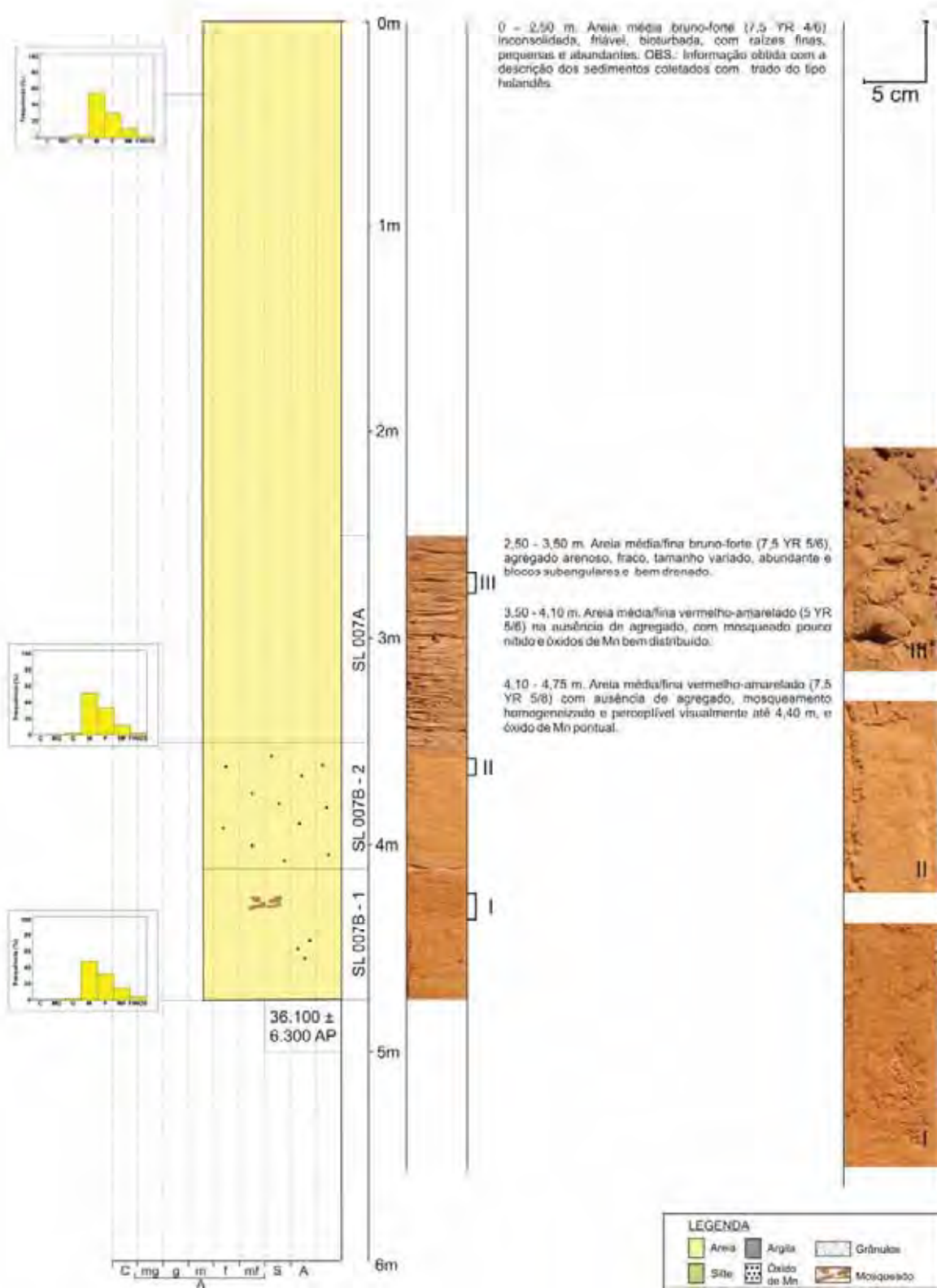


Figura 61 – Perfil sedimentológico do ponto SL007 (planície aluvial dissecada).

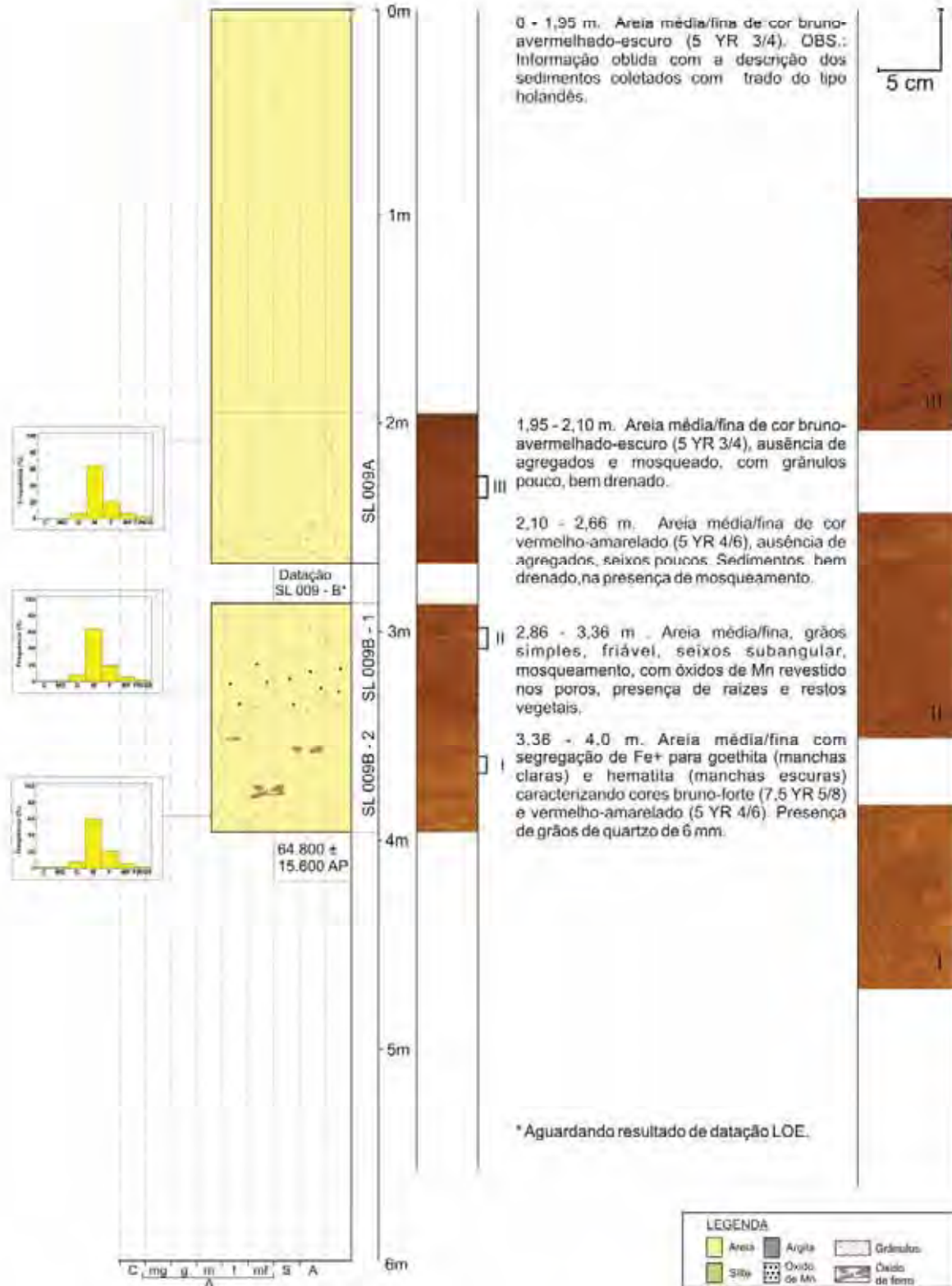


Figura 62 – Perfil sedimentológico do ponto SL009 (cinturão de meandros ativo).

Fazenda Esperança
Terrço SL 010

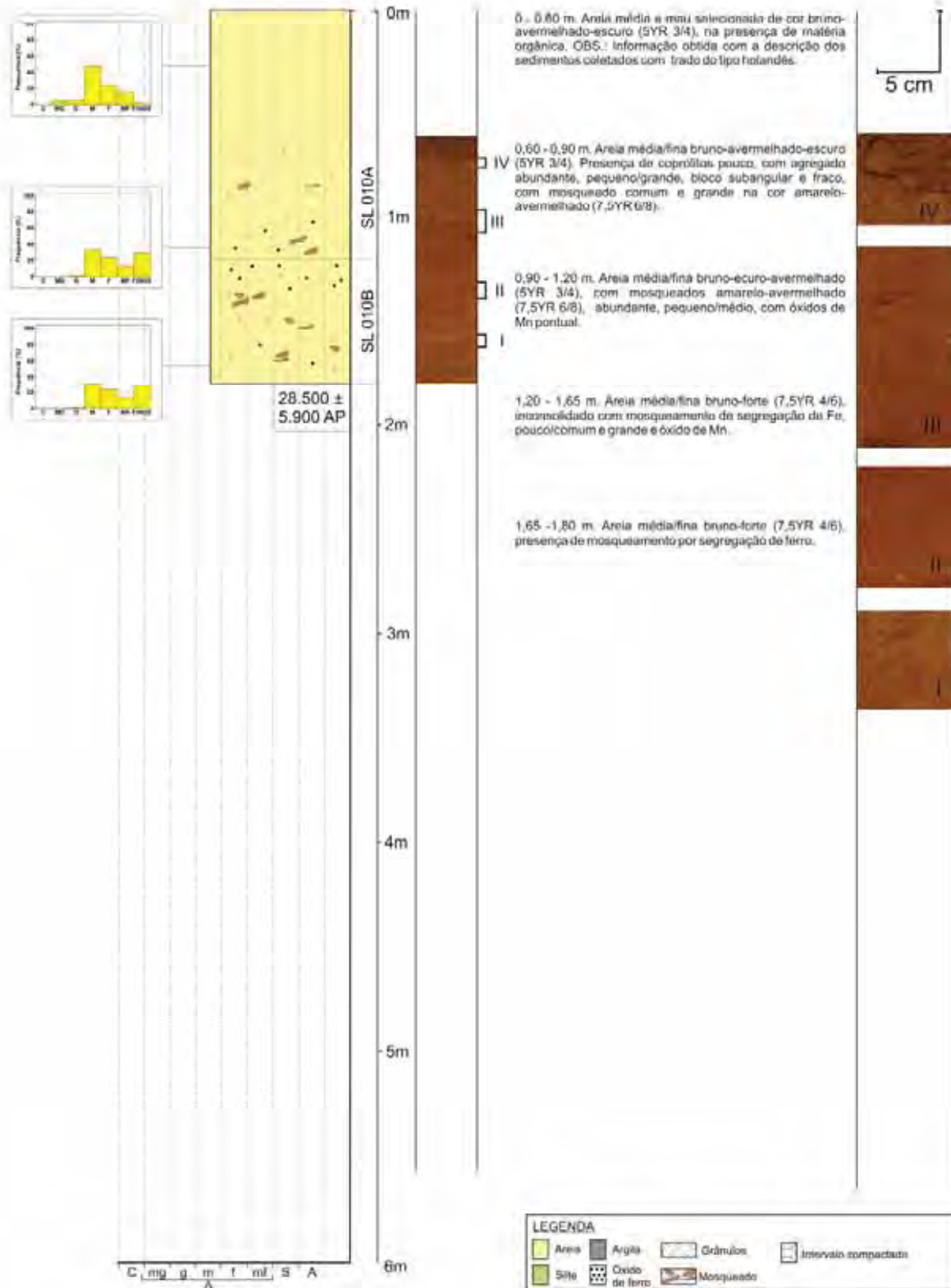


Figura 63 – Perfil sedimentológico do ponto SL010 (planície aluvial dissecada).

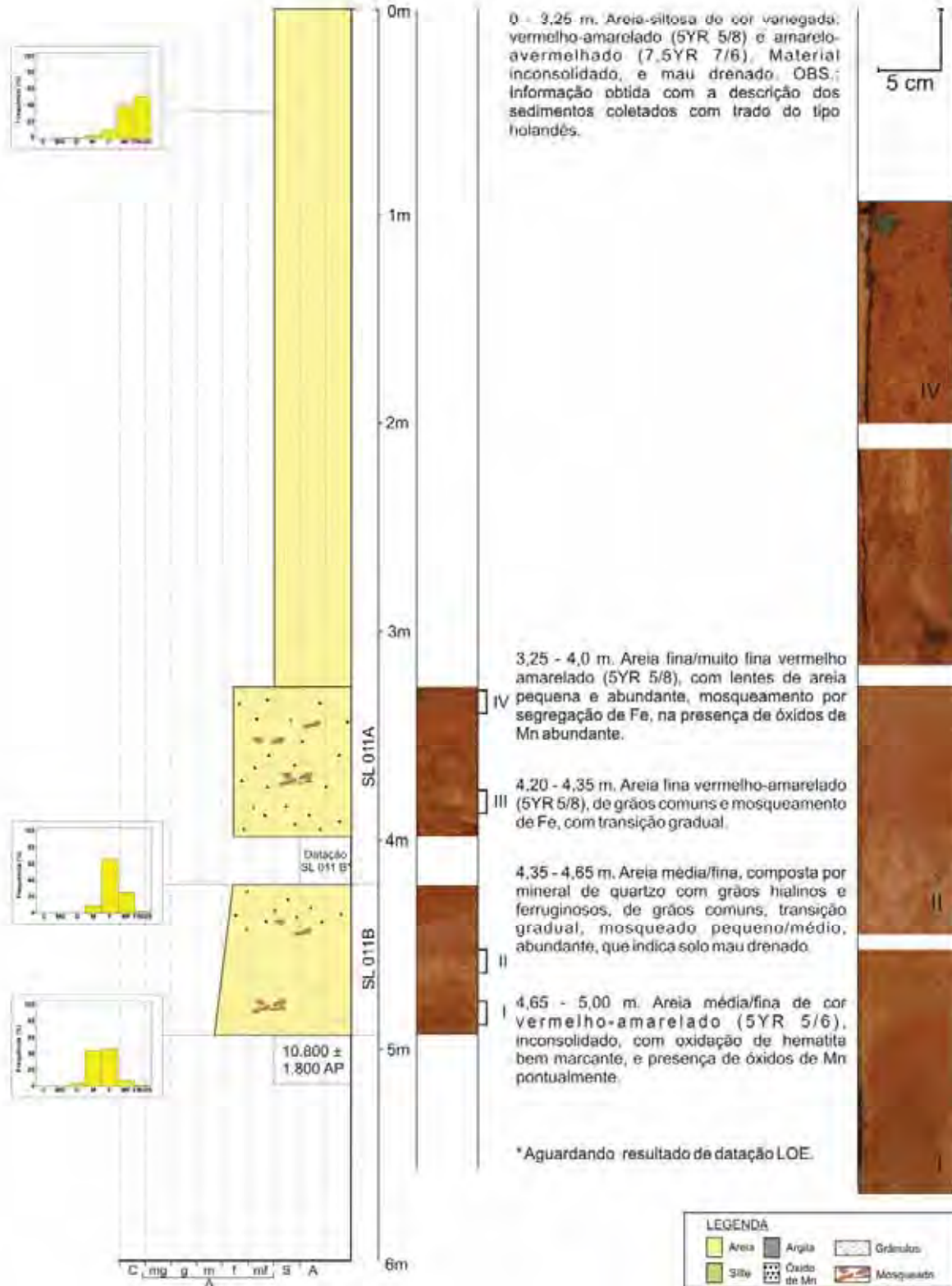


Figura 64 – Perfil sedimentológico do ponto SL011 (cinturão de meandros ativo).

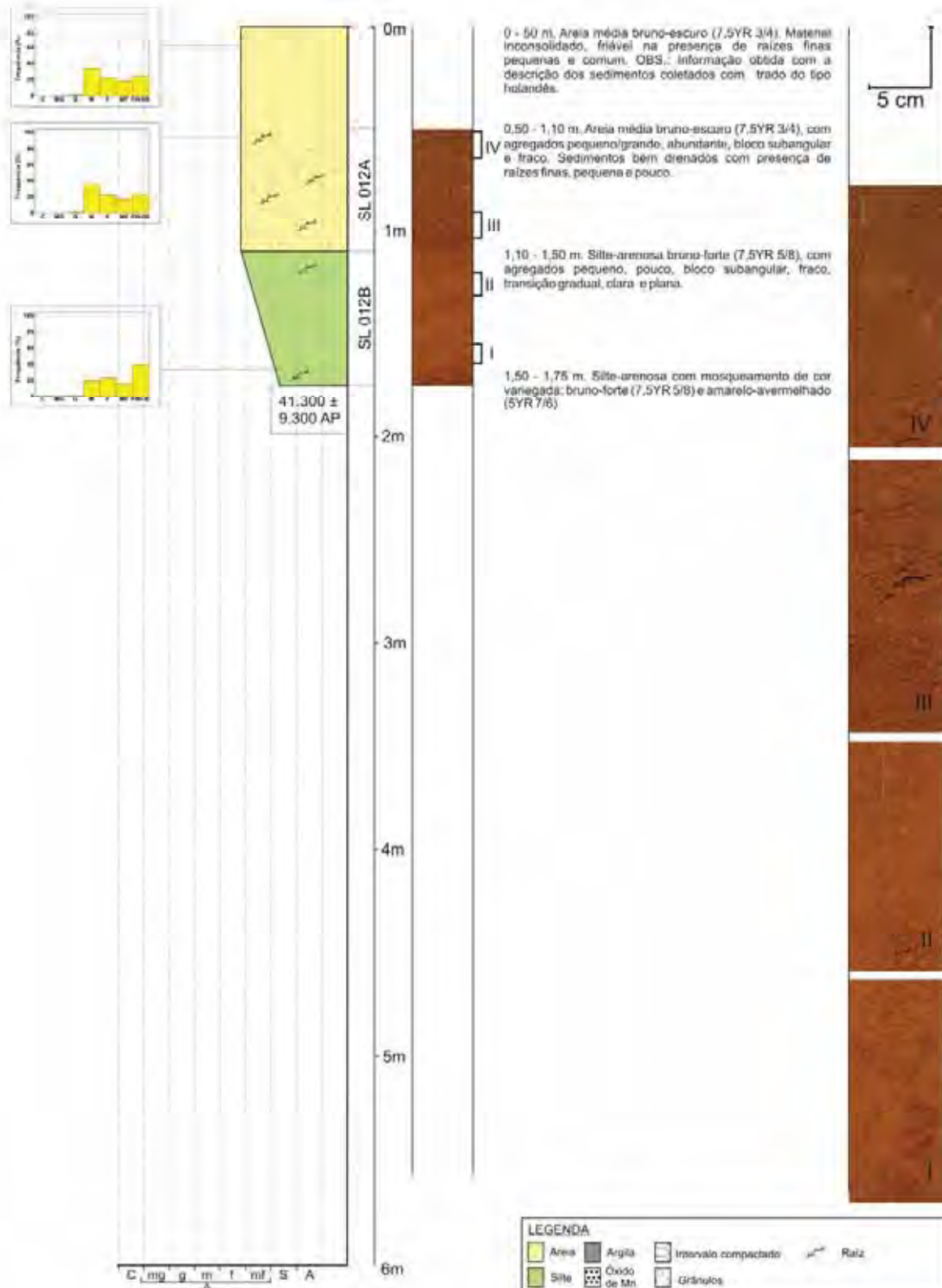


Figura 65 – Perfil sedimentológico do ponto SL012 (planície aluvial dissecada).

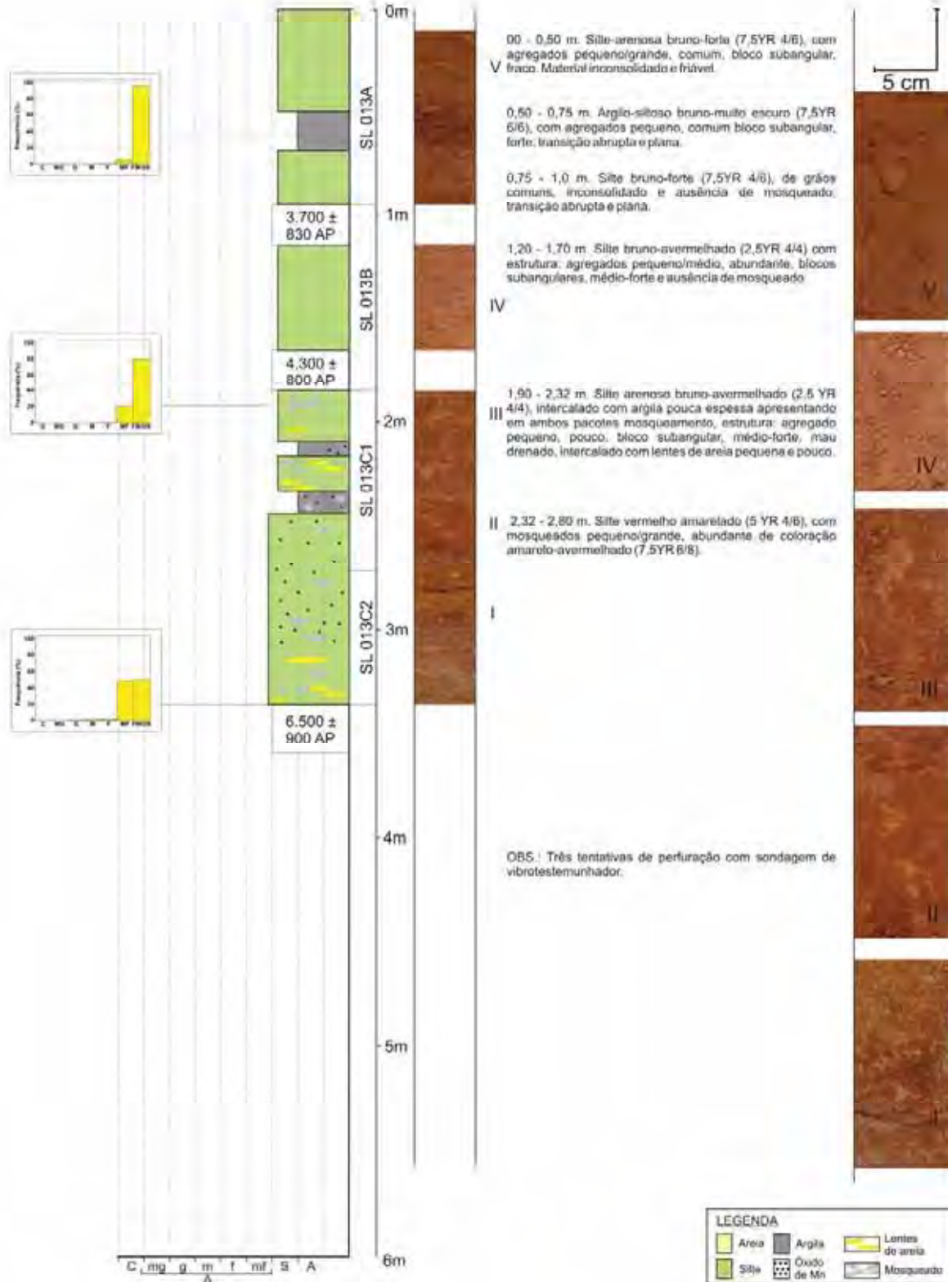


Figura 66 – Perfil sedimentológico do ponto SL013 (cinturão de meandros ativo).

Fazenda Bonanza
Terraço SL 014

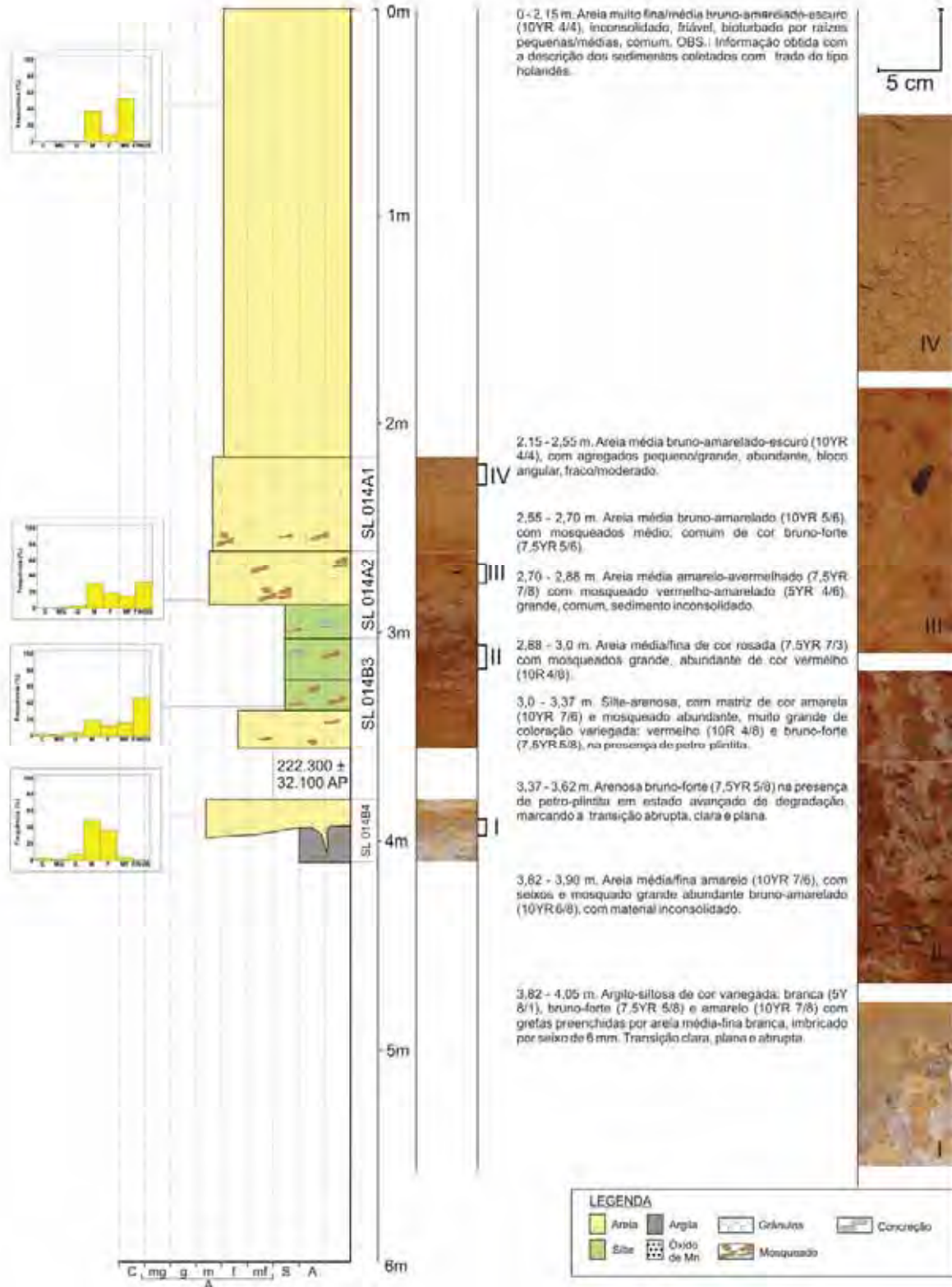


Figura 67 – Perfil sedimentológico do ponto SL014 (planície aluvial dissecada).

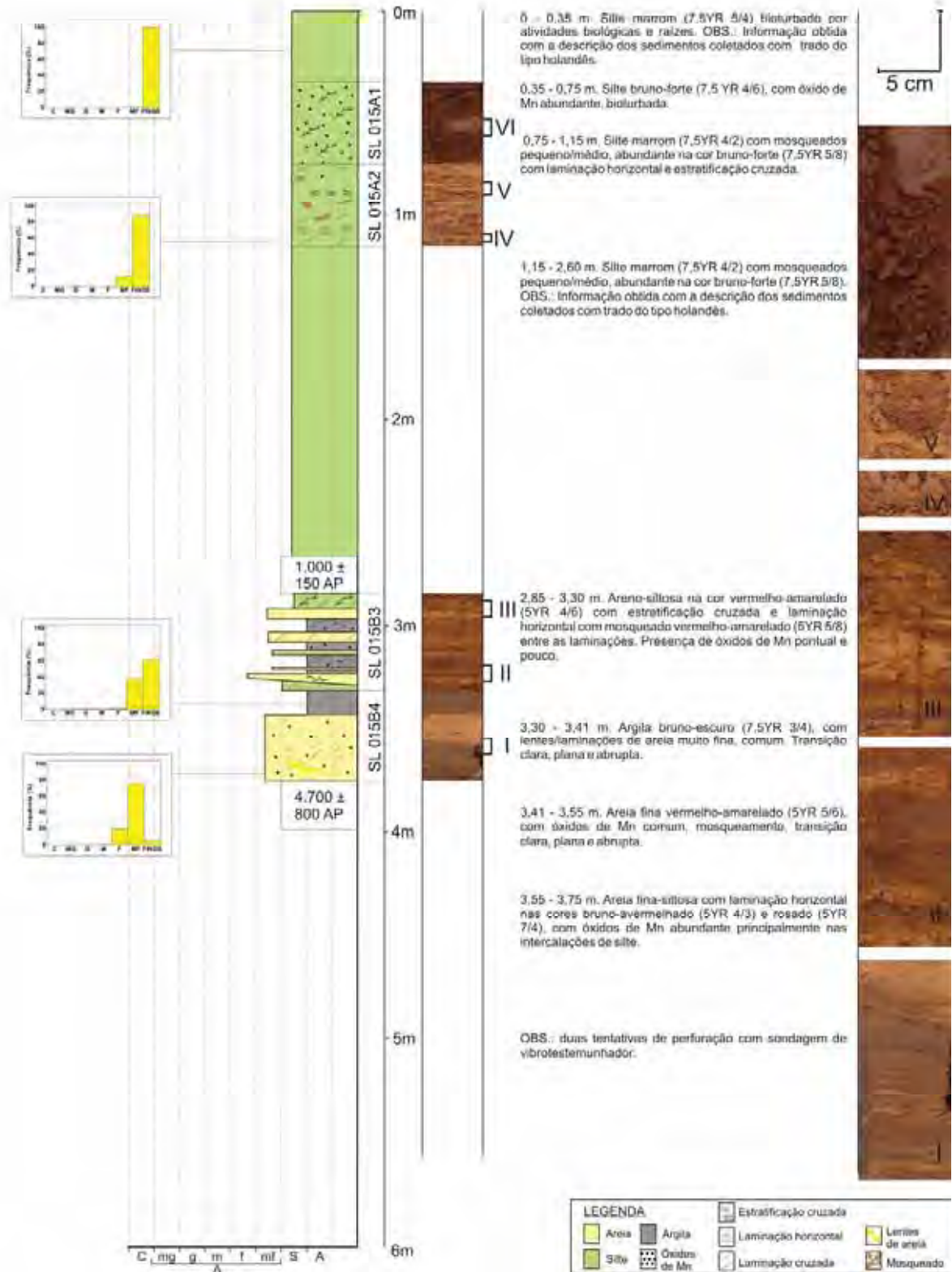


Figura 68 – Perfil sedimentológico do ponto SL015 (cinturão de meandros ativo).

Fazenda Laguna
Terraço SL 016

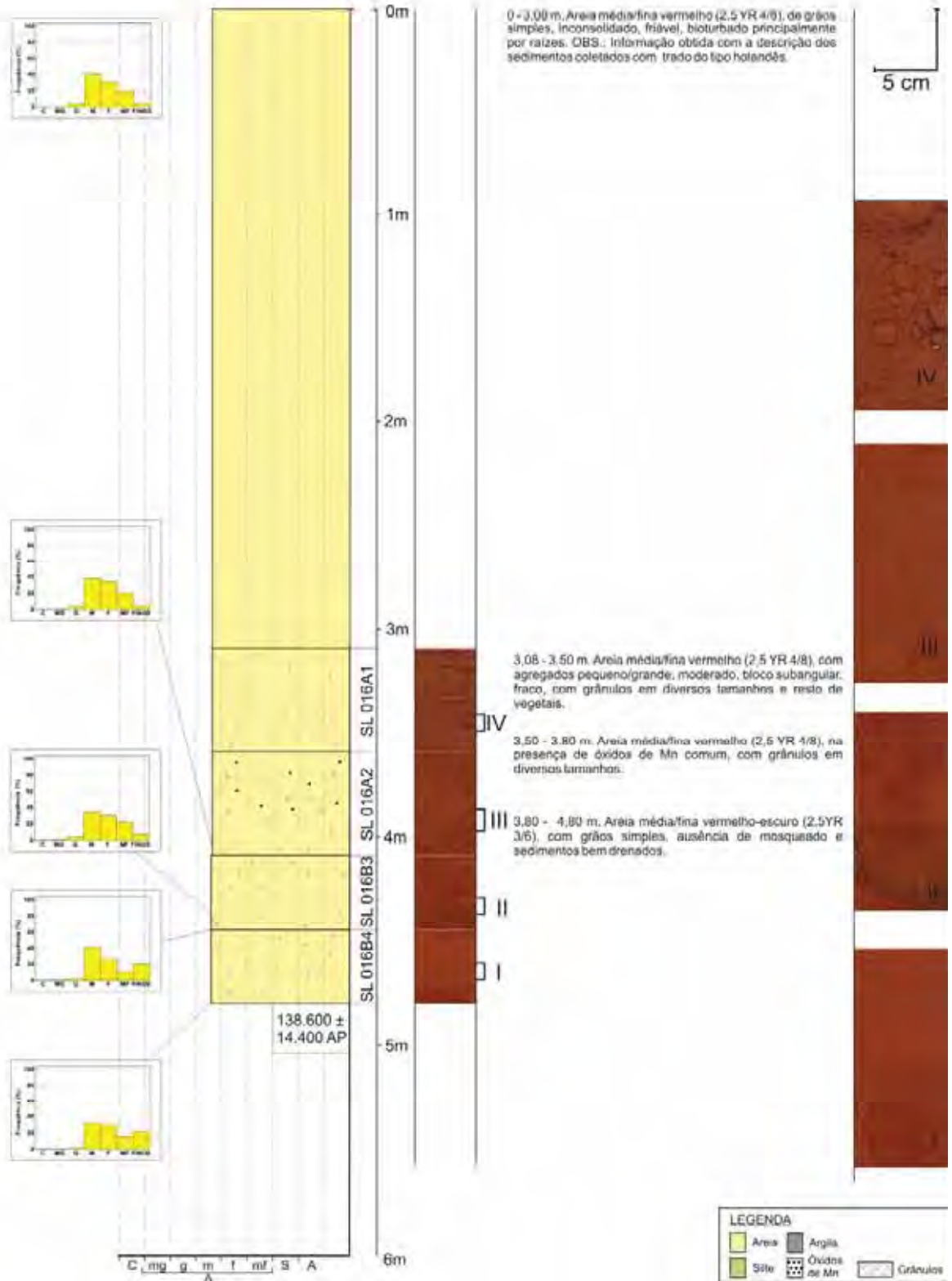


Figura 69 – Perfil sedimentológico do ponto SL016 (planície aluvial dissecada).

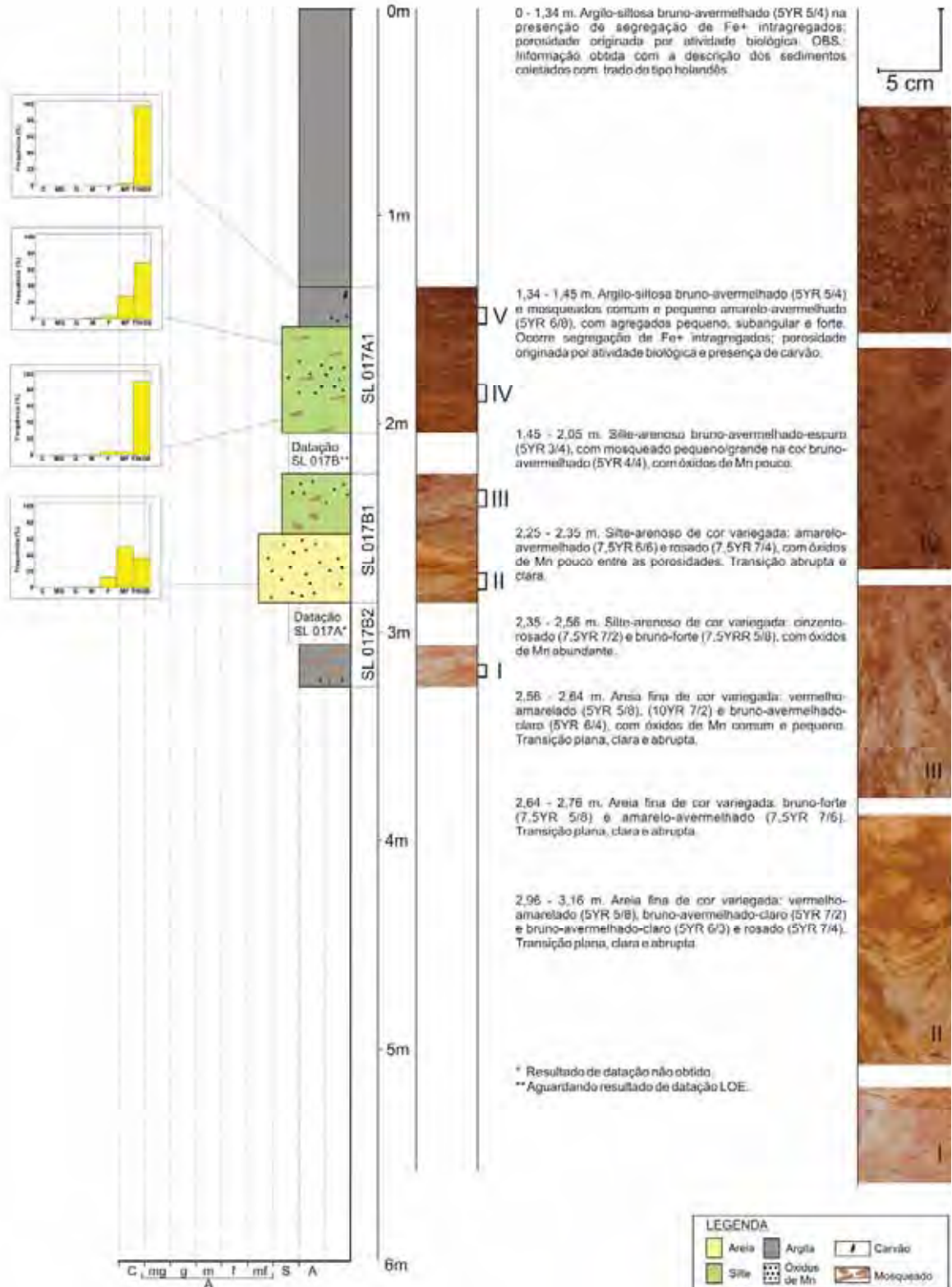


Figura 70 – Perfil sedimentológico do ponto SL017 (cinturão de meandros ativo).



Figura 71 – Perfil sedimentológico do ponto SL018 (planície aluvial dissecada).

Tabela 13 – Idade absoluta dos sedimentos no cinturão de meandros em vale inciso por LOE (Localização na figura 58; AP = antes do presente).

Ponto	Profundidade da amostra (m)	Idade (anos AP)	Registro LVD/FATEC
SL003	2,83	4.700 ± 800	2222
SL006	2,50	4.600 ± 800	2223
SL009 – A	4,16	64.800 ± 15.600	2225
SL011 – A	4,32	10.800 ± 1.800	2227
SL013 – C	1,0	3.700 ± 830	2229
SL013 – B	2,0	4.300 ± 800	2230
SL013 – A	3,5	6.500 ± 900	2231
SL015 – C	1,0	1.000 ± 150	2233
SL015 – A	4,0	4.700 ± 800	2234

No cinturão de meandros em vale inciso, nove datações indicaram idades holocênicas para a deposição dos sedimentos, mais jovens que 6.500 ± 900 anos AP. Duas datações obtidas em perfurações neste compartimento geomorfológico resultaram em idades de 10.800 ± 1.800 anos AP, na transição Pleistoceno/Holoceno e de 64.800 ± 15.600 anos AP de idade pleistocênica.

8.3. Discussão dos resultados

8.3.1. Cronologia dos eventos

Os resultados confirmam que o sistema deposicional do megaleque do rio São Lourenço é formado por: 1) lobos abandonados de idade pleistocênica, nos quais foram formados os depósitos sedimentares da planície aluvial dissecada; e 2) trato deposicional holocênico, composto por um cinturão de meandros na porção proximal e lobos distributários na porção distal do megaleque (Figura 58).

As cores dos sedimentos recuperados no megaleque do São Lourenço têm origem atribuída aos processos geoquímicos de feições redoximórficas, típicas de solos sujeitos a inundações e ciclos de oxi-redução, fato verificado por Beirigo (2008)

em estudo dos diferentes tipos de solos no Pantanal do São Lourenço (Reserva SESC-Pantanal) (Figura 10). O autor distinguiu fases de reoxidação do Fe que precipitam na forma de óxido (hematita), oxi-hidróxidos (goethita e lepidocrocita) e formas amorfas, formando revestimentos mosqueados. Características estas verificadas nos testemunhos da planície aluvial dissecada.

O manganês é elemento encontrado com frequência nos depósitos sedimentares, tanto da planície aluvial dissecada como do cinturão de meandros. Este elemento, por ser facilmente removido em condições redutoras do ambiente, favorece a floculação em silte e argila. Beirigo (2008) atribuiu à oxidação do Mn, nos horizontes de solos, a pH favorável ao ataque de microrganismos à formação de camadas ou horizontes com ocorrência de plintita, que os caracterizam como solos da ordem dos plintossolos.

Com base no conjunto de observações levantadas na área estudada, referente aos depósitos sedimentares, às feições morfológicas fluviais que se associam ao canal das drenagens principais, e às datações de LOE, podem ser inferidos três períodos significativos na evolução geomorfológica do sistema deposicional do rio São Lourenço. Esses períodos se relacionam com eventos climáticos ocorridos durante o Quaternário (Figura 72).

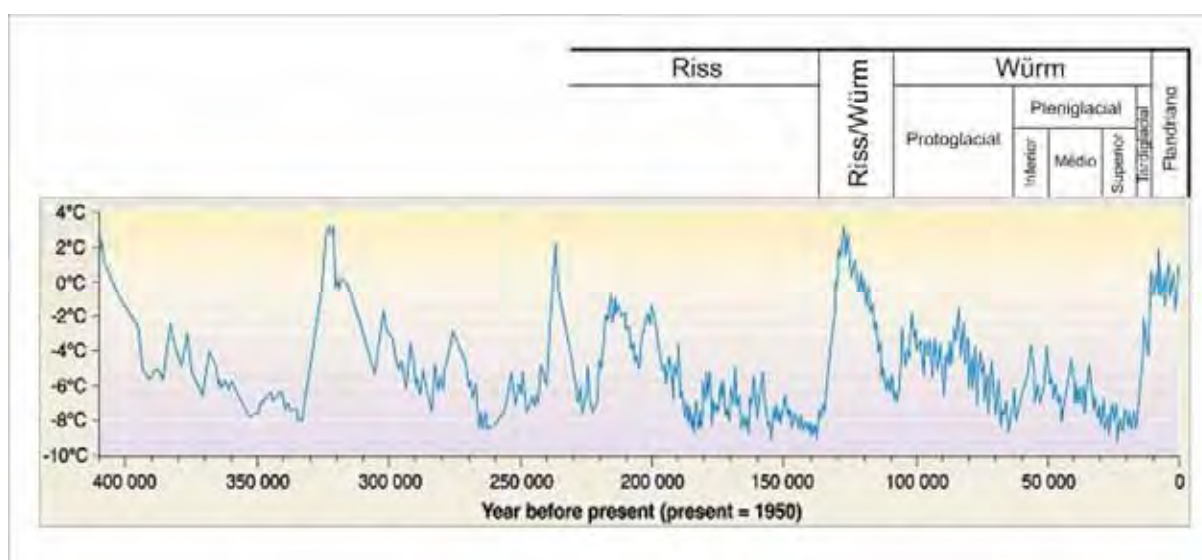


Figura 72 – Oscilações da temperatura média nos últimos 420.000 anos AP a partir do core Vostok – Antártica (Petit *et al.* 1999). A cronologia e o nome das glaciações foram apresentados por Suguio (2005).

O primeiro período ocorreu no Pleistoceno e corresponde à construção dos lobos abandonados da planície dissecada aluvial. Evidenciam ainda os dados que uma provável sedimentação mais atuante do megaleque do São Lourenço tenha sido na glaciação Würm (Figura 72) por volta de 64.800 ± 15.600 a 28.500 ± 5.900 anos AP (Tabelas 12 e 13; Figura 73A). Nesta relação se inclui o ponto SL009-A (ver localização na Figura 58 – quadro VI e descrição sedimentológica na Figura 62) perfurado no cinturão de meandros, cuja idade de 64.800 ± 15.600 anos AP não é relacionável às formas atuais de deposição no local amostrado.

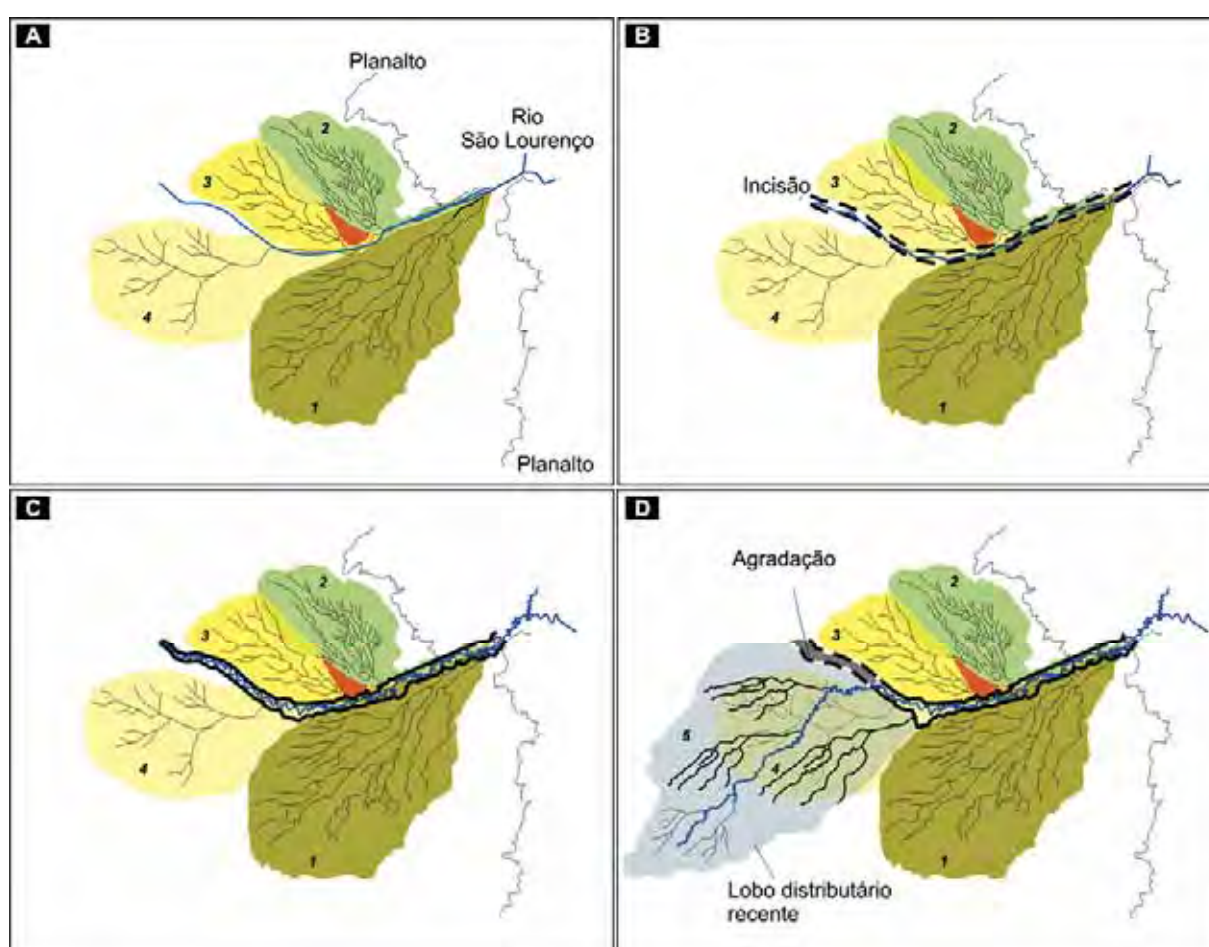


Figura 73 – Modelo preliminar de evolução dos lobos do megaleque do São Lourenço: A) Construção e abandono dos lobos no Pleistoceno. O número 1 representa o lobo a sul, números 2 e 3 os lobos a norte e número 4 o lobo na porção distal; B) subida do nível de base e incisão; C) aumento de declividade, o canal muda o padrão para meandrante e inicia o preenchimento do vale por agradação vertical; D) desconfinamento da planície incisa e a construção dos lobos distributários recentes no Holoceno.

Embora tal período tenha apresentado clima mais seco e com temperaturas que diminuem progressivamente desde o interglacial Riss-Würm, as datações de

LOE obtidas nos lobos abandonados quando projetadas no gráfico da figura 66, incidem nos períodos interglaciais do Pleniglacial médio (64.000 a 24.000 anos AP). Este período corresponde à máxima expansão das geleiras no Hemisfério Norte (Suguio 1998).

Formas relictas do canal fluvial preservadas em superfície indicam que no Pleistoceno tardio o sistema fluvial entrelaçado era ativo e constituía a base do sistema deposicional do Pantanal do São Lourenço (Figura 73A). Ao contrário do lobo antigo a sul, os relevos residuais da Formação Furnas (Devoniano) serviram como obstáculo nas mudanças de cursos do canal principal no lobo norte, ao mesmo tempo em que rampas colúvio-aluvionares contribuíram/influenciaram nos processos de sedimentação.

Resultados de datação mais antigos foram encontrados no lobo abandonado, cujas idades apresentam entre 222.300 ± 32.100 (SL014; Figura 67) e 138.600 ± 14.400 anos AP (SL016; Figura 69). No testemunho SL014, encontrou-se a 3,15 m de profundidade uma camada de petroplintita com mais de 15 cm de espessura. Esse material e as idades observadas associam-se com os sedimentos de rampas colúvio-aluvionares provenientes do morro testemunho (Serra Tamanduá) próximo à área dessas sondagens. A presença de petroplintita é indicativa de condições climáticas quentes, porém não obrigatoriamente áridas.

Latrubesse e Franzinelli (2005) documentaram a existência de arenitos conglomeráticos no sistema fluvial da Amazônia no Pleniglacial médio. Tal sistema é representado pelos rios Ucaiali, Madre de Dios, Caquetá, Purus, Juruá e Negro, que drenam parte dos territórios peruano, colombiano e brasileiro. Liew *et al.* (2006) associaram a sedimentação de lobos com episódios climáticos mais quentes no Pleniglacial médio, a partir de 42.200 anos AP, na porção leste da Ásia.

Uma das características observáveis no Pleniglacial médio é o prolongamento dos eventos interglaciais, intercalados com glaciações mais curtas (Figura 72). Nesse período, o sistema fluvial entrelaçado existente no megaleque do São Lourenço sofreu alterações hidrológicas significativas, o que proporcionou à deposição de areia média e fina em toda a planície aluvial dissecada, principalmente na formação dos lobos abandonados a sul.

A evolução dos lobos abandonados a sul foi por lóbulos coalescentes, característica esta evidenciada nas interpretações morfológicas de abandono de canal na planície aluvial, que revela a ocorrência do fenômeno de avulsão. No

mínimo, três pontos de avulsão e abandono do canal principal próximos ao antigo ápice do megaleque, na saída do planalto, podem ser reconhecidos em superfície (Figura 74).

Feições relictas de barras de areia e as relações morfométricas do canal sinalizam que o sistema fluvial entrelaçado também foi atuante na parte distal do megaleque do São Lourenço (Figura 75). Esse sistema, quando ativo, deu origem à construção de outro lobo na porção mais distal, e isso foi possível porque o canal fluvial principal se instalou na depressão entre as bordas dos lobos abandonados norte e sul (Figura 73A), constituindo a base do sistema deposicional dos lobos distributários (Figura 10).

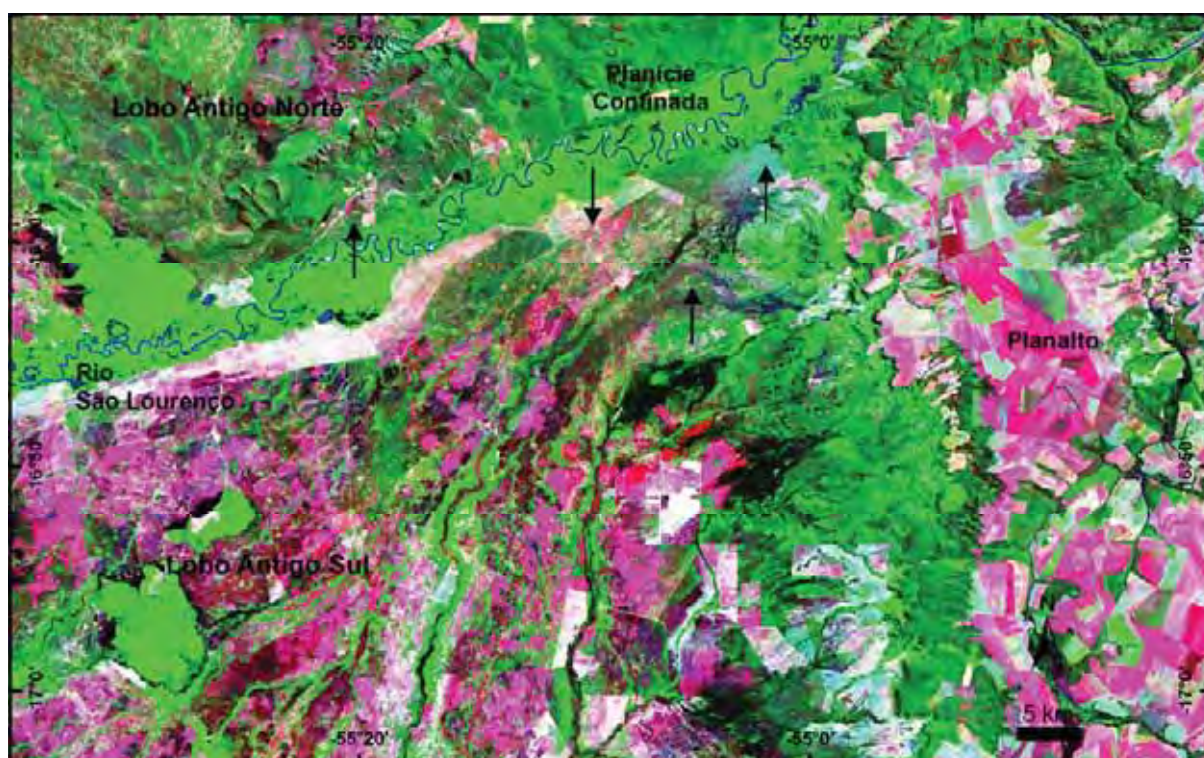


Figura 74 – Antigo padrão de canal entrelaçado no lobo abandonado sul. As flechas sinalizam pontos de avulsão que ocorreram no Pleistoceno Tardio. Agentes naturais de intemperização e a substituição da vegetação por pastagens têm contribuído para mascarar as evidências das paleodrenagens e os pontos de rompimento do canal (Imagem Geocover Landsat 5 Cercas 1990).

Existe uma lacuna de idades entre 28.500 ± 5.900 anos AP (idades mais jovem obtida de sedimentos da planície dissecada) e 6.500 ± 900 anos AP (idade mais antiga de sedimentos do cinturão de meandros) (Tabelas 12 e 13). Foi interpretado que o dado anômalo do ponto SL011, localizado no cinturão de

meandros, deve-se ao fato de que a sondagem atravessou os depósitos holocênicos do cinturão de meandros e perfurou depósitos pleistocênicos mais antigos, depositados previamente à incisão do vale (Figura 64).

Entre 25.000 anos AP e 17.000 anos AP, autores como [Osmaton e Harrison \(2005\)](#), [Blum e Aslan \(2006\)](#), [Liew *et al.* \(2006\)](#), [Saia *et al.* \(2008\)](#) e [Da Cruz Miranda *et al.* \(2009\)](#) apontam, em escala global, período pronunciado de aridez, níveis de mares mais baixos, atividade fluvial reduzida e período ativo de formação de dunas correspondentes ao Último Máximo Glacial (LGM). Esses autores indicaram nesse mesmo período a queda do nível de base responsável por incisões em ambientes fluviais-sedimentares.

Para [Iriundo \(1997\)](#), uma superfície composta de areia muito fina a fina existente na porção centro-sul da América do Sul, entre as latitudes 15°S e 27°S, é evidência de que o LGM foi caracterizado, na área, por clima mais árido com estações secas prolongadas. Conforme [Eriksson *et al.* \(2006\)](#), na Austrália, entre as mesmas latitudes, o LGM ocorreu entre 20.000 e 17.000 anos AP, alternando-se para clima quente e úmido que permaneceu até 4.000 anos AP, Essas variações paleoclimáticas estão relacionadas com mudanças de insolação, variação orbital e variabilidade das mudanças paleoclimáticas em escala global ([Mayewski *et al.* \(2004\)](#)).

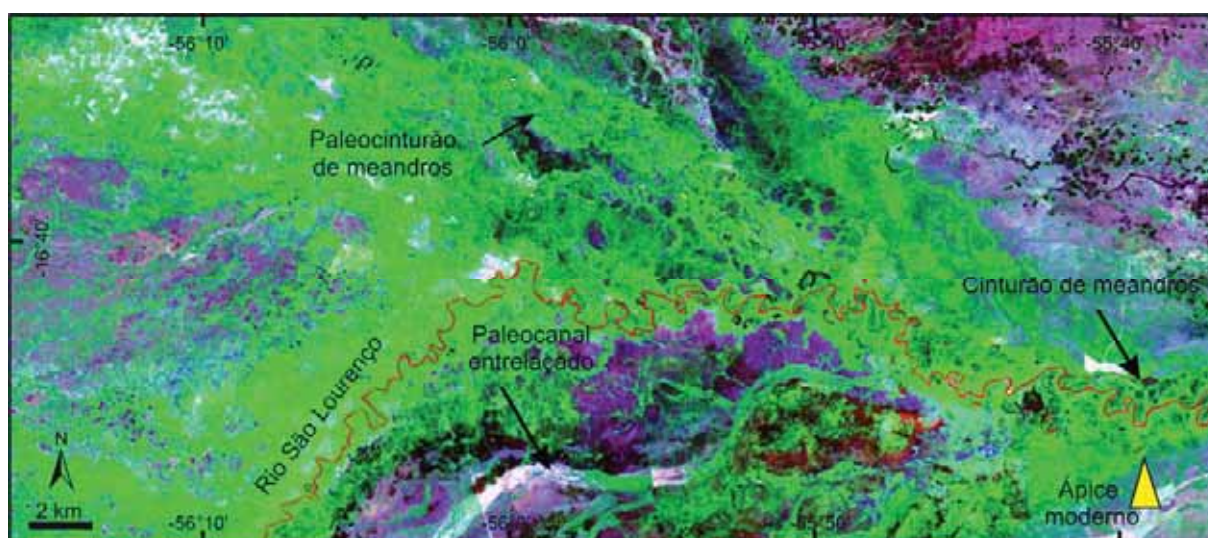


Figura 75 – Ápice do desconfinamento da planície incisa na entrada dos lobos deposicionais. O processo de agradação remontante no paleocinturão de meandros muda o ponto de ajustamento a montante no Eo-Holoceno, simbolizado pelo triângulo amarelo. A partir deste ponto, a planície fica desconfinada e meandrante na porção distal do megaleque (Imagem Geocover Landsat TM/5 CIRCAS 1990).

No Brasil, em sedimentos datados de lagoas semifechadas no Pantanal sul mato-grossense, que dista 200 km em linha reta do megaleque do São Lourenço, [Bezerra \(1999\)](#) encontrou idades de até 14.870 anos AP e interpretou que até 10.200 anos AP houve condições climáticas mais secas que a atual. Segundo [Salgado-Labouriau \(1997\)](#), a umidade e a temperatura permaneceram baixas no cerrado até 10.200 anos AP.

O segundo período na evolução do sistema deposicional foi à incisão no megaleque do São Lourenço. Resultados importantes que respaldam a incisão no Holoceno superior foram os obtidos por [Stevaux \(1994\)](#) no rio Paraná durante as mudanças climáticas do Holoceno superior. Outro resultado importante é o trabalho de [Silva \(2010\)](#), em estudo sobre o megaleque do rio Paraguai, região de Cáceres – MT, encontrou idades em torno de 11.300 e 10.100 anos AP na porção distal (terraços) do paleoleque do Sepotuba. Segundo [Assine \(2010\)](#), as incisões no Pantanal ocorreram entre 10.000 a 7.000 anos AP.

Considerando tais dados, admite-se que o cenário climático no Pantanal, no Holoceno superior, era de condições mais úmidas, que possibilitaram aumento na vazão dos rios ao mesmo tempo em que favoreceram a reocupação por vegetação mais densa nas áreas de planalto. Em função da vegetação, chega ao canal menor quantidade de sedimentos com volume maior de água. Nessas condições, os rios que adentravam o Pantanal tinham energia suficiente para promover a incisão na porção proximal do megaleque ([Figura 73 – B, C e D](#)).

Fato bastante relevante é a forma da bacia de drenagem que se configura em um amplo anfiteatro ([Figura 7](#)). Seus tributários chegam aos rios coletores, que deixam o planalto num único ponto de saída para a planície do Pantanal. Essa característica ocasionou diretamente entalhe maior na área proximal do megaleque. À medida que essa energia ia se dissipando a jusante, diminuía o entalhe na superfície do megaleque. Incisão promovida pelo São Lourenço ocorreu até a parte intermediária do megaleque, cerca de 80 km a jusante do seu início, observando-se hoje redução no desnível de 5 m nos terraços, do ápice do megaleque até o ponto de intersecção ([Figura 73B](#)).

O canal fluvial passou a ter maior sinuosidade, ao mesmo tempo em que iniciou o entalhe do vale ([Figura 73B](#)). Alterações na vazão e no tipo de carga transportada (de fundo e de suspensão) contribuíram para que o sistema fluvial evoluísse para meandrante e os processos autogênicos passaram, então, a regular

as atividades da bacia do São Lourenço. Posteriormente, o canal meandrante abandonou o caráter erosivo vertical (incisão) e passou a alargar seu vale por expansão lateral (Figura 73C).

O terceiro período é correlato com a Idade Hipsitérica ou *Optimum climático*, cujas temperaturas no Hemisfério Norte foram mais altas que a atual (Suguio 1998). Alguns dos autores como Thomas e Thorp (1995) postularam picos de cheia depois de 9.000 anos AP para rios tropicais.

No Brasil, autores como Salgado-Labouriau (1997), Souza-Filho e Stevaux (1997) e Bezerra (1999), entre outros, documentaram retorno de condições climáticas mais úmidas, com aumento de temperatura, entre 7.200 e 6.300 anos AP. No Pantanal, De Oliveira *et al.* (1999) retratam cenário-ápice de maior umidade por volta de 5.190 anos AP, com o retorno de vegetação de porte arbóreo e algas, e redução expressiva de polens de plantas aquáticas.

Contemporaneamente ocorreu à formação da planície de inundação do alto rio Paraná por ajustes fluviais, que evoluiu para sistema anastomosado-entrelaçado (multicanais) formado por paleo-ilhas e paleobarras (Santos 1997 e Stevaux e Souza 2004).

Os resultados de LOE no cinturão de meandros apontam que seu preenchimento sedimentar tenha ocorrido a partir de 6.500 ± 900 anos AP (SL006, SL011, SL013, e SL015) (Figuras 60, 64, 66 e 68), a uma taxa média de $0,85 \text{ cm.ano}^{-1}$. A granodecrescência ascendente observada nos perfis descritos dos pontos SL003, SL011, SL013, SL015 e SL017 (Figuras 59, 64, 66, 68 e 70), está associada à migração do canal de forma paulatina. Essa característica é dinâmica inerente do sistema fluvial meandrante, relacionada à corte de colo do arco do meandro e instalação de ambiente de baixa energia.

Em outras áreas do Pantanal ocorreu também deposição sob a forma de agradação no Holoceno médio em vales incisos. Silva (2010) datou depósitos holocênicos do cinturão de meandros no alto curso do rio Paraguai, região de Cáceres – MT. Kuerten (2010) interpretou o fim das atividades de preenchimento do vale do antigo curso do rio Paraguai, onde corre o atual rio Nabileque, por volta dos 4.000 anos AP.

O cenário atual do sistema deposicional do São Lourenço é a construção dos lobos distributários na porção distal do seu megaleque, recobrando os sedimentos

basais mais antigos depositados pelo sistema fluvial entrelaçado durante o Pleistoceno tardio.

Os resultados alcançados sugerem que oscilações climáticas no Quaternário foram o principal fator de controle na evolução do sistema deposicional do São Lourenço. Outros exemplos na América do Sul, como os grandes sistemas fluviais como o Parapeti, Pilcomayo e Bermejo, afluentes da margem direita do rio Paraguai, deram origem aos seus respectivos leques durante o Pleistoceno tardio e parte do Holoceno (Iriondo 1997). Exemplos de outras partes do mundo registram a formação de leques fluviais formados em resposta aos períodos de glaciação e interglaciação do Pleistoceno tardio, como os leques do rio Madson, no sudoeste de Montana (USA), e do Vale Buena Vista, na região centro-norte de Nevada (USA) (Ritter *et al.* 1995, 2000).

O trabalho de Thomas *et al.* (2007) também merece destaque uma vez que a área objeto de estudo, na planície costeira do norte e sul de Cairns, Estado de Queensland na Austrália, está na mesma faixa de latitude do megaleque do São Lourenço, a 17°S. Os autores interpretam a sedimentação na área como resultado de um sistema de alta energia entre 64.000 a 28.000 anos AP, similar ao sistema deposicional estudado neste trabalho.

8.3.2. Evidências morfológicas na evolução do sistema deposicional

Incisões também são identificadas nos lobos abandonados do megaleque do São Lourenço, as quais se instalaram sobre paleodrenagem distributária, cujos paleocanais são mais largos e menos profundos.

Evidências morfológicas do antigo padrão de canal entrelaçado, encontradas no megaleque do São Lourenço, são visualizadas com facilidade em imagens de satélite (Figuras 74 e 75). O atual Córrego Corixo, situado no lobo abandonado norte, é um canal subajustado (*underfit stream*) a um canal antigo de maior energia e de padrão entrelaçado. Sem mais conexão direta com o rio São Lourenço, o córrego é um canal de baixa energia, inciso dentro de um paleocanal pleistocênico (Figura 76).

Canais subajustados têm sido identificados nos Estados Unidos, no Canadá, na Europa Ocidental, no norte da Austrália, na Ilha do Bananal (Brasil) e em outras

partes do globo (Goudie 2006), demonstrando que tal processo ocorre em diferentes condições climáticas. A relação entre a largura do canal antigo e o atual indica a energia de fluxo, a qual Dury (1965, apud Goudie 2006) encontrou a relação 10/1 na Inglaterra e 5/1 e 3/1 nos EUA. No caso do Córrego Corixo o canal antigo mede cerca de 400 m e o atual aproximadamente 40 m, de forma que essa relação é de 10/1 (Figura 76).

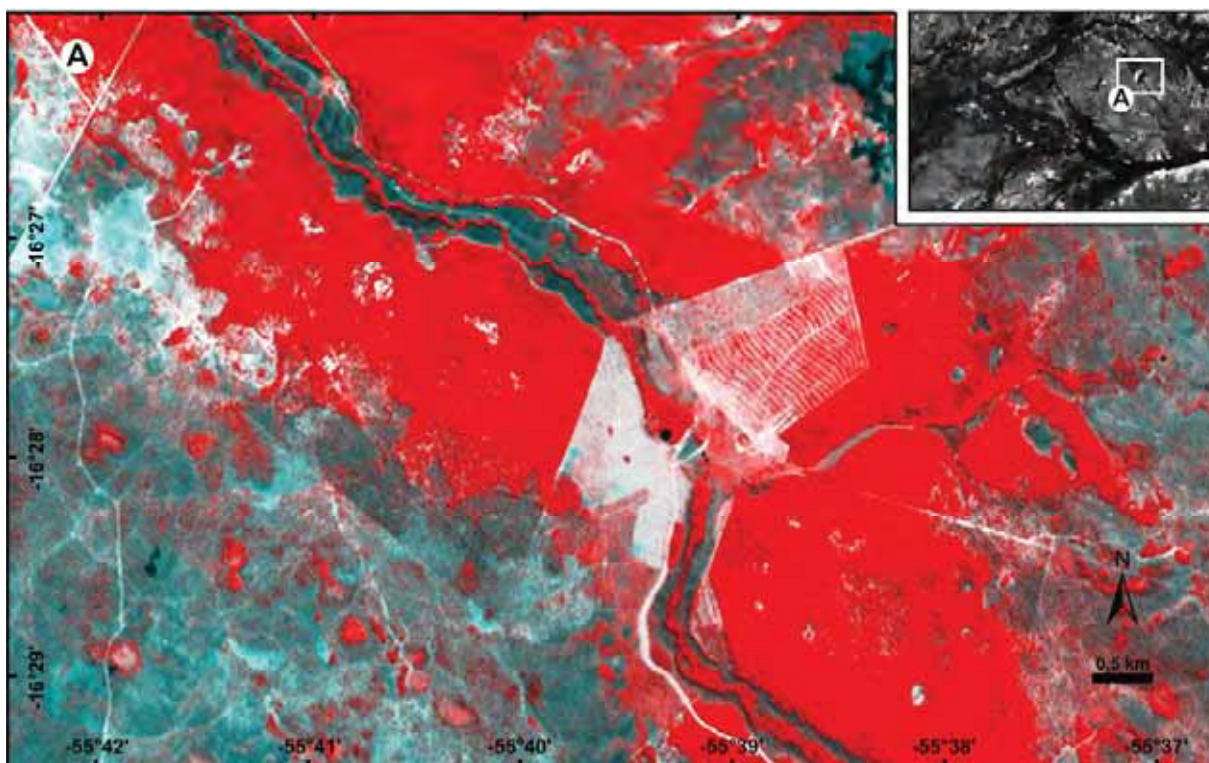


Figura 76 – Canal subajustado em antigo padrão de canal entrelaçado na planície aluvial dissecada. O Córrego Corixo está subajustado às feições fluviais pretéritas de um paleocanal entrelaçado de maior amplitude. O paleocanal, no lobo abandonado a norte, é um registro de feições herdadas do Pleistoceno (Imagem Aster R3G2B1 de 29/06/2004).

8.3.3. Processos e geformas resultantes no tempo – um modelo preliminar

Kohler (2001) retrata processos geomorfológicos vs escala temporal. Segundo o autor, a influência dos processos alogênicos (clima, tectônica) ocorre na ordem de milhares de anos e resulta nas grandes geformas. Ao contrário, quando a influência é dos processos autogênicos (vazão, declividade, nível de base, entre outros), ajustando-se às condições locais e impostas pelos processos alocíclicos, os resultados são geformas menores.

As interpretações baseadas nos registros cartográficos antigos, nas imagens orbitais e nos resultados de datação, deram suporte à interpretação de alguns dos principais processos ocorridos no Quaternário (Figura 77). Permitiram ainda, inferir quais geoformas resultantes dos processos estão associadas às oscilações climáticas, bem como as geoformas resultantes dos processos autogênicos do sistema deposicional do São Lourenço.

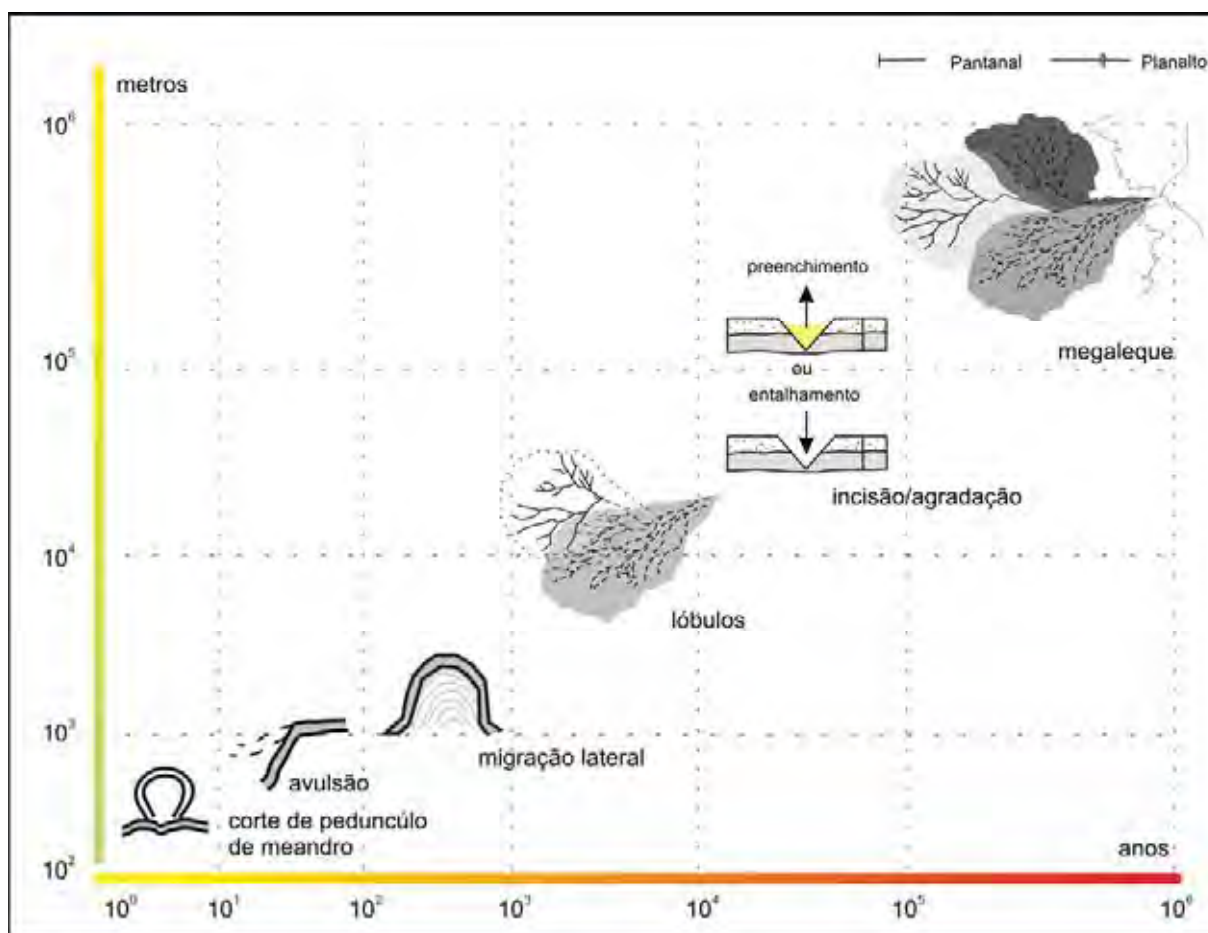


Figura 77 – Representação esquemática dos processos geomorfológicos e geoformas resultantes do megaleque do rio São Lourenço no Quaternário.

Geoformas relacionadas a controles alogênicos de diferentes durações (Figura 77): a) 100.000 – 1.000.000 anos: constitui o sistema deposicional do Quaternário; b) 10.000 – 100.000 anos: incisão e agradação, baseado nos dados obtidos de LOE e compilação de literaturas que abordam esta questão no Pantanal; c) 1.000 – 10.000 anos: abandono e construção de lóbulos.

Geoformas decorrentes de fatores autogênicos (Figura 77): a) 100 a 1000 anos: migração dos meandros preservando espiras de meandros; b) 10 a 100 anos:

ocorrência do fenômeno de avulsão, fato este observado na avulsão Baía do Cercado (Figura 17); c) 0 - 10 anos: corte de colo de meandros (Figura 26). As influências antrópicas ficam mais evidentes nos processos que ocorrem em período de 10 anos.

8.4. Conclusões

Os resultados obtidos apontaram que as mudanças paleoambientais no megaleque do rio São Lourenço estão relacionadas a fatores alogênicos e autogênicos, atuantes desde o Pleistoceno.

Dentre os fatores alogênicos, os climáticos são de longe os mais evidentes. Entretanto, estudos de influência tectônica detalhados na bacia hidrográfica do São Lourenço e região devem ser realizados futuramente para melhor compreensão do papel da tectônica na conformação dos lobos, lóbulos e incisões fluviais. Dentre as evidências de neotectônica destacam-se o alinhamento da planície incisa do rio São Lourenço na parte superior e intermediária do megaleque.

Embora se disponha de poucas datações, os resultados obtidos permitiram esboçar um modelo preliminar de evolução, mas persistem ainda questões em aberto a serem investigadas em futuros estudos. Os resultados de datação mostram que o período de maior sedimentação fluvial ocorreu no Pleniglacial médio (Pleistoceno tardio), de 64.800 ± 15.600 a 28.500 ± 5.900 anos AP. Evidências morfológicas indicam a predominância de sistemas de megaleques fluviais dominados por rios entrelaçados, com depósitos de canal em que predomina areia média a grossa.

Os testemunhos recuperados na planície aluvial dissecada apresentam pedogênese avançada, constituindo horizontes passíveis de identificação. Embora ainda seja difícil a relação dos processos pedogenéticos com as mudanças climáticas, camada de petroplintita encontrada em um dos testemunhos sugere clima quente com estações prolongadas de umidade e aridez.

No início do Flandriano ocorreram mudanças hidrológicas significativas, que promoveram ajuste do sistema e de sua morfologia. Condições de clima quente e úmido condicionaram o aumento na vazão dos rios e provocaram a incisão dos seus

talvegue na planície aluvial dissecada. A incisão foi maior na saída do planalto e a evolução lateral do sistema causou alargamento do vale inciso.

O Hipsitérico é marcado na bacia do São Lourenço pela formação de cinturão de meandros e de lobos distributários. Evento mais úmido por volta de 5.160 anos AP no Pantanal, já postulado por [De Oliveira *et al.* \(1999b\)](#), coincide com o período de agradação do vale inciso. De acordo com os resultados de LOE, a agradação fluvial no vale inciso teve início em torno de 6.800 anos AP, num processo que continua até hoje.

Fato relevante sobre o fenômeno de avulsão no megaleque do São Lourenço é que tal fenômeno não é peculiar do Holoceno, mas caracteriza a dinâmica do sistema desde o Pleistoceno.

9. CONCLUSÃO

Com base nos resultados obtidos na área investigada, foi possível identificar que a maioria das feições morfológicas presentes na paisagem da área estudada são de origem fluvial, muitas delas geoformas de canais e paleocanais de variadas dimensões.

O canal do rio São Lourenço tem-se ajustado às variações hidrossedimentares (água e sedimentos) derivadas de eventos climáticos ocorridos desde o Pleistoceno, que resultou na construção de um complexo sistema deposicional, o megaleque fluvial do rio São Lourenço.

A compartimentação geomorfológica, a existência de redes e paleorredes de drenagem distributárias e tributárias, as geoformas deposicionais e erosivas, as fácies sedimentares, e as idades dos sedimentos obtidas por datação por luminescência opticamente estimulada LOE permitiram a proposição de um modelo evolutivo para o megaleque com um todo: um sistema deposicional formado por lobos abandonados de idades pleistocênicas, um cinturão de meandros e lobos e lóbulos deposicionais de idades holocênicas.

Paleocanais ainda preservados na superfície do megaleque e a presença de depósitos sedimentares arenosos, médios a grossos, mal selecionados, são evidências de que os canais eram predominantes do tipo entrelaçado quando da sedimentação dos lobos no Pleniglacial médio, pelo menos entre 64.800 e 28.500 anos AP. Tais lobos foram construídos nas porções superior e intermediária do megaleque do São Lourenço. A planície aluvial dissecada compõe hoje uma unidade geomorfológica formada por lobos pleistocênicos, uma paisagem de caráter erosivo caracterizada pela superposição de redes de canais tributários sobre paleorredes distributárias. Sem conectividade com o canal principal do rio São Lourenço, os canais tributários são formados por nascentes existentes na própria planície, funcionando como rios que drenam as águas das chuvas para fora do megaleque.

As datações, informações da literatura e correlação com outras áreas apontam que incisões fluviais ocorreram durante o Holoceno superior. Este evento de subida do nível de base e incisão, não apenas causaram erosão na planície aluvial dissecada, mas promoveram o entrincheiramento do rio São Lourenço, desde a planície fluvial do rio Cuiabá até cerca de 10 km adentro na bacia de drenagem no planalto. Na porção intermediária/superior do megaleque, a incisão foi condicionada

por falha de direção N65E. Com o rebaixamento do perfil de equilíbrio, o canal fluvial adquiriu sinuosidade em função da declividade e promoveu o entalhe do vale sobre os sedimentos pleistocênicos, que hoje formam terraços laterais à planície onde se encontra um cinturão de meandros ativo.

Fácies heterolíticas, areia média, silte e argila são depósitos característicos do preenchimento sedimentar do vale em que o rio São Lourenço formou um cinturão de meandros. Datações LOE destes sedimentos apontam idades desde 6.500 anos AP (Hipsitérmica ou *Optimum Climático*) até o presente. As condições mais úmidas nesse período acarretaram ajustes hidráulicos no sistema fluvial provocadas pelas mudanças climáticas. Alterações na vazão e no transporte de sedimentos contribuíram para que o sistema fluvial evoluísse para meandrante e os processos autogênicos passassem, então, a regular as atividades sedimentares do megaleque.

A principal área de sedimentação atual é a do lobo deposicional distributário, situado na porção distal do megaleque. Modelos numéricos do terreno permitiram realçar redes de drenagens mais jovens sobrepostas a paleoredes distributárias preexistentes, revelando a existência de pelo menos cinco lóbulos, um ainda ativo.

Avulsões são fenômenos responsáveis pelas mudanças do canal principal e pela construção e abandono de lóbulos deposicionais. À exemplo dos megaleques dos rios Kosi e Tista localizados na Índia ([Chakraborty et al. 2009](#)), no do rio São Lourenço as avulsões são nodais e aleatórias.

As pendentes, as litologias e a declividade controlam as variáveis hidráulicas do canal no sistema fluvial São Lourenço-Vermelho, em consonância com os compartimentos fluviais definidos. O rio Vermelho, situado no planalto e principal afluente do São Lourenço possui baixa energia (potência) de transporte de sedimentos nas vazões pequenas e médias. Em média, estima-se que 12.726 ton/dia das vazões de sólidos totais depositam-se no canal na área de planalto.

As mudanças morfológicas nas seções associadas com os regimes de fluxos revelaram a vazão efetiva referida como a vazão do canal de formação ou vazão dominante quando atingidos fluxos de 450 m³/s no rio Vermelho e 315 m³/s no baixo curso do rio São Lourenço. No médio curso do rio São Lourenço a vazão de margens plenas (*bankfull*) quando a 711 m³/s, revelou ser a de maior competência nas alterações do canal.

Entender a evolução do sistema deposicional é de grande importância para o contexto geológico e geomorfológico da paisagem do Pantanal, mas, também, para outras áreas do conhecimento, envolvendo desde os aspectos físicos, que incluem a hidrologia e a engenharia, aos aspectos ecológicos, que atentam para a estrutura e funcionamento das comunidades biológicas. E ainda, para o correto dimensionamento das políticas públicas na gestão dos recursos hídricos. Nesse caso, o presente não é apenas a chave para entender o passado, mas, também para prever o futuro.

REFERÊNCIAS

- Ab'Saber, A.N. 1988. O Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. *Revista Brasileira Geografia*. Rio de Janeiro, 50, n. especial, 2: 9-57.
- Abdon, M.M.; Silva, J.S.V. 2006. *Fisionomias da Vegetação nas Sub-regiões do Pantanal Brasileiro*. São José dos Campos: INPE; Campinas: Embrapa Informática Agropecuária. 1 CD-ROM.
- Agência Nacional de Águas. GEF/PNUMA/OEA. 2004. *Programa de ações estratégicas para o gerenciamento integrado do Pantanal – Implementação de práticas de gerenciamento integrado de bacia hidrográfica para o Pantanal e a Bacia do Alto Paraguai*. Relatório Final. Brasília: 315p.
- Agência Nacional de Águas. 2007. *Boletim de Monitoramento da Bacia do Alto Paraguai*. Agência Nacional de Águas, Superintendência de Usos Múltiplos. Brasília: ANA: 22p.
- Agência Nacional de Águas. 2008. *Boletim de Monitoramento da Bacia do Alto Paraguai*. Agência Nacional de Águas, Superintendência de Usos Múltiplos. Brasília: ANA: 20p.
- Agência Nacional de Águas. 2009. *Boletim de Monitoramento da Bacia do Alto Paraguai*. Agência Nacional de Águas, Superintendência de Usos Múltiplos. Brasília: ANA: 21p.
- Agência Nacional de Águas. 2010. *Boletim de Monitoramento da Bacia do Alto Paraguai*. Agência Nacional de Águas, Superintendência de Usos Múltiplos. Brasília: ANA: 21p.
- Almeida, F.F.M. 1945. Geologia do sudoeste Matogrossense. *Boletim do DNPM/DGM*, 116: 1-118.
- Almeida, F.F.M. 1964. Geologia do centro-oeste mato-grossense. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro: DNPM, n. 215: 13-137.
- Almeida, F.F.M. 1965. Geossinclíneo Paraguaio. In: Sedegeo - Semana De Debates Geológicos. Porto Alegre. *Conferências...* Porto Alegre: Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia da UFRS: 87-101.
- Almeida, F.F.M.; Lima, M. A. 1959. *Planalto Centro-Occidental e Pantanal mato-grossense*. Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Geografia (Guia da Excursão Congresso Internacional de Geografia), n. 1, 18: 161.
- Almeida, T.I.R.; Fernandes, E.; Mendes, D.; Branco, F.C.; Sigolo, J.B. 2007. Distribuição espacial de diferentes classes de lagoas no Pantanal da Nhecolândia, MS, a partir de dados vetoriais e SRTM: uma contribuição ao estudo de sua compartimentação e gênese. *Revista do Instituto de Geociências - Série Científica USP*. São Paulo, 7 (2): 95-107.

- Amaral, D.L.; Fonzar, B.C. 1982. Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. In: (ed.) Ministério das Minas e Energia. Projeto Radam Brasil. *Folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro: MME. 26: 401-452.
- Aquino, S.; Stevaux, J.C.; Latrubesse, E.M. 2005. Regime hidrológico e aspectos do comportamento morfohidráulico do rio Araguaia. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. (6), 2: 29-41.
- Aslan, A.; Autin, W.J.; Blum, M.D. 2005. Causes of river avulsion: insights from the Late Holocene avulsion history of the Mississippi River, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 650-664.
- Assine, M.L. 1996. *Aspectos da Estratigrafia das seqüências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo: 207.
- Assine, M.L. 2003. *Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil*. Tese (Livre-Docência em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro: 106p.
- Assine, M.L. 2004. A Bacia Sedimentar do Pantanal Mato-Grossense. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed(s): Andrea Bartorelli, Benjamim Bley de Brito Neves, Celso Dal Ré Carneiro e Virginio Mantesso Neto. São Paulo: Beca: 50-75.
- Assine, M.L. 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, 70: 357-371.
- Assine, M.L. 2010. The Late Cenozoic Pantanal sedimentary basin, west-central Brazil. In: *The Meeting of the Americas. Anais...* Foz do Iguaçu, PR. (no prelo).
- Assine, M.L.; Soares, P.C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, 114: 23-34.
- Assine, M.L.; Padovani, C.R.; Zacharias, A.A.; Ângulo, R.J.; Souza, M.C. 2005. Compartimentação geomorfológica, processos de avulsão fluvial e mudanças de curso do rio Taquari, Pantanal Mato-Grossense. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 6 (1): 97-108.
- Assine, M.L.; Silva, A. 2009. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, 113: 189-199.
- Baker, V.R. 2008. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. *Geomorphology*, 101: 1-13.

- Barros, C.S. 2006. *Dinâmica sedimentar e hidrológica na confluência do rio Ivaí com o rio Paraná, município de Icaraíma, PR*. Dissertação (Mestrado em Análise Regional e Ambiental) – Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 59 p.
- Beirigo, R.M. 2008. *Sistema pedológico Planossolo-Plintossolo no Pantanal de Barão de Melgaço – MT*. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz (ESALQ/USP), Piracicaba: 69.
- Bezerra, M.A.O. 1999. *O uso de multi-traçadores na reconstrução do Holoceno no Pantanal Mato-Grossense, Corumbá*. Tese (Doutorado em Química) – Centro de Ciências Biológicas e Sanitárias, Universidade Federal de São Carlos: 214.
- Bezerra, M.A.O.; Mozeto, A.A. 2008. Deposição de carbono orgânico na planície de inundação do rio Paraguai durante o Holoceno Médio. *Ecologia Brasiliensis*, 12 (1): 155 – 171.
- Biazin, P.C. 2005. *Característica Sedimentar e Hidrológica do rio Ivaí em sua foz com o rio Paraná, Icaraíma, PR*. Dissertação (Mestrado em Análise Regional e Ambiental) – Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá: 73 p.
- Biedenharn, D.S.; Copeland, R.R. 2000. Effective discharge calculation. Technical Note. *U.S. Army Engineer Research and Development Center*. Vicksburg, MS. 10 p.
- Blum, M.D.; Aslan, A. 2006. Signatures of climate vs. sea-level change within incised valley-fill successions: Quaternary examples from the Texas GULF Coast. *Sedimentary Geology*, 190: 177-211.
- Borges, A.L.O.; Semmelman, F.R.; Bordas, M.P.; Lopes, M.S. 1997. Fluviomorfologia. In: Hidrossedimentologia do alto Paraguai. *Plano de conservação da bacia do alto Paraguai – PCBAT/Projeto Pantanal*. Brasília: MMA, 394p.
- Brasil. 1982. Projeto Radam Brasil. *Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20*. In: (ed.) Ministério de Minas e Energia. Rio de Janeiro: MME, 27, 448p.
- Brasil. 2004. 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. Brasília: TDA Desenho & Arte Ltda: 103.

- Brasil. 2007. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Diretoria de Geociências. *Manual técnico de Pedologia*, 2º ed. Rio de Janeiro: IBGE, 316 f. (Manuais técnicos em geociências, n. 4). (Manuais técnicos em geociências, n. 4). 1 CD-ROM. Trabalho apresentado ao XXX Congresso Brasileiro de Ciência do solo, Recife: 300.
- Braun, E.H.G. 1977. Cone aluvial do Taquari, unidade geomórfica marcante na planície quaternária do Pantanal. *Revista Brasileira Geografia*. Rio de Janeiro, 39 (4), out./dez.: 164-180.
- Carvalho, T.M. 2006. *Transporte de carga sedimentar no médio rio Araguaia entre os rios Crixás-Açú e Javaés*. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás, Goiânia. 87p.
- Carvalho, N.O. 2008. *Hidrossedimentologia prática*. Rio de Janeiro: CPRM/Eletróbrás: 352p.
- Carvalho, N.O.; Filizola, N.P.; Santos, P.M.C.; Lima, J.E.F.W. 2000. *Guia de práticas sedimentométricas*. ANEEL, Brasília: 154p.
- Carvalho, N.O.; Ide, C.N.; Val, L.A.A.; Rondon, M.A.C.; Barbedo, A.G.A.; Cybis, L.F.A. 2005. Riscos devido à degradação e agradação de solos na bacia do alto Paraguai. In: *Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. João Pessoa: ABRH. (Cd-Rom).
- Carvalho, N.O.; Ide, C.N.; Val, L.A.A.; Rondon, M.A.C.; Barbedo, A.G.A.; Cybis, L.F.A. 2008. Causas do assoreamento dos rios da Bacia do Alto Paraguai e do Pantanal e os efeitos decorrentes nas cheias. In: VIII Encontro de Engenharia de Sedimentos. *Anais....*Campo Grande: UFMS: 1 – 18.
- Casco, S.L.; Basterra de Chiozzi, N.I.; Neiff, J.J. 2005. La vegetación como indicador de la geomorfología fluvial. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 6 (1): 123-136.
- Chakraborty, T.; Kar, R.; Ghosh, P.; Basu, S. 2009. Kosi megafan: Historical records, geomorphology and the recent avulsion of the Kosi River. *Quaternary International*, In Press, Corrected Proof.
- Charlton, R. 2008. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. New York: Routledge Taylor & Francis Group: 234p.
- Collischonn W.; Tucci, C.E.M; Ckarke, R.T. 2001. Further evidence of changes in the hydrological regime of the river Paraguay: parto f a wider phenomenon of climate change? *Journal of Hydrology*. 245: 218 – 238.
- Corradini, F.A.; Fachini, M.P.; Stevaux, J.C. 2006. Controle geomorfológico da distribuição da vegetação ripária do rio Paraná: Parte I – Unidades geomórficas da planície de inundação. *Revista UnG – Geociências*, 5 (1): 13-21.

- Corradini, F.A.; Zani, H.; Assine, M.L.; Kuerten, S.; Silva, A.; Gradella, F.S. 2009. Paleocanais distributários, incisão fluvial, construção e abandono de lobos deposicionais na evolução geomorfológica do megaleque do São Lourenço, Pantanal Mato-grossense. *Anais do 2º. Simpósio de Geotecnologias no Pantanal*. Corumbá (MS): Embrapa Informática Agropecuária/INPE: 115-123.
- Crowder, D.W.; Knapp, H.V. 2005. Effective discharge recurrence intervals of Illinois streams. *Geomorphology*, 64: 167-184.
- Da Cruz Miranda, M.C.; Rossetti, D.F.; Pessenda, L.C.P. 2009. Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ and C/N. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, In Press, Corrected Proof: doi: DOI: 10.1016/j.palaeo.2009.08.004
- De Oliveira, P.E.; Bezerra, M.A.O.; Mozeto, A.; Aravenga, R. 1999. Vegetação e clima do Quaternário Tardio do Pantanal Sul Mato-Grossense: palinologia da Lagoa Negra, Corumbá, MS. In: Congresso da ABEQUA, 7. *Anais...* Porto Seguro.
- De Rose, R.C.; Stewardson, M.J.; Harman, C. 2008. Downstream hydraulic geometry of rivers in Victoria, Australia. *Geomorphology*, 99: 302-316.
- Denny, C. S. 1967. Fans and pediments. *American Journal of Science*, 265: 81-105.
- Del'Arco, J.O.; Silva, R.H.; Tarapanoff, I. Freire, F.A.; Pereira, L.G.M.; Souza, S.L.; Luz, D.S.; Palmeira, R.C. B.; Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia. In: (ed.) Ministério das Minas e Energia. Projeto Radam Brasil. *Folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro: MME, 26: 25 – 160.
- Dingman, S.L. 2007. Analytical derivation of at-a-station hydraulic-geometry relations. *Journal of Hydrology*, 334: 17-27.
- DNOS. 1974. *Estudos Hidrológicos da Bacia do Alto Paraguai - Programa das Nações Unidas para Desenvolvimento (Relatório Técnico)*. In: (ed.) Departamento Nacional de Obras de Saneamento. Rio de Janeiro: 284.
- Dury, G.H.; Hails, J.R.; Robbie, H.B. 1963. Bankfull discharge and magnitude-frequency series. *Australian Journal of Science*. 26: 123-124.
- Eriksson, M.G.; Olley, J.M.; Kilham, D.R.; Pietsch, T.; Wasson, R.J. 2006. Aggradation and incision since the very late Pleistocene in the Naas River, south-eastern Australia. *Geomorphology*, 81: 66-88.
- Facincani, E.M.; Assine, M.L.; Silva, A.; Zani, H.; Araújo, B.C.; Miranda, G.M. 2006. Geomorfologia fluvial do leque do rio Aquidauana, borda sudeste do Pantanal, MS. *Anais do 1º. Simpósio de Geotecnologias no Pantanal*. Campo Grande: Embrapa: 175-181.

- Felgueiras, C.A. 2001. *Modelagem numérica de terreno*. In: *Introdução à Ciência da Geoinformação*. Ed: Câmara, G; Davis, C. & Monteiro, A.M.V. São José dos Campos: INPE: 345.
- Filizola, N.P.; Guyot, J.L.; Quintanilla, J.; Cortes, J. 1997. Fluxo de material dissolvida e particulada dos Andes Bolivianos à Amazônia Brasileira através do rio Madeira. *Anais do XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Vitória (ES): 84.
- Fontana, A.; Mozzi, P.; Bondesan, A. 2008. Alluvial megafans in the Venetian-Friulian Plain (north-eastern Italy): Evidence of sedimentary and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary International*, 189: 71-90.
- Franco, M.S.M.; Pinheiro, R. 1982. Geomorfologia. In: (ed.) Ministério de Minas e Energia. Projeto Radam Brasil. *Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20*. Rio de Janeiro: MME, 27, 161 – 224.
- Freitas, R.O. 1951 – Ensaio sobre a tectônica moderna no Brasil. – Bol. Nº 130 da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras (USP), *Geologia*, 6: 7-21.
- Gohain, K.; Parkash, B. 1990. Morphology of the Kosi megafan. In: A.H. Rachocki and M. Church (Eds.) *Alluvial Fans – A field Approach*. John Wiley and Sons: 151-178.
- Goudie, A.S. 2006. Underfit Stream. 3º ed. In: *Encyclopedia of Geomorphology*. Ed. Andrew S. Goudie. New York, Taylor & Francis: 1077-1079.
- Gouw, M.J.P. 2008. Alluvial architecture of the Holocene Rhine-Meuse delta (the Netherlands). *Sedimentology*. 55: 1487-1516.
- Gregory, D.I.; Schumm, S.A. 1987. The effect of active tectonics on alluvial river morphology. In Richards, K.S. (ed.), *River channels: environment and process*. Oxford: Blackwell: 41-68.
- Grison, F. 2010. *Geometria hidráulica de bacias hidrográficas paranaenses*. Dissertação (mestrado em Engenharia Ambiental). Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis: 160.
- Grohmann, C.H. 2005. Trend-surface analysis of morphometric parameters: a case study in southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 31: 1007–1014.
- Grohmann, C.H.; Riccomini, C.; Alves, F.M., 2007. SRTM-based morphometric analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 33 (1):10-19.
- Harman, C.; Stewardson, M.; De Rose, R. 2008. Variability and uncertainty in reach bankfull hydraulic geometry. *Journal of Hydrology*, 351: 13-25.

- Hartley, A.J.; Weissmann, G.S.; Nichols, G.J.; Warwick, G.L. 2010. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. *Journal of Sedimentary Research*, 80: 167-183.
- Harvey, A. M. 2002. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. *Geomorphology* 45, 67-87.
- Hengl, T., Bajat, B., Blagojevic, D.; Reuter, H. 2008. Geostatistical modeling of topography using auxiliary maps. *Computers & Geosciences*, 34: 1886– 1899.
- Horton, B.K.; DeCelles, P.G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25: 895-898.
- Horton, B.K.; DeCelles, P.G. 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in foldthrust belts. *Basin Research*, 13: 43-63.
- Hsu, L.; Pelletier, J.D. 2004. Correlation and dating of Quaternary alluvial-fan surfaces using scarp diffusion. *Geomorphology*, 60: 319-335.
- Iriondo, M.H. 1997. Models of Deposition of Loess and Loessoids in the Upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 71-79.
- Jones, R. 2002. Algorithms for using a DEM for mapping catchment areas of stream sediment samples. *Computers & Geosciences*, 28: 1051–1060.
- Junk, W.J. 1993. Wetlands of tropical South America. In: D.Whigham et al. (eds.), *Wetlands of the World: inventory, ecology, and management*. V.1 Kluwer: 679-739.
- Junk, W.J.; Cunha, C.N. 2005. Pantanal: a large South American wetland at a crossroads. *Ecological Engineering*. 24: 391– 401.
- Junk, W.J.; Cunha, C.N.; Wantzen, K.M.; Petermann, P.; Strüssmann, C.; Marques, M.E.; Aids, J. 2006. Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. *Aquatic Sciences*, 68: 278–309.
- Kaiser, K.; Lai, Z.; Schneider, B.; Junge, F. W. 2009. Late Pleistocene genesis of the middle Yarlung Zhangbo Valley, southern Tibet (China), as deduced by sedimentological and luminescence data. *Quaternary Geochronology*, In Press, Corrected Proof.
- Knighton, D. 1998. *Fluvial forms and processes: a new perspective*. Arnold, London. 383p.
- Kohler, H.C. 2001. A Escala na Análise Geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 2 (1): 21-33.

- Kuerten, S. 2010. *Evolução geomorfologia e mudanças ambientais no megaleque do Nabileque, Quaternário do Pantanal Mato-grossense*. Tese (doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro: 96.
- Kuerten, S.; Assine, M.L.; Corradini, F.A.; Gradella, F.S.S.; Silva, A. 2009a. Rio Nabileque: antigo curso do rio Paraguai? *Anais do 2º. Simpósio de Geotecnologias no Pantanal*. Corumbá (MS): Embrapa Informática Agropecuária/INPE, p. 194-201.
- Kuerten, S.; Santos, M.L.; Silva, A. 2009b. Variação das características hidrossedimentares e geomorfologia do leito do rio Ivaí – PR, em seu curso inferior. *Geociências*, v. 28: 143-151.
- Lacerda Filho, J. V. 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. Org. Joffre Valmório de Lacerda Filho, Waldemar Abreu Filho, Sidney Rodrigues Valente, Cipriano Cavalcante de Oliveira e Mário Cavalcanti Albuquerque. Esc. 1:1.000.000. Goiânia: CPRM, 2004. (Convênio CPRM/SICME): 200 il.; + mapas.
- Landim, P.M.B. 1998. *Análise Estatística de Dados Geológicos*. Rio Claro (SP), Editora Unesp: 226p.
- Landim, P.M.B.; Corsi, A.C. 2001. *Cálculo de superfícies de tendência, por regressão polinomial, pelo SURFER 6*. DGA, IGCE,UNESP/Rio Claro, Laboratório Geomatémática, Texto didático 05: 11. Disponível em <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>>. Acesso em 07/07/2007.
- Latrubesse, E.; Franzinelli, E.M. 2005. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology*, **70**: 372-397.
- Lawrence, D.S. 2007. Analytical derivation of at a station hydraulic-geometry relations. *Journal of Hidrology*, 334: 17-27.
- Ledru, M.P.; Rousseau, D.D.; Cruz, J.F.W.; Riccomini, C.; Karmann, I.; Martin, L. 2005. Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. *Quaternary Research*, 64: 444-450.
- Lenzi, M.A.; Mao, L.; Comiti, F. 2006. Effective discharge for sediment transport in a mountain river: computacional approaches and geomorphic effectiveness. *Journal of Hidrology*, 326: 257-276.
- Leopold, L.B. 1994. *A view of the River*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts. 290 p.
- Leopold, L.B.; Maddock, T. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *United States Geological Survey Professional Paper 252*: 64p.

- Liew, P.M.; Huang, S.Y.; Kuo, C.M. 2006. Pollen stratigraphy, vegetation and environment of the last glacial and Holocene--A record from Toushe Basin, central Taiwan. *Quaternary International*, 147: 16-33.
- Lima, J.E.F.W.; Santos, P.M.C.; Chaves, A.M.G.; Scilewski, L.R. 2001. *Diagnóstico do fluxo de sedimentos em suspensão na Bacia do Rio São Francisco*. Planaltina (DF): Embrapa Cerrados: ANA e ANEEL: 108p.
- Lima, J.E.F.W.; Santos, P.M.C.; Carvalho, N.O.; Silva, E.M. 2003. *Diagnóstico do fluxo de sedimentos em suspensão na Bacia Araguaia-Tocantins*. Planaltina (DF): Embrapa Cerrados: ANA; ANEEL: 116p.
- Litton, G. 1987. *Introduction to database management: a practical approach*. William C. Brown: 532p.
- Loureiro, R.L.; Lima, J.P. de S.; Fonzar, B.C. 1982. Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. In: (ed.) Ministério das Minas e Energia. Projeto Radam Brasil. *Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20*. Rio de Janeiro: MME, 27: 329 – 372.
- Ma, Y.; Huang, H.Q.; Xu, J.; Brierley, G.J.; Yao, Z. 2010. Variability of effective discharge for suspended sediment transport in a large semi-arid river basin. *Journal of Hydrology*. 388: 357-369.
- Maher, E.; Harvey, A. M. 2008. Fluvial system response to tectonically induced base-level change during the late-Quaternary: The Rio Alías southeast Spain. *Geomorphology*, 100: 180-192.
- Martin, L.; Flexor, J.M.; Suguio, K. 1995. Vibrotestemunhador leve: construção, utilização e potencialidades. *Revista IG*, 16: 59-66.
- Martins, D. P.; Stevaux, J.C. 2005. Formas de leito e transporte de carga de fundo do alto rio Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 6, n. 2, p. 43-50.
- Maslin, M. 2005. Quaternary Climate Transitions and Cycles. In: *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Ed. Gornitz, Vivien. Hardcover: Springer: 841-855.
- Mayewski, P.A.; Rohling, E.E.; Curt Stager, J.; Karlén, W.; Maasch, K.A.; David Meeker, L.; Meyerson, E.A.; Gasse, F.; van Kreveld, S.; Holmgren, K.; Lee-Thorp, J.; Rosqvist, G.; Rack, F.; Staubwasser, M.; Schneider, R. R.; Steig, E. J. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62: 243-255.
- Meade, R.H. 1994. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quaternary International*. 21: 29-39.

- Mendes, D.; Almeida, T.I.R.; Fernandes, E.; Sigolo, J.B. 2006. Utilização de imagens SRTM para a confecção de perfis altimétricos em varredura na baixa Nhecolândia, Pantanal, MS: considerações sobre a atividade neotectônica. *Anais 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal*. 1. Campo Grande: 200-209.
- Merritt, D.M.; Wohl, E.E. 2003. Downstream hydraulic geometry and channel adjustment during a flood along an ephemeral, arid-region drainage. *Geomorphology*, 52: 165-180.
- Meyer, K.E.B.; Reichhart, K.; Ashraf, A.R.; Marques-Toigo, M.; Mosbrugger, V. 2005. Holocene evolution of Itapeva Lake, Rio Grande do Sul, Brazil: Palynomorphs Corg, N, and S records. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 181-192.
- Munsell soil color charts. 1994. Baltimore: Munsell Color.
- Nogueira, J.B. 2005. *Mecânica dos Solos – ensaios de laboratório*. São Carlos, EESC-USP, 1995. Reimpressão: 248p.
- Orioti, A.L.; Amaral-Filho, Z.P.do; Oliveira, A.B.de. 1982. Pedologia: levantamento exploratório de solos. In: (ed.) Ministério das Minas e Energia. Projeto Radam Brasil. *Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20*. Rio de Janeiro: MME, 27, 225 – 328.
- Osmaston, H.A.; Harrison, S.P. 2005. The Late Quaternary glaciation of Africa: A regional synthesis. *Quaternary International*, 138-139: 32-54.
- Padovani, C.R.; Assine, M.L.; Vieira, L.M. 2005a. Inundações no leque aluvial do rio Taquari. Ed. Galdino, S.; Vieira, L.M, Pellegrin, L.A. In: *Impactos ambientais e Socioeconômicos na Bacia do Rio Taquari – Pantanal*. Corumbá: Embrapa Pantanal: 183-198.
- Padovani, C.R.; Galdino, S.; Vieira, L.M. 2005b. Dinâmica hidrológica e de sedimentação do rio Taquari no Pantanal. Ed. Galdino, S.; Vieira, L.M, Pellegrin, L.A. In: *Impactos ambientais e Socioeconômicos na Bacia do Rio Taquari – Pantanal*. Corumbá: Embrapa Pantanal: 153-162.
- Pailou, P.; Schuster, M.; Tooth, S.; Farr, T.; Rosenqvist, A.; Lopez, S.; Malezieux, J. M. 2009. Mapping of a major paleodrainage system in eastern Libya using orbital imaging radar: The Kufrah River. *Earth and Planetary Science*, 277: 327–333.
- Paiva, J.B.D.; Paiva, E.M.C.D.; Paranhos, R.M.; Emmr, R. 2001. Curvas chave de vazões e de sedimentos de pequenas bacias hidrográficas rurais. IV *Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos: Caracterização quali-quantitativa da produção de sedimentos*. Santa Maria: ABRH/UFSM: 53-79.

- Paz, A. R.; Collischonn, W.; Risso, A.; Mendes, C.A.B.M. 2008. Errors in river lengths derived from raster digital elevation models. *Computers & Geosciences*, 34: 1584–1596.
- PCBAP. 1997. Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai - Pantanal. Brasília: Diagnóstico do Meio Físico e Biótico. *Ministério dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal*: 1349.
- Pedreira, A.J.; Schobbenhaus, C; Valente, C.R.; Oliveira, C.C.; Rizzotto, G.J.; Delgado, I.M.; Lacerda-Filho, J.V.; Moreton, L.C.; Quadros, M.L.E.S. 2004. *Compartimentação Geotectônica*. In: Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Org. Joffre Valmório de Lacerda Filho, Waldemar Abreu Filho, Cidney Rodrigues Valente, Cipriano Cavalcante de Oliveira e Mário Cavalcanti Albuquerque. Goiânia: CPRM: 33 – 50.
- Petit, J.R.; Jouzel, J.; Raynaud, D. Barkov, N.I.; Barnola, J.M.; Basile, I.; Benders, M.; Chappellaz, J.; Davis, M.; Delaygue, G.; Delmotte, M.; Kotlyakov, V.M.; Legrand, M.; Lipenkov, V.Y.; Lorius, C.; Pépin, L.; Ritz, C.; Saltzman, E.; Stievenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. 399: 429-436.
- Petts, G. E.; Gurnell, A. M. 2005. Dams and geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology*, 71: 27–47.
- Pinto, N.L.S. 1976. Manipulação dos dados de vazão. Ed(s): Nelson L.de Souza Pinto, Antonio Carlos Tatit Holtz, José Augusto Martins, Francisco Luiz Sibut Gomide. In: *Hidrologia Básica*. 11^o reimpressão – 2008. São Paulo: Edgard Blucher: 167 – 176.
- Rabelo, L.; Soares, P.C. 1999. Lineamento Transbrasiliano e Neotectônica na Bacia do Pantanal. In. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 7, Lençóis. Anais... Salvador: SBG/BA-SE, 79-82.
- Rachocki, A.H. 1981. *Alluvial Fans*. John Willey and Sons, Chichester: 161p.
- Rhodes, D.D. 1977. The b-f-m diagram: graphical representation and interpretation of at-a-station hydraulic geometry. *American Journal of Science*, 277: 73-96.
- Ritter, J.B.; Miller, J.R.; Enzel, Y.; Wells, S.G. 1995. Reconciling the roles of tectonism and climate in Quaternary alluvial fan evolution. *Geology*, 23: 245-248.
- Ritter, J.B.; Miller, J.R.; Husek-Wulforst, J. 2000. Environmental controls on the evolution of alluvial fans in Buena Vista Valley, North Central Nevada, during late Quaternary. *Geomorphology*, 36: 63-87.
- Ross, J.L.S.; Santos, L.M. 1982. Geomorfologia. In: (ed.) Ministério de Minas e Energia. Projeto Radam Brasil. *Folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro: MME, 26: 193 – 256.

- Saia, S.E.M.G.; Pessenda, L.C.R.; Gouveia, S.E.M.; Aravena, R.; Bendassolli, J.A. 2008. Last glacial maximum (LGM) vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. *Quaternary International*, 184: 195-201.
- Salgado-Labouriau, M.L.; Casseti, V.; Ferraz-Vicentini, K.R.; Martin, L.; Soubiès, F.; Suguio, K. 1997. Late quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from central Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128: 215-226.
- Santos, M.L. 1997. *Estratigrafia e evolução do sistema siliciclástico do Rio Paraná no seu curso superior: ênfase à arquitetura dos depósitos, variação longitudinal das fácies e processos sedimentares*. Porto Alegre. 2v. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 246p.
- Santos, I.; Fill, H.D.; Sugai, M.R.V.; Buba, H.; Kishi, R.T.; Marone, E.; Lautert, L.F. 2001. *Hidrometria aplicada*. Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento. Curitiba: 272p.
- Schmidt, K.H; Morche, D. 2006. Sediment output and effective discharge in two small high mountain catchments in the Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology*. 80: 131-145.
- Schumm, S.A. 1977. *The fluvial system*. Nova Iorque: John Wiley and Sons: 228-338.
- Schumm, S.A. 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 101: 279-294.
- Shields Jr., F.D.; Copeland, R.C.; Klingeman, P.C.; Doyle, M.V.; Simon, A. 2003. Design for stream restoration. *Journal of Hydraulic Engineering*. 129(8): 575-584.
- Shiraiwa, S. 1994. *Flexura da litosfera continental sob os Andes Centrais e a origem da Bacia do Pantanal*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo: 110p.
- Shukla, U.K.; Singh, I.B.; Sharma, M.; Sharma, S. 2001. A model of alluvial megafan sedimentation: Ganga Megafan. *Sedimentary Geology*, 144: 243-262.
- Silva, A. 2010. *Geomorfologia do megaleque do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal Mato-grossense, centro-oeste do Brasil*. Tese (doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro: 114p.
- Silva, J.S. da S.; Abdon, M.M. 1998. Delimitação do Pantanal brasileiro e suas sub-regiões. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, 33: 1703-1712.

- Silva, A.; Assine, M.L.; Zani, H.; Souza Filho, E.E.; Araújo, B.C. 2007. Compartimentação Geomorfológica do Rio Paraguai na Borda Norte do Pantanal Mato-Grossense, Região de Cáceres – MT. *Revista Brasileira de Cartografia*, 59 (1): 73-81.
- Silva, A.; Souza Filho, E.E.; Cunha, S.B. 2008. Padrões de Canal do Rio Paraguai na Região de Cáceres (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1): 169-179.
- Silva, R.C.V.; Wilson, G. 2005. *Hidráulica fluvial*. Rio de Janeiro: COPFE/UFRJ. 256p.
- Simon, A.; Dickerson, W.; Heins, A. 2004. Suspended-sediment transport rates at the 1,5-year recurrence interval for ecoregions on the United States: transport conditions at the bankfull and effective discharge? *Geomorphology*, 58: 243-262.
- Souza Filho, E.E.; Stevaux, J.C. 1997. Geologia e geomorfologia do complexo rio Baía, Curutuba, Ivinheima. In: Vazoller, A.E.A.M.; Agostinho, A.A.; Hahn, N.S. (Org.). *A planície de inundação do alto rio Paraná*. Maringá, PR: EDUEM.
- Stancati, G.; Nogueira, J.B.; Vilar, O.M. 1981. *Ensaio de laboratório em Mecânica dos Solos*. São Carlos: EESC – USP: 208p.
- Stanistreet, I.G.; Cairncross, B.; McCarthy, T.S. 1993. Low sinuosity and meandering bedload rivers of the Okavango Fan: channel confinement by vegetated levees without fine sediment. *Sedimentary Geology*, 85: 135-156.
- Stevaux, J.C. 1994. The upper Paraná river (Brazil): Geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. *Quaternary International*, 21: 143-161.
- Stevaux, J.C. 2000. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. *Quaternary International*, 72: 73-85.
- Stevaux, J.C.; Souza, I.A. 2004. Floodplain construction in an anastomosed river. *Quaternary International*, 114: 55-65.
- Stevaux, J.C., Martins, D.P.; Meurer, M. 2009. Changes in regulated tropical rivers: the Paraná River downstream Porto Primavera Dam, Brazil. *Geomorphology*, 113: 230-238.
- Stewardson, M. 2005. Hydraulic geometry of stream reaches. *Journal of Hydrology*, 306: 97-111.
- Suguio, K. 1998. *Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins*. São Paulo: Bertrand. 1190 pg.
- Suguio, K.; Sallun, A.E.M.; Soares, E.A.A. 2005. Período Quaternário: quo vadis? *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3): 427-432.

- Tarifa, J.R. 1986. O Sistema Climático do Pantanal. Da Compreensão do Sistema à Definição de Prioridades de Pesquisa Climatológica. *Anais do 1º Simposio sobre Recursos Naturais e Sócio-Econômicos do Pantanal*. Ministério da Agricultura, Brasília: 9-27.
- Thomas, M.F. 2002. Quaternary fans and colluvium as indicators of environmental change and landscape sensitivity. *Revista do Instituto Geológico*, 23: 1-11.
- Thomaz, M.F.; Thorp, M.B. 1995. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. *Quaternary Science Review*, 14(2):193-207.
- Thomas, M.F.; Nott, J.; Murray, A.S.; Price, D.M. 2007. Fluvial response to late Quaternary climate change in NE Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251: 119-136.
- Tricart, J. 1982. El Pantanal: un ejemplo del impacto geomorfológico sobre el ambiente. *Informaciones Geográficas (Chile)*, 29: 81-97.
- Tucci, C.E.M. 2002. *Hidrologia – Ciência e aplicação*. Porto Alegre: UFRS/ABRH: 943p.
- Turowski, J.M.; Hovius, N.; Wilson, A.; Horng, M.J. 2008. Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels. *Geomorphology*, 99: 26-38.
- Ussami, N.; Shiraiwa, S.; Dominguez, J.M.L. 1999. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, 18: 25-39.
- Valeriano, M.M. 2004. *Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul*. São José dos Campos: INPE: 72. (INPE-10550-RPQ/756). Disponível na biblioteca digital URLib: <iris.sid.inpe.br:1912/col/sid.inpe.br/sergio/2004/06.30.10.57/doc/publicacao.pdf>. Acesso em: 15 jul. 2009.
- Valeriano, M.M. 2008. Dados topográficos. In: *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. Org: Florenzano, T.G. São Paulo: Oficina de textos: 72-104.
- Vallet-Coulomb, C.; Gasse, F.; Robison, L; Ferry, Luc.; Campo, E.V.; Chalié, F. 2006. Hydrological modeling of tropical closed Lake Ihotry (SW Madagascar): Sensitivity analysis and implications for paleohydrological reconstructions over the past 4000 years. *Journal of Hydrology*, 331: 257– 271.
- Vanoni, V.A. 1977. *Sedimentation engineering*. New York: ASCE: 745p.

- Vestena, L.R. 2009. Análise da dinâmica hidrossedimentológica em uma bacia hidrográfica no sul do Brasil. *Sociedade & Natureza*, 21: 413-424.
- Wise, S.M. 2007. Effect of differing DEM creation methods on the results from a hydrological model. *Computers & Geosciences*, 33: 1351–1365.
- Wolnam, M.G.; Miller, J.P. 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphological processes. *Journal of Geology*. 68:54-74.
- Zani, H.; Assine, M.L.; Araújo, B.C.; Merino, E.M.; Silva, A.; Facincani, E.M. 2006. Lobos deposicionais na evolução do megaleque do rio Taquari, Pantanal Mato-Grossense. *Anais do 1º. Simpósio de Geotecnologias no Pantanal*. Campo Grande: Embrapa: 285-292.
- Zani, H.; Assine, M.L. 2009. Análise de superfícies de tendência com dados SRTM: estudo de caso na bacia sedimentar do Pantanal. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 14, Natal. *Anais...* São José dos Campos: INPE: 3403-3410.
- Zani, H.; Assine, M.L.; Silva, A.; Corradini, F.A. 2009b. Redes de drenagem distributária e formas deposicionais no megaleque do Taquari, Pantanal: uma análise baseada no MDE-SRTM. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 10: 21-28.
- Zyl, J.J. 2001. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in Remote sensing of topography. *Acta Astronautica*, 48 (5-12): 559-565.