

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

LEANDRO DOMINGOS LUZ

GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO E HIDRODINÂMICA DA
CONFLUÊNCIA PARAGUAI-CUIABÁ: PANTANAL MATO-GROSSENSE, BRASIL

MARINGÁ - PR
2019

LEANDRO DOMINGOS LUZ

GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO E HIDRODINÂMICA DA
CONFLUÊNCIA PARAGUAI-CUIABÁ: PANTANAL MATO-GROSSENSE, BRASIL

Tese de doutorado apresentado ao Programa de Pós-graduação em Geografia, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, da Universidade Estadual de Maringá, como requisito para obtenção do título de Doutor em Geografia – Área de Concentração: Análise Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Mauro Parolin
Coorientador: Prof. Dr. Aguinaldo Silva

MARINGÁ - PR
2019

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

Luz, Leandro Domingos
L979g Geomorfologia da planície de inundação e hidrodinâmica
da confluência Paraguai-Cuiabá, Pantanal mato-grossense,
Brasil / Leandro Domingos
Luz. -- Maringá, 2019.
109 f. : il. color., figs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Mauro Parolin.

Coorientador: Prof. Dr. Aguinaldo Silva.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de
Maringá, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes,
Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2019.

1. Geomorfologia - Planície de inundação - Paraguai,
Rio. 2. Geomorfologia - Planície de inundação - Mato
Grosso, Cuiabá, Rio. 3. Sistemas fluviais tropicais. 4.
Leques aluviais. 5 Sedimentologia. 6. Hidrossedimentogia.
7. Mudanças paleoambientais. I. Parolin, Mauro, orient.
II. Silva, Aguinaldo, coorient. III. Universidade
Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e
Artes. Programa de Pós-Graduação em Geografia IV. Título.

CDD 21.ed. 551.483

Elaine Cristina Soares Lira - CRB 1202/9

**GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO E HIDRODINÂMICA DA
CONFLUÊNCIA PARAGUAI-CUIABÁ: PANTANAL MATO-GROSSENSE, BRASIL**

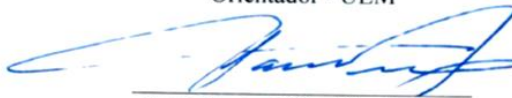
Tese de Doutorado apresentada a Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental, linha de pesquisa Análise Ambiental.

Aprovada em **8 de abril de 2019**.

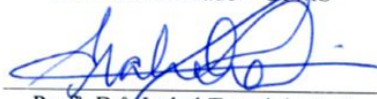
BANCA EXAMINADORA



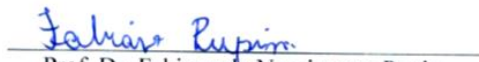
Prof. Dr. Mauro Parolin
Orientador - UEM



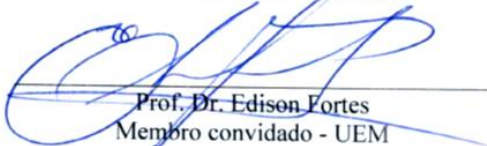
Prof. Dr. José Cândido Stevaux
Membro convidado - UEMS



Prof. Dr. Isabel Terezinha Leli
Membro convidado - UNIOESTE



Prof. Dr. Fabiano do Nascimento Pupim
Membro convidado - UNIFIESP



Prof. Dr. Edison Fortes
Membro convidado - UEM

AGRADECIMENTOS

A conclusão desta pesquisa não seria possível sem a contribuição de muitas pessoas e instituições que, de forma direta ou indireta, foram essenciais nos quatro anos de doutorado. Agradeço, pois:

Ao Prof. Dr. José Cândido Stevaux, pelas orientações, ensinamentos e paciência que teve ao longo desses anos.

Ao Prof. Dr. Mauro Parolin, pela orientação no mestrado e por ter aceitado me orientar no doutorado, mesmo realizando um projeto fora de sua temática.

Ao Prof. Dr. Aguinaldo Silva, que abriu as portas do Pantanal para a realização desta pesquisa, a quem também agradeço pela amizade, pelas horas de desconcentração no campo e por toda ajuda desempenhada.

Ao meu coorientador no estágio doutoral sanduíche, Prof. Dr. Ricardo Nicolás Szupiany, que gentilmente me recebeu na Universidad Nacional Del Litoral, em Santa Fé, Argentina, pelos ensinamentos e amizade. Da mesma forma agradeço o companheirismo e as discussões com amigos formados no *Centro Internacional de Estudios de Grandes Ríos*: Dr. Francisco Latosinski, Dr. Lucas Dominguez, Dra. Daniela Montagnini, Carlos Ramonell e Mário Amsler.

Ao Programa de Pós-graduação em Geografia representado pela Miriam de Carlos, que sempre esteve disposta a sanar minhas dúvidas e angústias.

À Prof. Dra. Isabel Terezinha Leli e ao Prof. Dr. Sidney Kuerten, pelos comentários e contribuições durante o exame de qualificação.

Ao Prof. Dr. Mário Assine pelas discussões e pelo empréstimo de equipamentos usados em campo.

Aos colegas Edward Lo, Hudson Macedo, Edson da Silva, Vitor Biffi e, em especial, ao Josemir Antunes (Jaburu) pela ajuda nos trabalhos de campo.

Ao Laboratórios de Estudos Paleoambientais da Fecilcam (Lepafe/Unespar) e ao Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA/UEM) pela estrutura disponibilizada.

À Ma. Giliane Rasbold por compartilhar toda aflição como pós-graduando, pela amizade e disposição em fazer a primeira leitura crítica dos meus textos.

À Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – Campus Pantanal, por toda estrutura logística e hospedagem disponibilizada durante as atividades de campo.

À organização não governamental ECOA (Ecologia em ação) pela estrutura disponibilizada na serra do Amolar, e ao Beto e sua esposa pelo acolhimento.

À minha família pelo apoio e suporte.

Aos meus amigos de Nova Tebas (que são muitos) e da graduação em Campo Mourão, Edilson Feitosa, Marcos Specalski, Guilherme Oliveira e Marcelo Dalponte.

Aos meus amigos do “Rolê Filosófico”, Diego Catani, Murilo Zangari, Dean Oliveira, Walison Andrade, Edvandro Gutierrez, Ricardo Dalai, Fabiano Gonçalves, Henrique Vieira.

Aos meus amigos de intercâmbio, Iker Cámara, Marta Jul, Manuel Ponce, Natália Jimenez, Marina Flores e todos do grupo extra-mercosur.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de doutorado e pela bolsa de doutorado sanduíche no exterior (Processo: 88881.131946/2016-01).

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo auxílio financeiro por meio do projeto “Dinâmica hidrossedimentológica em sistema multicanal herdado no rio Paraguai: um novo paradigma para a geomorfologia fluvial” (Processo: CNPq 443437/2014-9).

“Ninguém pode entrar duas vezes no mesmo rio, pois quando nele se entra novamente, não se encontra as mesmas águas, e o próprio ser já se modificou. Assim, tudo é regido pela dialética, a tensão e o revezamento dos opostos. Portanto, o real é sempre fruto da mudança, ou seja, do combate entre os contrários.”

Heráclito de Éfeso

RESUMO

O Pantanal é uma das maiores áreas úmidas do planeta e apresenta complexa evolução geomorfológica e paleoambiental. Nas últimas décadas, houve considerável avanço nas pesquisas sobre as características físicas da bacia pantaneira. No entanto, as zonas distais dos megaleques e as planícies formadas ao longo do rio Paraguai ainda necessitam maiores estudos. Esta pesquisa teve como escopo caracterizar a geomorfologia e a hidrologia da zona de confluência entre os rios Paraguai e Cuiabá na porção norte do Pantanal. A área de estudo localiza-se em um dos três gargalos hidráulicos que caracterizam a hidrologia do alto rio Paraguai e influenciam a dinâmica de cheias. Foram utilizados dados de sensoriamento remoto, sedimentológicos e geocronológicos para descrever a evolução geomorfológica da planície, e dados hidrossedimentares para descrever o transporte e deposição de sedimentos no lobo atual do megaleque do rio Cuiabá, bem como medições em 2D e 3D do fluxo na confluência Paraguai-Cuiabá para entender a hidrodinâmica durante o regime hidrológico. O mapeamento geomorfológico permitiu descrever cinco unidades na área de estudo: i) planície Paraguai-Porto Conceição (PPPC); ii) planície Paraguai-Amolar (PPA); iii) lobo atual do megaleque do Cuiabá (LAMC); iv) cinturão de meandros atual do rio Cuiabá (CMAC), e v) cinturão de meandros atual do rio Paraguai (CMAP). O modelo evolutivo, com base em dados geocronológicos, estabelecido para a área de estudo propõe que as morfologias encontradas na planície de inundação foram originados sob clima úmido do Holoceno Médio e que após ~3.000 AP. o rio Cuiabá deixa de apresentar padrão multicanal e passa a construir um canal meandrante único. O estudo hidrológico, hidráulico e hidrossedimentar do lobo deposicional atual do megaleque do rio Cuiabá corrobora a importância das zonas distais dos megaleques para a sedimentação e estoque de água das cheias. Em geral os valores tiveram tendência de redução nas seções distais do megaleque, possivelmente refletindo a influência do gargalo hidráulico do Amolar. Por fim, o estudo contribui para o entendimento da hidrodinâmica, da dinâmica morfológica e do transporte de sedimentos na confluência dos rios Paraguai-Cuiabá ao longo do ano hidrológico. Evidenciou-se a dominância do tributário (rio Cuiabá) na estrutura de fluxo, velocidades e no transporte de sedimentos, bem como os efeitos de remanso produzidos no rio principal (rio Paraguai). Assim, a confluência Paraguai-Cuiabá possui comportamento hidrodinâmico que ainda não havia sido descrito na literatura.

PALAVRAS-CHAVE: sistemas fluviais tropicais; leques aluviais; sedimentologia; hidrossedimentogia; mudanças paleoambientais.

ABSTRACT

The Pantanal is one of the largest wetlands on the planet and it presents complex geomorphological and paleoenvironmental evolution. In recent decades, it has been considerable progress in research on the physical characteristics of the Pantanal basin. However, the distal areas of the megafans and the plains formed along the Paraguay River still require further studies. This research aimed to characterize the geomorphology and hydrology of the confluence zone between the Paraguay and Cuiabá rivers in the northern portion of the Pantanal. The study area is located in one of the three hydraulic bottlenecks that characterize the hydrology of the upper Paraguay River and influence the dynamics of floods. Remote sensing, sedimentological and geochronological data were used to describe the geomorphological evolution of the lowland, and hydrosedimentary data to describe the transport and deposition of sediments in the actual lobe of the Cuiabá megafan, as well as 2D and 3D measurements of the flow at the confluence Paraguay; it was enough to understand the hydrodynamics during the hydrological regime. The geomorphological mapping allowed us to describe five units in the study area: i) Paraguay-Porto Conceição plain (PPPC); ii) Paraguay-Amolar plain (PPA); iii) actual lobe of the Cuiabá megafan (LAMC); iv) actual meander belt of the Cuiabá River (CMAC), and v) actual meander belt of the Paraguay River (CMAP). The evolutionary model, based on geochronological data, established for the study area, proposes that the morphologies found in the flood plain were originated under humid Middle Holocene climate and that after ~ 3,000 AP. the Cuiabá river no longer presented a multichannel pattern and starts to build its meandering channel. The hydrological, hydraulic and hydrosedimentary study of the present depositional lobe of the mega-river of the Cuiabá river corroborates the importance of the distal zones of the megaleques for the sedimentation and water supply of the floods. In general, the values tended to decrease in the distal sections of megaleque, possibly reflecting the influence of the Amolar bottleneck. Finally, the study contributes to the understanding of hydrodynamics, morphological dynamics and sediment transport at the confluence of the Paraguay-Cuiabá rivers during the hydrological year. The dominance of the tributary (Cuiabá river) in the structure of flow, velocities and sediment transport, as well as the backwater effects produced in the main river (Paraguay river) was evidenced. Thus, the Paraguay-Cuiabá confluence has hydrodynamic behavior that has not yet been described in the literature.

KEYWORDS: fluvial tropical systems; alluvial fans; sedimentology; hydrosedimentology; paleoenvironmental changes.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Geologia regional da Bacia do Pantanal.	23
Figura 2 – Geomorfologia do Pantanal.	26
Figura 3 – Evolução esquemática do processo de avulsão.....	27
Figura 4 – Sazonalidade dos níveis do rio Paraguai, em Ladário, MS.....	29
Figura 5 – Gargalos hidráulicos e lagoas na hidrologia do Pantanal	30
Figura 6 – Compartimentação geomorfológica do megaleque do rio Cuiabá.....	32
Figura 7 – Localização da área de estudo.....	34
Figura 8 – Fotografias de campo.	35
Figura 9 – Localização das sondagens e perfis de barrancos descritos.....	37
Figura 10 – Principais tipos de fácies encontradas na área de estudo	39
Figura 11 – Compartimentos geomorfológicos da área de estudo	41
Figura 12 – SRTM-Modelo Digital de Elevação da área de estudo.....	42
Figura 13 – Confluência entre os rios Paraguai e Cuiabá	43
Figura 14 – Planície flúviolacustre Paraguai-Amolar e cinturão de meandros	44
Figura 15 – Pontos de paleoavulsões do rio Cuiabá no lobo atual do megaleque	45
Figura 16 – Perfil sedimentar: planície Paraguai-Porto Conceição (PPPC)	48
Figura 17 – Perfis sedimentares: planície Paraguai-Amolar (PPA)	49
Figura 18 – Fotos dos barrancos amostrados com depósitos da planície Paraguai-Amolar (PPA), sobrepostos por depósitos do cinturão de meandros atual do rio Paraguai (CMAP)	50
Figura 19 – Perfis sedimentares: lobo atual do megaleque do Cuiabá (LAMC).....	52
Figura 20 – Perfis sedimentares: cinturão de meandros atual do rio Cuiabá (CMAC).....	52
Figura 21 – Perfis sedimentares: cinturão de meandros atual do rio Paraguai (CMAP).....	53
Figura 22 - Evolução geomorfológica da área de estudo desde o Holoceno Médio.	54
Figura 23 – Imagens da área de estudo em dois momentos: 1973 e 2018	55
Figura 24 - Localização das estações fluviométricas no rio Cuiabá	60
Figura 25 – Esquema de leitura por sonda ADCP.....	63
Figura 26 – Localização das seções ADCP.....	63
Figura 27 – A) Vazões médias mensais da estação Porto do Alegre (1967-2006). B) Vazão média mensal da estação Porto do Alegre (2015 e 2016)..	68

Figura 28 – Curva-chave da estação Porto do Alegre (1967-2007)	69
Figura 29 – Curva de permanência (2000-2018).....	70
Figura 30 – Vazão das seções analisadas no rio Cuiabá	71
Figura 31 – Concentração total de sedimento suspenso (Css) nas seções analisadas	72
Figura 32 – Gráficos sobre transporte de sedimentos no lobo distal do megaleque do rio Cuiabá	73
Figura 33 – Localização da confluência Paraguai-Cuiabá	79
Figura 34 – Estações fluviométricas e hidrógrafas do rio Paraguai (2002) e do rio Cuiabá (1997-2003).....	81
Figura 35 – Velocidades médias em visão planar das seções analisadas	86
Figura 36 – Velocidades médias e as velocidades das correntes secundárias em abril de 2016..	87
Figura 37 – Velocidades médias e as velocidades das correntes secundárias em novembro de 2016 (seca).....	88
Figura 38 – Batimetria da confluência Paraguai-Cuiabá.....	89
Figura 39 – Confluência entre o rio Paraguai e o rio Cuiabá	91
Figura 40 – Intensidade do retorno de sinal das seções analisadas	93

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Planícies e gargalos hidráulicos do rio Paraguai no Pantanal.....	28
Quadro 2 – Dados orbitais utilizados na pesquisa.....	36
Quadro 3 – Descrição das fácies encontradas na área de estudo.....	38
Quadro 4 – Comparativo entre estudos sobre os rios Paraguai e Cuiabá na porção norte desde o Pleistoceno Superior.....	56

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Amostras coletadas para datação por ^{14}C	40
Tabela 2 – Amostras enviadas para datação por Termoluminescência Oticamente Estimulada (LOE/SAR).....	40
Tabela 4 – Localização da área de coleta dos testemunhos sedimentares e descrição de perfis de barrancos.....	46
Tabela 6 – Número de Reynolds e de Froud obtidos nas campanhas	71
Tabela 7 – Dados hidrológicos e morfológicos dos rios Paraguai e Cuiabá a montante da confluência.....	85
Tabela 8 – Concentração total de sedimento suspenso (C_{ss} mg/l) e a concentração média do sedimento em arrasto (D_{50} em mm).....	91

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
BAP	Bacia do Alto Paraguai
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
ECOIA	Ecologia em Ação
GEMA	Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
LEPAFE	Laboratório de Estudos Paleoambientais
LOE	Luminescência Opticamente Estimulada
MDE	Modelo Digital de Elevação
PARNA	Parque Nacional
SRTM	<i>Shutter Radar Topographic Mission</i>
UEM	Universidade Estadual de Maringá
UFMS	Universidade Federal de Mato Grosso do Sul
UNESCO	Organização das Nações Unidas para Educação, Ciência e Cultura
UNESPAR	Universidade Estadual do Paraná
UNESP	Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”
UNL	Universidad Nacional del Litoral
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

u'_* = velocidade da tensão cisalhante no fundo do canal	Pf = peso final
$u_{*,cr}$ = velocidade crítica da tensão cisalhante do fundo do canal	Pi = peso inicial
θ_{cr} = parâmetro de mobilidade crítica de partícula	Q_b = vazão de margens plenas
2D = bidimensional	Q_m = vazão canal principal
3D = tridimensional	$Q_{m\acute{a}x}$ = vazão máxima
A = área da seção	Q_{min} = vazão mínima
A_b = área da seção no nível de margens plenas	Q_r = razão de vazão
C' = coeficiente de Chézy	Q_t = vazão tributário
C_{ss} = concentração total de sedimento suspenso	Re = número de Reynolds
d = profundidade	Rh = raio hidráulico
D^* = parâmetro de partícula	R_{h_b} = raio hidráulico no nível de margens plenas
D_{50} = tamanho das partículas que 50% menores	S = declividade da linha-d'água
dB = decibéis	s = densidade específica
Fr = número de Froude	T = parâmetro de transporte
m = metro	\bar{u} = velocidade média
m^3 = metro cúbico	V = volume
Mr = razão de momento	w = largura
n = coeficiente de Manning	w/d = razão largura/profundidade
P = perímetro molhado	ρ = densidade da água
P_b = perímetro molhado no nível de margens plenas	ρ_s = densidade do sedimento
	ν = coeficiente de viscosidade
	Ω = potência do canal
	g = aceleração pela gravidade
	ω = potência do canal específica

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	19
1.1	PROBLEMÁTICA	20
1.2	OBJETIVOS	21
2	CONTEXTUALIZAÇÃO FISIAGRÁFICA.....	23
2.1	EVOLUÇÃO GEOESTRUTURAL DA BACIA DO PANTANAL.....	23
2.2	GEOMORFOLOGIA DA BACIA DO PANTANAL.....	25
2.3	HIDROLOGIA DA BACIA DO PANTANAL.....	28
3	GEOMORFOGÊNESE E PROCESSOS SEDIMENTARES DA PLANÍCIE DE CONFLUÊNCIA PARAGUAI-CUIABÁ.....	31
3.1	INTRODUÇÃO	31
3.2	MEGALEQUE DO RIO CUIABÁ.....	31
3.3	ÁREA DE ESTUDO.....	33
3.4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	35
3.4.1	Caracterização geomorfológica	35
3.4.2	Sedimentologia	36
3.4.3	Dados hidrológicos	39
3.4.4	Datação	39
3.3.4.1	Carbono 14	39
3.3.4.2	Luminescência Oticamente Estimulada (LOE/SAR).....	40
3.5	RESULTADOS	40
3.5.1	Unidades Geomorfológicas	40
3.4.1.1	Planície Paraguai-Porto Conceição (PPPC)	41
3.4.1.2	Planície Paraguai-Amolar (PPA).....	42
3.4.1.3	Lobo atual do megaleque do Cuiabá (LAMC).....	44
3.4.1.4	Cinturão de meandros atual	45

3.5.2	Sedimentologia e cronologia dos depósitos.....	46
3.5.2.1	Planície Paraguai-Porto Conceição (PPPC)	47
3.5.2.2	Planície Paraguai-Amolar (PPA).....	48
3.5.2.3	Lobo atual do megaleque do Cuiabá (LAMC)	51
3.5.2.4	Cinturão de meandros atual do rio Cuiabá (CMAC).....	52
3.5.2.5	Cinturão de meandros atual do rio Paraguai (CMAP).....	53
3.5.3	Reconstrução paleoambiental	54
3.6	DISCUSSÃO	55
3.7	CONCLUSÕES	58

4 CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS, HIDRÁULICAS E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DO LOBO DEPOSICIONAL ATUAL DO MEGALEQUE DO CUIABÁ 59

4.1	INTRODUÇÃO	59
4.2	ÁREA DE ESTUDO	60
4.3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	61
4.3.1	Dados hidrológicos	61
4.3.2	Medições por Perfilador de Corrente por Efeito <i>Doppler</i> (ADCP).....	61
4.3.3	Modelagem matemática e parâmetros hidráulicos	64
4.3.3.1	Transporte de sedimentos	64
4.3.3.2	Potência de canal	65
4.3.3.3	Comportamento de fluxo	66
4.3.4	Concentração Total de Sedimento Suspenso (C _{ss})	67
4.4	RESULTADOS	68
4.4.1	Características hidrológicas	68
4.4.2	Características hidrodinâmicas	70
4.4.3	Transporte de sedimentos	71
4.5	DISCUSSÃO	73
4.6	CONCLUSÕES	75

5	ESTRUTURA DE FLUXO, MORFODINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA CONFLUÊNCIA PARAGUAI-CUIABÁ: EXEMPLO DE CURVA DE MEANDRO CONFLUENTE	76
5.1	INTRODUÇÃO	76
5.2	ÁREA DE ESTUDO	78
5.3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	82
5.3.1	Medições por Perfilador de Corrente por Efeito Doppler (ADCP)	82
5.3.2	Parâmetros hidráulicos em confluências	82
5.3.3	Processamento dos dados da sonda ADCP.....	83
5.3.4	Batimetria	83
5.3.5	Concentração total de sedimento suspenso (C _{ss}) e de arrasto.....	84
5.4	RESULTADOS	85
5.4.1	Condições hidrológicas.....	85
5.4.2	Padrão de fluxo	85
5.4.3	Estrutura de fluxos primário e secundário	86
5.4.4	Morfologia de leito	89
5.4.5	Transporte de sedimentos	90
5.4.5.1	Transporte dos sedimentos finos	90
5.4.5.2	Transporte dos sedimentos arenosos	92
5.5	DISCUSSÃO	94
5.6	CONCLUSÕES	96
6	CONCLUSÕES GERAIS.....	97
	REFERÊNCIAS	99

1 INTRODUÇÃO

O Pantanal é uma das paisagens mais exuberantes do território brasileiro. Está localizado na bacia do Alto Paraguai (BAP) e é considerado uma das maiores áreas úmidas do planeta (AB´SABER, 2006). A BAP possui área total de aproximadamente 600.000 km², dos quais 362.376 km² estão localizados no território brasileiro e o restante nos territórios da Bolívia e do Paraguai (ANA, 2004). O Pantanal possui área total de aproximadamente 147.000 km² e está distribuído entre os estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, na região Centro-Oeste (ANA, 2004). É considerado o bioma mais preservado do território brasileiro com grande diversidade biológica e com paisagens naturais excepcionais (AB´SABER, 2006). Por essa razão, desde a Constituição Federal de 1988 o Pantanal é considerado patrimônio nacional natural e no ano 2000 se tornou Reserva da Biosfera da Organização das Nações Unidas para Educação, Ciência e Cultura – UNESCO e Patrimônio Natural da Humanidade (ANA, 2004).

O Pantanal apresenta complexas características biogeográficas, com grande influência dos biomas vizinhos, como o Cerrado a Leste, a Amazônia ao Norte e o Chaco a Sudoeste. O bioma do Cerrado é dominante, cobrindo aproximadamente 61% da área total (ANA, 2004). O ponto crucial para o desenvolvimento do bioma do Pantanal é a relação entre o planalto e a planície, bem marcada pelos pulsos de inundação, que são responsáveis por criar nichos reprodutivos e alimentares para a grande biodiversidade regional (ANA, 2004).

O Pantanal é uma extensa bacia sedimentar, tectonicamente ativa e em constante processo de subsidência, que permite que mais espaço seja criado para acomodar os sedimentos que são desgastados dos planaltos, transportados pelos afluentes do rio Paraguai e depositados na bacia (ASSINE, 2003). Nas últimas décadas, houve avanço no conhecimento das características físicas do Pantanal, principalmente em razão do emprego de novas tecnologias de Sensoriamento Remoto. No entanto, nem todas as áreas foram propriamente estudadas e muitas lacunas sobre a evolução quaternária e funcionamento hidrológico da bacia ainda se fazem presentes.

A geomorfologia planície do Pantanal é composta por diversos leques aluviais com diversos tamanhos. A transição entre a planície aluvial e os planaltos é marcada por grande mudança no gradiente topográfico dos rios, o que favorece a formação de leques aluviais, uma das características mais peculiares da paisagem pantaneira (ASSINE, 2005).

O termo “leque aluvial” corresponde a sistemas aluviais em que o padrão dos canais é mais distributário que tributário, formando sistemas deposicionais em formato radial com grande mobilidade lateral de canais. Os fenômenos de mudanças abruptas na direção dos canais em consequência da superelevação do leito do rio em relação a planície são denominados de avulsão (FERGUSON, 1993). O sistema distributário é consequência da redução busca no gradiente topográfico, com desconfinamento do fluxo e diminuição da velocidade e da profundidade do canal (ASSINE, 2005).

Embora seja um bioma preservado, a interferência humana, principalmente na ocupação das bacias de drenagem nos planaltos, tem como consequência o aumento do aporte sedimentar transportado pelos rios (PADOVANI *et al.*, 2001; PADOVANI, 2010; ASSINE, 2003). Uma das principais consequências desse aumento sedimentar pode ser traduzido no maior número de avulsões que ocorrem nos lobos depositários dos megaleques (ASSINE, 2005).

1.1 Problemática

Nas últimas décadas houve consideráveis avanços no entendimento dos modelos geológicos e geomorfológicos dos sistemas fluviais distributários presentes na Bacia do Pantanal, dentre os quais destacam-se os estudos desenvolvidos nos megaleques do Taquari (ASSINE *et al.*, 2005; ZANI & ASSINE, 2011; ZANI *et al.*, 2012), do São Lourenço (CORRADINI & ASSINE, 2012; ASSINE *et al.*, 2014; PUPIM *et al.*, 2017), do Aquidauana (FACINCANI *et al.*, 2006), do Negro (CORDEIRO *et al.*, 2010; MENDES, 2014), do Nabileque (KUERTEN, 2010; KUERTEN & ASSINE, 2011; KUERTEN *et al.*, 2013), do Miranda (MERINO, 2011; MERINO *et al.*, 2013) e do Cuiabá (PUPIM, 2014; MEIRA, 2015; PUPIM *et al.*, 2017). No entanto, poucos trabalhos são dedicados ao estudo das planícies inter-leques (MENDES, 2014; MERINO, 2016) e das planícies formadas ao longo do rio Paraguai (ASSINE & SILVA, 2009; SILVA, 2010; MACEDO, 2013, 2017; MACEDO *et al.*, 2014). Nesse sentido, este estudo pretende trazer novas contribuições para o entendimento do funcionamento e da formação geomorfológica das planícies formadas ao longo do rio Paraguai, no caso a planície Paraguai-Amolar. Ademais, é necessário desenvolver maiores estudos sobre o funcionamento dos lobos depositários atuais dos sistemas distributários que ocorrem no Pantanal. Esses ambientes apresentam grande complexidade geomorfológica com a

tendência de produzir feições como depósitos de rompimento de canais (*crevasse splays*), avulsões e formações que se assemelham aos sistemas deltaicos.

Por outro lado, este também é o primeiro trabalho sobre o Pantanal a abordar a complexidade hidrodinâmica que ocorre nas zonas de confluências. No Brasil, a maior parte dos trabalhos que tiveram como objetivo o estudo de confluências foram desenvolvidos no alto rio Paraná (TURRA *et al.*, 1999; BARROS, 2006; FRANCO, 2007; PAES, 2007; STEVAUX *et al.*, 2009a, 2009b; SANTOS, 2015; MORAES *et al.*, 2016, entre outros) e na bacia Amazônia (SOARES, 2007; BOUCHEZ *et al.*, 2010; FRANZINELLI, 2011; FERREIRA, 2013; COUTINHO DE LIMA, 2018). Mesmo considerando os estudos de confluências em nível mundial, a confluência Paraguai-Cuiabá apresenta várias particularidades, dentre elas podemos citar: a) a alta razão entre largura/profundidade, b) o alto ângulo de junção ($>160^\circ$) e c) pela junção ocorrer em uma curva de meandro. Nesse sentido, novas contribuições sobre o funcionamento de confluências são apresentadas neste estudo.

1.2 Objetivos

O escopo deste estudo é entender: a) os processos morfogênicos da planície de confluência dos rios Paraguai e Cuiabá, localizada na região da serra do Amolar, na porção norte do Pantanal mato-grossense; b) a hidrologia e a hidrossedimentologia do lobo deposicional atual do megaleque do Cuiabá, e, por fim, c) a hidrodinâmica, a morfologia e o transporte de sedimentos na confluência dos rios Paraguai-Cuiabá ao longo do regime hidrológico regional.

Para tanto, os seguintes objetivos específicos foram traçados:

- identificar as unidades geomorfológicas da área de pesquisa, com base no sensoriamento remoto e estudos geomorfológicos prévios;
- descrever os perfis sedimentares com base na faciologia estratigráfica;
- relacionar os processos deposicionais com as mudanças paleoambientais holocênicas, com o suporte de métodos geocronológicos (^{14}C e LOE);
- caracterizar as variabilidades hidrológicas do lobo atual do megaleque do Cuiabá;
- analisar as mudanças recentes no canal fluvial, como cortes de meandros, avulsões e depósitos de crevasse;

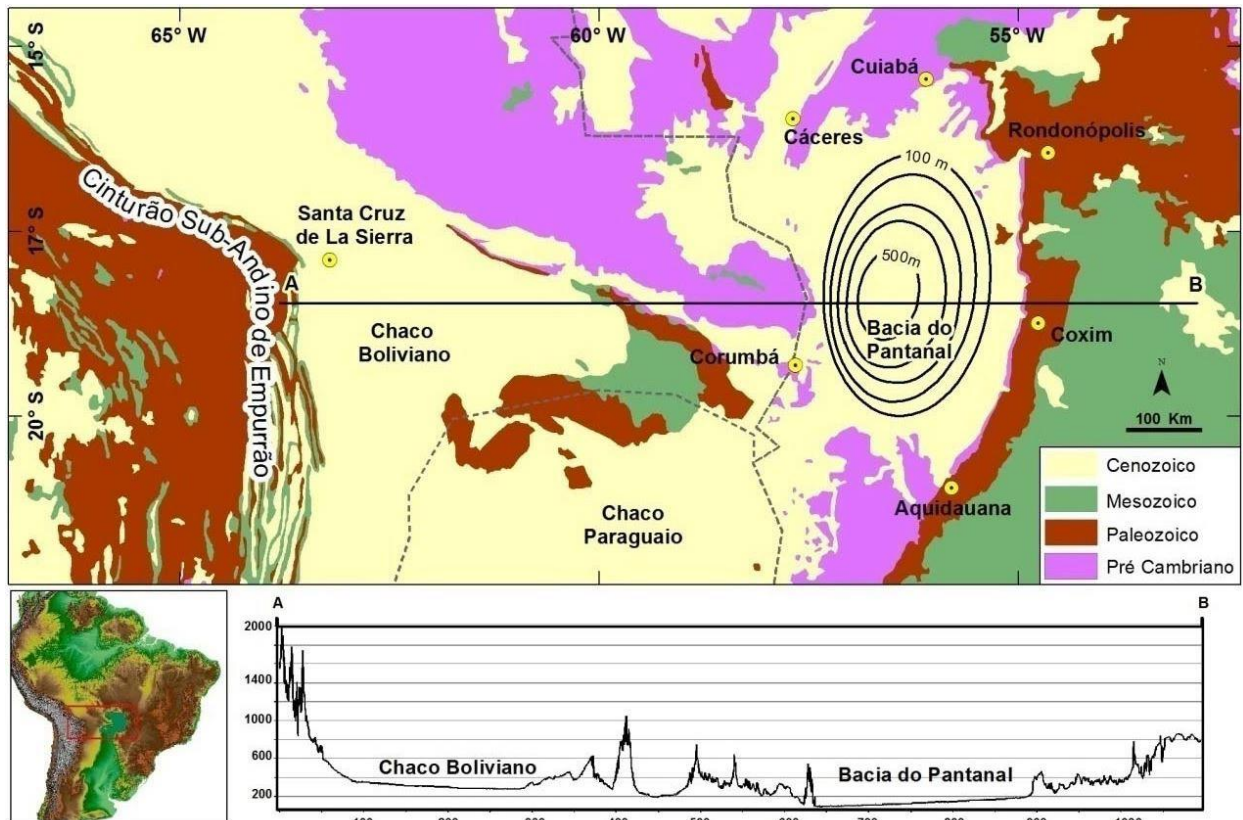
- estimar o balaço no transporte de sedimentos na zona distal do megaleque do rio Cuiabá com base na modelagem matemática;
- analisar a estrutura de fluxo, morfodinâmica e o transporte de sedimentos na confluência dos rios Paraguai-Cuiabá.

2 CONTEXTUALIZAÇÃO FISIOGRAFICA

2.1 Evolução geoestrutural da bacia do Pantanal

A bacia do Pantanal é uma depressão intracratônica que se estende por cerca de 250 km na direção Leste-Oeste e 450 km na Norte-Sul (GODOI *et al.*, 2001; ASSINE, 2003). As áreas planálticas que circundam o Pantanal possuem grande diversidade de rochas e idades (FIG. 1).

Figura 1 – Geologia regional da Bacia do Pantanal. Perfil topográfico elaborado a partir do SRTM 90 m da América do Sul



Fonte: Traduzido de Assine *et al.* (2015) por Merino (2016).

Nas porções sul e noroeste, há o afloramento de rochas que compõem os crátons do Rio Apa e Sul-amazônico, respectivamente, que possivelmente datam o Éon Paleoproterozóico (WARREN *et al.*, 2016). Por sua vez, a Província Serrana ao Norte, a serra da Bodoquena ao Sul e os planaltos residuais do Urucum e da serra do Amolar, no centro da bacia, possuem origem Neoproterozóica (Domínio Amolar e os Grupos Cuiabá e Corumbá), associada ao cinturão

orogênico do Paraguai (WARREN *et al.*, 2016). Nos planaltos a Leste da Bacia (Taquari-Itiquira e Maracaju-Campo Grande), sobre as rochas cristalinas pré-cambrianas ocorrem sequências paleozoicas e mesozoicas da bacia do Paraná, composta principalmente por arenitos e derrames basálticos (ASSINE, 2003).

Não existe consenso total entre os pesquisadores sobre a idade da formação da Bacia Sedimentar do Pantanal. As principais sondagens foram realizadas pela Petrobrás na década de 1960 e não atingiram o embasamento na porção central da bacia (ASSINE, 2003; ASSINE, *et al.*, 2016). No entanto, estima-se que o pacote sedimentar no meio da bacia pode atingir mais de 500 m de espessura (ASSINE, 2003). Diversos autores propuseram modelos de evolução da bacia sedimentar. Para Horton & DeCelles (1997), a origem do Pantanal está associada a subsidência no domínio *back-bulge* no sistema *foreland* da orogenia andina. Entretanto, Ussami *et al.* (1999) associam a formação aos esforços distencionais relacionados à reativação do soerguimento flexural (*forebulge*) durante o último evento compressivo dos Andes (~2,5 Ma), fato que já havia sido proposto por Ab'Saber (1988).

Por outro lado, a possibilidade de a bacia ser ainda mais antiga que o último evento compressivo dos Andes é extremamente plausível. Nesse sentido, Assine *et al.* (2015) propuseram dois modelos de evolução da bacia. Para os autores, a subsidência e sedimentação da bacia começaram no Eoceno, em sincronia com o ascensão epirogênica e tectonismo que perturbaram a superfície sul-americana, relictos dessa superfície são encontrados no embasamento da bacia e atualmente cobertos pelas camadas de depósitos aluviais Cenozoicos. No primeiro modelo, a superfície sul-americana é totalmente erodida no interior da bacia entre o Paleoceno Superior e o Eoceno Superior (60-35 Ma). No segundo modelo, relictos da superfície sul-americana foram preservados com a subsidência da bacia e início da sedimentação. Para formular essa hipótese, os autores associaram os eventos com a formação da Bacia Sedimentar de Taubaté e, segundo o esquema apresentado, a base da Bacia Sedimentar do Pantanal pode ter sido composta pelo desmantelamento da superfície sul-americana e subsidência da bacia, com formação durante o Paleogeno, bem como pode ter sido formada pela superfície cuiabana, que possui origem no Neogeno (ASSINE *et al.*, 2016).

A bacia do Pantanal é recoberta pela Formação Pantanal, composta por sedimentos aluviais de idade pleistocênica (ASSINE *et al.*, 2003; WARREN *et al.*, 2016). Essa formação caracteriza-

se pelos sedimentos depositados nas áreas fluviais periodicamente inundáveis e cobre grande parte do Pantanal (GODOI *et al.*, 2001).

2.2 Geomorfologia da Bacia do Pantanal

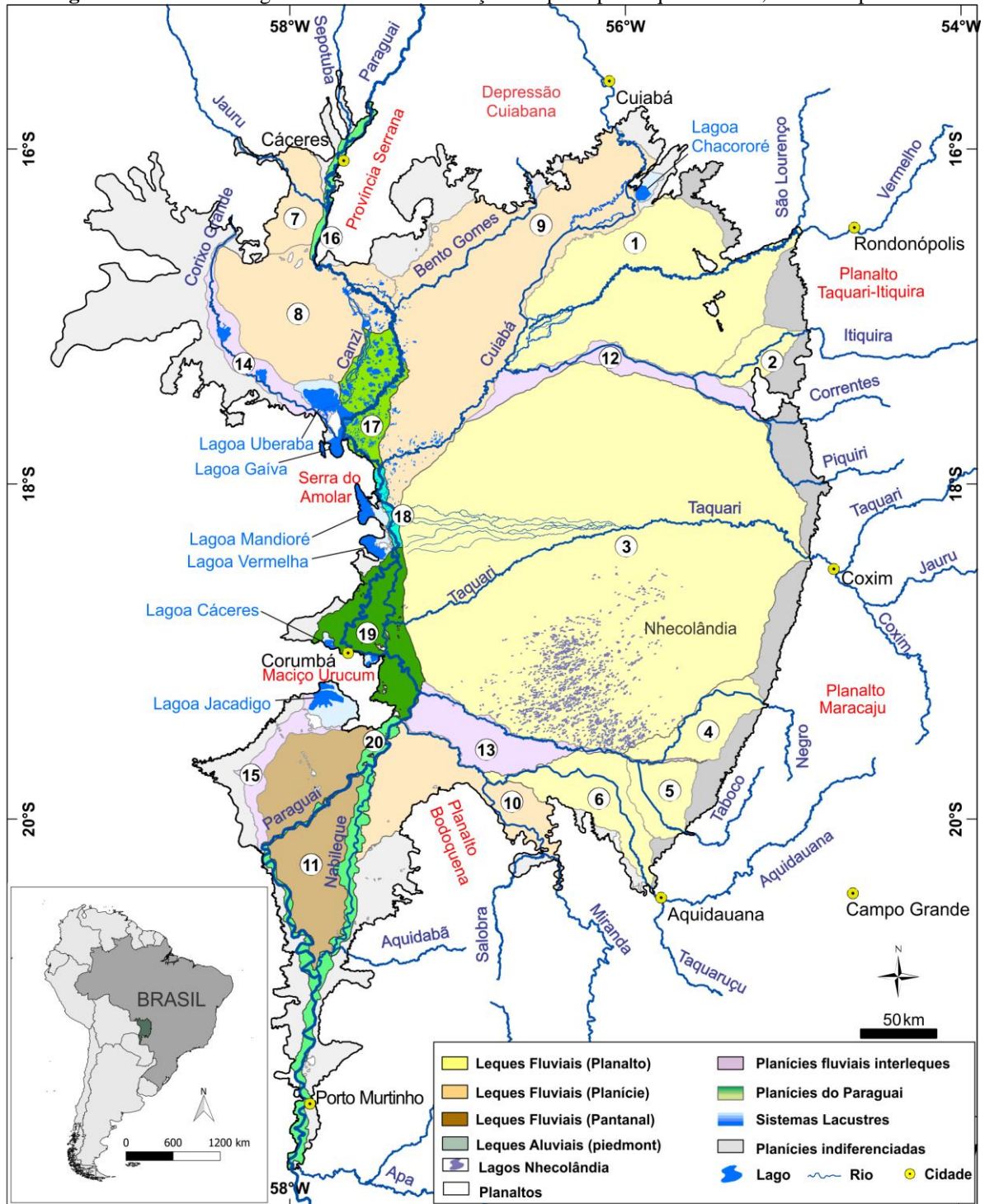
Os megaleques aluviais são uma das características mais marcantes da paisagem do Pantanal. Esses megaleques são formados quando os rios que nascem nas áreas planálticas adentram a planície do Pantanal, passando a ter padrão distributário e construindo leques aluviais. Isso ocorre em virtude de três fatores: o desconfinamento dos rios, a diminuição do gradiente e a redução da velocidade média (ASSINE *et al.*, 2016). Os rios apresentam leito rochoso nas áreas planálticas antes de adentrarem à bacia do Pantanal, com vales esculpidos e encaixados nas rochas que compõem os planaltos circundantes. É o caso dos rios Paraguai, Cuiabá, São Lourenço, Taquari, Miranda e Aquidauana que, ao adentrarem a planície do Pantanal (>200 m.a.n.m.), têm a velocidade reduzida e a sedimentação passa a ser dominante.

Os leques aluviais podem ser classificados em três categorias principais: leques dominados por fluxo de massa; leques de rios entrelaçados e leques de rios com baixa sinuosidade (GALLOWAY & HOBDAI, 1983). Assine (2003) classificou pela primeira vez os leques do Pantanal em dois grupos: leques dominados por fluxos gravitacionais (declive >1,5°; gradiente >0,026 m/m) e leques dominados por rios (declive <0,4°; gradiente <0,007 m/m). Recentemente, Assine *et al.* (2015) classificaram 20 sistemas deposicionais em quatro categorias genéricas: a) leques fluviais com área fonte em planaltos sedimentares; b) leques fluviais com área fonte na planície (Depressão Cuiabana); c) planícies do rio Paraguai, que se comporta como rio tronco de todo o sistema de drenagem; d) planícies inter-leques (FIG. 2).

O megaleque do rio Taquari é o maior deles e está entre os maiores megaleques do mundo, com uma área de aproximadamente 50.000 km² correspondente a 37% da superfície do Pantanal (ASSINE, 2003; ZANI *et al.*, 2012). Esse megaleque é facilmente identificável nas imagens de satélite e é responsável pela acumulação de aproximadamente 16 milhões de toneladas de sedimentos por ano (ASSINE *et al.*, 2015).

Os processos avulsivos são os principais responsáveis pela construção dos megaleques (ASSINE, 2003), processos por sua vez responsáveis pela rápida mudança de curso dos rios e que são mais ativos nos lobos atuais dos megaleques que compõem a planície do Pantanal (FIG. 3).

Figura 2 – Geomorfologia do Pantanal. Localização dos principais leques fluviais, aluviais e planícies



Leques Fluviais (Planalto)
 1 - São Lourenço
 2 - Itiquira
 3 - Taquari
 4 - Negro
 5 - Taboco
 6 - Aquidauana

Leques Fluviais (Planície)
 7 - Jaurú
 8 - Paraguai
 9 - Cuiabá
 10 - Miranda

Leque Fluvial (Pantanal)
 11 - Nabileque

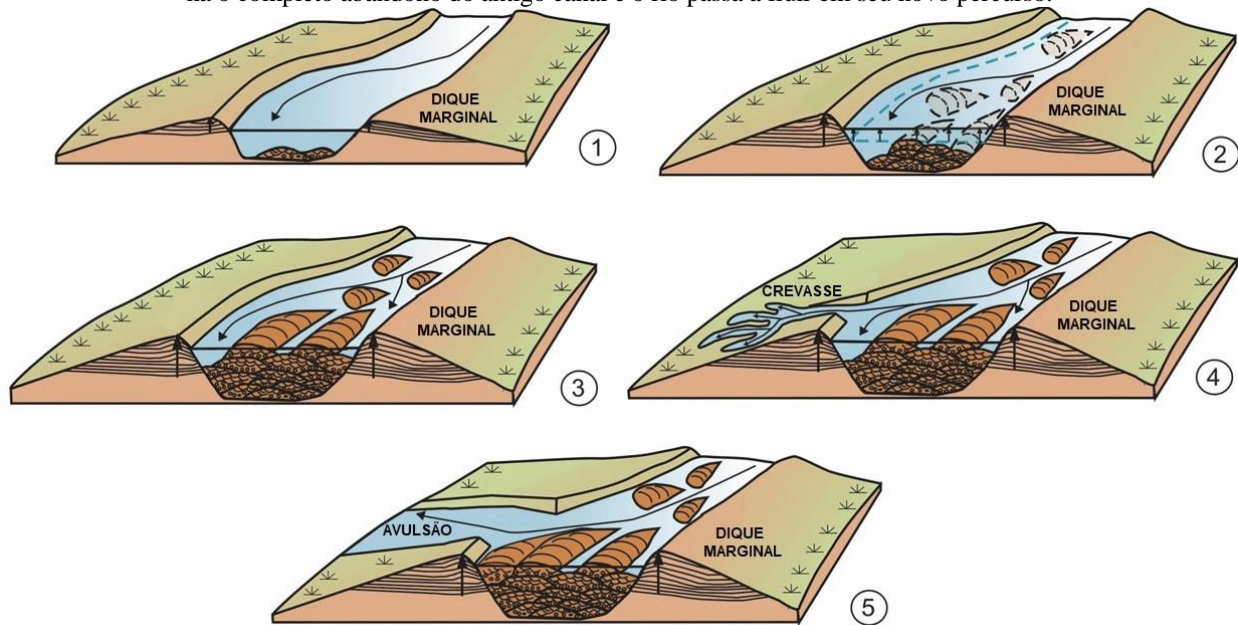
Planícies fluviais interleques
 12 - Itiquira
 13 - Negro
 14 - Corixo Grande
 15 - Negro (Bolívia)

Planícies do rio Paraguai
 16 - Paraguai-Cáceres
 17 - Paraguai-Canzi
 18 - Paraguai-Amolar
 19 - Paraguai-Corumbá
 20 - Paraguai-Nabileque

Fonte: Adaptado de Assine *et al.* (2015).

Da mesma forma, esses processos são responsáveis pela agradação da bacia e, também, são influenciados pela subsidência e atividade tectônica por meio de falhas e lineamentos na bacia do Pantanal, gerando mais espaço para acumulação de sedimentos (ASSINE, 2003; 2005; ASSINE *et al.*, 2015).

Figura 3 – Evolução esquemática do processo de avulsão — (1) o canal é elevado em relação à planície e construção do dique marginal; (2) o fundo do canal e os diques marginais se elevam em virtude de processos agradativos; (3) barras começam a emergir no canal mesmo nas cheias e o canal perde a capacidade de retenção de água; (4) os pulsos de inundação induzem o processo de rompimento do canal com a formação de crevasse, bifurcando o canal; (5) por fim, há o completo abandono do antigo canal e o rio passa a fluir em seu novo percurso.



Fonte: Adaptado de Assine *et al.* (2016).

Uma das primeiras alusões à formação das planícies do rio Paraguai pode ser reconhecida no trabalho de Wilhelmy (1958, *apud* Ab'Saber, 1988) ao explicar a formação das lagoas na porção Oeste da Bacia do Pantanal. Para o autor, essas lagoas foram formadas pelo represamento das águas que desciam no período de formação do megaleque do Taquari em clima semiárido pleistocênico. O leito do rio Paraguai, nesse sentido, foi “empurrado” para Oeste, circundando as morrarias e, com a umidificação do Holoceno e o retrabalhamento de grandes massas de areia, mudando de curso, ficando a meia distância dos maciços residuais. Enquanto isso, as massas de águas lacustres se desintegravam em lagoas semicirculares ou elípticas, alojadas em depressões, e como lóbulos internos de meandros, encarceradas por diques marginais (BEZERRA, 1999).

Recentemente, Stevaux *et al.* (no prelo) classificaram oito planícies e três gargalos hidráulicos que controlam o complexo regime hidrológico do rio Paraguai no Pantanal (ASSINE *et al.*, 2015; STEVAUX *et al.*, no prelo) (Quadro 1).

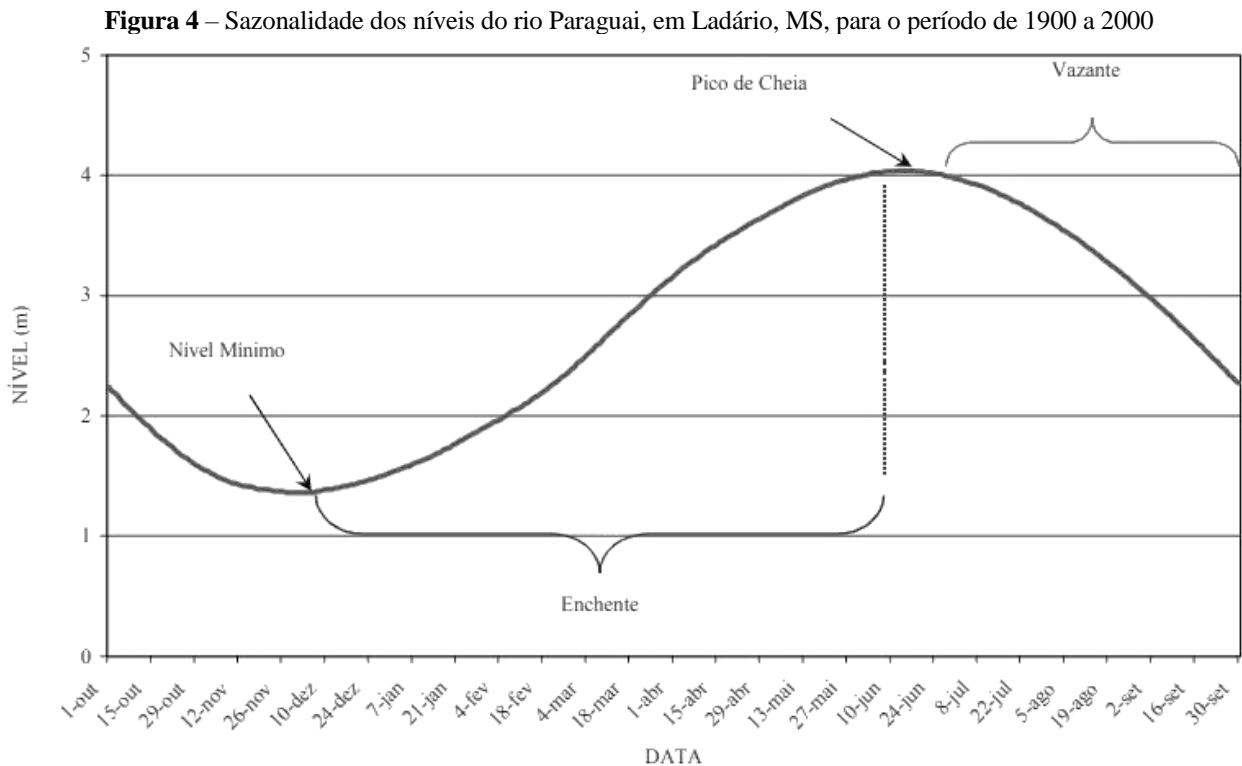
Quadro 1 – Planícies e gargalos hidráulicos do rio Paraguai no Pantanal

Planície	Descrição	Publicações
Planície de cinturão de meandros entrincheirados de Cáceres	Possui aproximadamente 5 km de largura e apresenta forte controle estrutural por rochas pré-cambrianas e a Província Serrana.	Assine e Silva (2009) Silva (2010)
Planície de canais avulsivos de Descalvados	Possui baixo gradiente topográfico e é o lobo deposicional atual do megaleque do Paraguai; apresenta ativos processos de avulsão.	Assine e Silva (2009) Silva (2010)
Planície fluviolacustre de Porto Conceição	É dominada por canais anastomosados, grandes lagoas (~35 km de largura), como a Lagoa Uberaba e Gaíva, além de centenas de lagoas menores.	Assine e Silva (2009) Silva (2010) Stevaux <i>et al.</i> (no prelo)
Planície de cinturão de meandros entrincheirados da serra do Amolar	Responsável por formar o primeiro gargalo hidráulico; possui ~6 km de largura e causa efeito de represamento a montante.	Assine <i>et al.</i> (2015) Stevaux <i>et al.</i> (no prelo)
Planície de canais avulsivos de Corumbá	Pode apresentar até 27 km de largura e um antigo cinturão de meandros que se torna mais ativo durante as cheias.	Macedo (2013, 2017) Stevaux <i>et al.</i> (no prelo)
Planície de cinturão de meandros do Urucum	Forma o segundo gargalo hidráulico em decorrência do maciço do Urucum e da influência do megaleque do Taquari.	Stevaux <i>et al.</i> (no prelo)
Planície de canal incisivo do Nabileque	Formada no inativo megaleque do Nabileque com largura de ~6 km, forma dois canais: rios Paraguai e Nabileque.	Kuerten e Assine (2011) Kuerten <i>et al.</i> (2013)
Planície de cinturão de meandros de Porto Murtinho	Responsável pela formação do terceiro e último gargalo hidráulico do Pantanal.	Stevaux <i>et al.</i> (no prelo)

2.3 Hidrologia da Bacia do Pantanal

A hidrologia da bacia do Pantanal é controlada pela interferência de fenômenos climáticos de escala global como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (NOBRE; SHUKLA, 1996). Esses fenômenos são responsáveis pelas variações anuais e decenais nos índices de precipitação, com consequências na intensidade dos pulsos de inundação que atingem a planície pantaneira.

O Pantanal apresenta cheias e vazantes bem-definidas na hidrógrafa das estações fluviométricas. A estação no rio Paraguai de Ladário, próximo à cidade de Corumbá, MS, na região central da bacia, sumariza bem o comportamento hidrológico do Pantanal (FIG. 4). Essa é a estação com a maior série histórica do Pantanal, com medições desde 1900. Nas médias mensais das cotas entre 1900 e 2000, o período de enchente se concentra de dezembro a julho com pico de cheia no mês de julho. Já o período de vazante ocorre entre os meses de agosto a novembro.

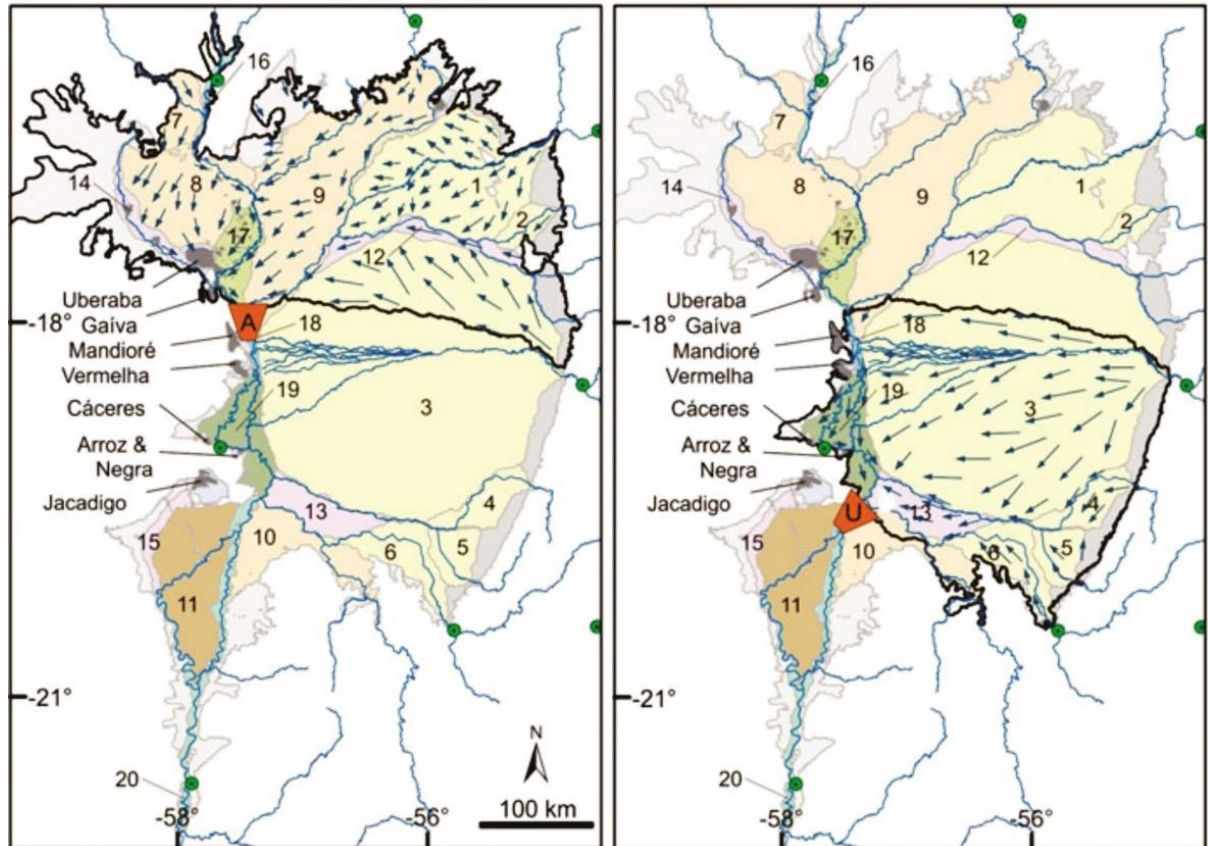


Fonte: Galdino *et al.* (2002).

O clima regional do Pantanal é o tropical semiúmido (Aw), na classificação de Köppen-Geiger, com temperatura média de 25 °C e duas estações bem-definidas: verão chuvoso (nov.-jan.) e inverno seco (mai.-set.), com precipitação média anual de 1100 mm que contrasta com evapotranspiração de 1400 mm, promovendo um déficit hídrico regional de 300 mm (JUNK; CUNHA, 2005). Outros fatores podem influenciar a dinâmica das chuvas na bacia do Pantanal, como a atuação da massa de ar Equatorial continental (mEc) de origem amazônica e as frentes frias advindas da influência da massa de ar Polar atlântica (mPa) na porção sul e sudeste da bacia (GARCIA, 1984). A dinâmica de inundação do Pantanal é estreitamente relacionada à geomorfologia da planície com a formação de gargalos hidráulicos e corpos hídricos de diferentes

tamanhos (PADOVANI, 2010), que são, por sua vez, responsáveis pelo atraso nas ondas de cheia que ocorrem no Pantanal (FIG. 5).

Figura 5 – Gargalos hidráulicos e lagoas na hidrologia do Pantanal — (A) Gargalo causado pela serra do Amolar e (U) gargalo em virtude do maciço do Urucum.



Fonte: Assine *et al.* (2016).

Embora o início da estação chuvosa seja em outubro, os primeiros reflexos de cheia são observados somente a partir de janeiro em virtude do atraso na resposta entre a precipitação e a cheia (PADOVANI, 2010). A onda de cheia ocorre em duas frentes: uma na porção norte, em que há o retardamento da onda de cheia na planície Paraguai-Amolar causado pelo gargalo formado pela serra do Amolar e a franja do megaleque do Taquari, e outra na porção Sul, com o fluxo de cheia sendo amortecido na planície do rio Negro em virtude do gargalo formado pela planície Paraguai-Corumbá.

3 GEOMORFOGÊNESE E PROCESSOS SEDIMENTARES DA PLANÍCIE DE CONFLUÊNCIA PARAGUAI-CUIABÁ

3.1 Introdução

A bacia do Pantanal apresenta morfogêneses complexas que estão relacionados à interação de três condicionantes principais: 1) da dinâmica hidrossedimentar, 2) do controle tectônico da margem ocidental da bacia do Pantanal (Serra do Amolar), e 3) das interações com as zonas distais dos megaleques presentes a Leste e a Norte (ASSINE, 2003; ASSINE; SILVA, 2009; ASSINE *et al.*, 2015).

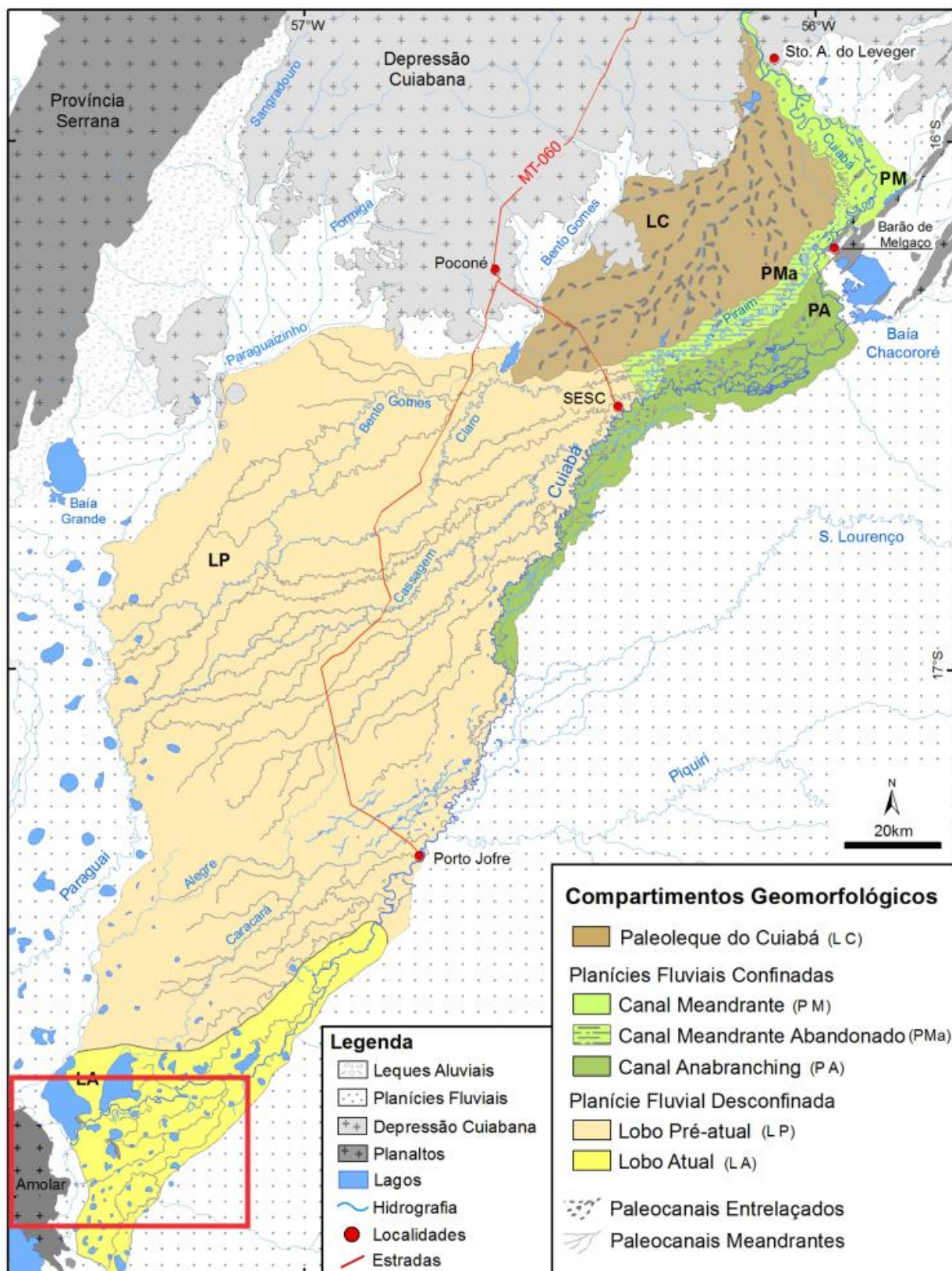
Embora este seja o primeiro estudo em geociências sobre a zona de confluência dos rios Paraguai e Cuiabá, algumas unidades já apresentam algumas definições e inferências em trabalhos anteriormente publicados. A exemplo da planície Paraguai-Canzi, que ocorre ao Norte da confluência, foi descrita primeiramente por Assine e Silva (2009) e subdivida por Stevaux *et al.* (no prelo) em planícies Paraguai-Canzi ao Norte e a planície Paraguai-Porto Conceição ao Sul.

Este estudo tem como objetivo principal entender os processos morfogênicos e as características sedimentares dos depósitos associados na zona de confluência dos rios Paraguai e Cuiabá, na porção norte do Pantanal. Da mesma forma, avaliar a resposta desse sistema frente as mudanças ambientais quaternárias. Assim, este trabalho propõe: a) identificar as unidades geomorfológicas da área de pesquisa com base no sensoriamento remoto e estudos geomorfológicos prévios; b) descrever os perfis sedimentares com base na faciologia estratigráfica e código de fácies, e, por fim, c) relacionar os processos deposicionais e as mudanças paleoambientais holocênicas com o suporte de métodos geocronológicos (^{14}C e LOE/SAR).

3.2 Megaleque do rio Cuiabá

O megaleque do rio Cuiabá é o segundo maior da bacia do Pantanal, superado apenas pelo megaleque do rio Taquari (FIG. 6), e o maior na categoria de leques fluviais originados na Depressão Cuiabana. Possui uma área total de aproximadamente 15.300 km² e está localizado na porção norte da bacia do Pantanal (PUPIM *et al.*, 2017).

Figura 6 – Compartimentação geomorfológica do megaleque do rio Cuiabá — A área de estudo se localiza no lobo atual



Fonte: Pupim (2014). Obs.: A área de estudo está localizada no retângulo vermelho.

Considerando a classificação de Assine *et al.* (2015), é considerado um megaleque fluvial com origem em terrenos rebaixados da Depressão Cuiabana, sendo o maior da bacia do Pantanal nessa categoria. A principal característica dos megaleque de origem em terrenos rebaixados é o transporte sedimentar inferior, 1,1 milhão ton/ano, em comparação com os megaleques de origem nos planaltos sedimentares, que podem transportar >22,5 milhões ton/ano (ASSINE *et al.*, 2015). Mesmo com a importância do megaleque do rio Cuiabá para o entendimento da evolução geomorfológica do Pantanal, poucos trabalhos científicos são encontrados na área.

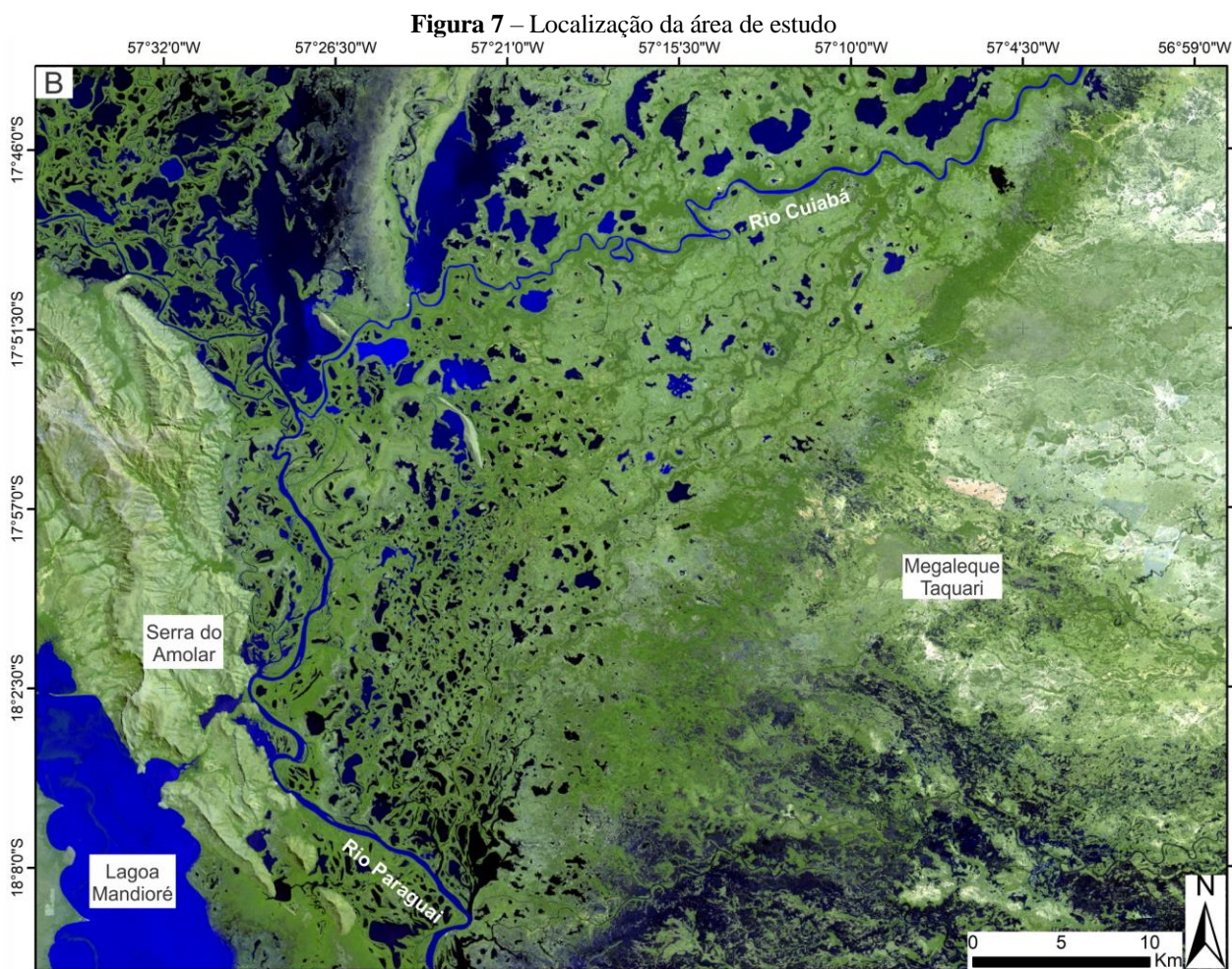
A primeira compartimentação geomorfológica do megaleque do Cuiabá foi elaborada por Pupim *et al.* (2017), que classificou os compartimentos geológico-geomorfológicos no megaleque do Cuiabá em: a) paleoleque, dominado por paleocanais de padrão entrelaçado; b) planícies fluviais confinadas, com canais meandantes (atual e antigo) e múltiplos, e c) planície fluvial livre, dominada por canais meandantes pré-atuais e atuais (área de estudo).

A planície anabranching (PA) na classificação de Pupim (2014) foi objeto de estudo de Meira *et al.* (2019), que identificou sete compartimentos nessa área: a) Planície de Meandros com Controle Estrutural (PMCE); b) Planície de Sistema Anabranching Antigo (PSAA); c) Planície de Sistema Anabranching com Controle Lito-estrutural (PSACLE); d) Planície de Sistema Anabranching com Lagoas de Rompimento (PSALR); e) Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo (PASSAA); f) Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo (CMCA); g) Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno (CMCM).

3.3 Área de estudo

A área de estudo é composta pelo lobo deposicional atual do megaleque do rio Cuiabá e pela planície Paraguai-Amolar, na porção norte do Pantanal, totalizando ~3,500 km² (FIG. 7). A área de estudo está limitada ao Norte pela planície desconfinada pré-atual do megaleque do Cuiabá, a Leste e Sul pela franja do megaleque do rio Taquari, a Oeste pela serra do Amolar e a Noroeste pela planície do Paraguai-Porto Conceição.

O lobo deposicional atual do megaleque do rio Cuiabá ocupa uma área de aproximadamente 1.500 km² na porção norte do Pantanal, com ápice na localidade de Porto Mangueiral, onde o canal muda levemente para a direção NE-SW. O relevo é muito suave, com gradiente topográfico de aproximadamente 8 cm/km e altitudes que variam de 90 a 110 m.a.n.m.



Fonte: Imagem OLI/Landsat 8, 227/72, R(7)G(6)B(4) do dia 15/09/2015. Localização na Fig. 6.

As características tectônicas regionais inferidas por Assine (2005) sugerem que o lobo atual do sistema do megaleque do Cuiabá está sobre uma área subsidente, criando espaço para a acumulação de sedimentos e prolongamento das cheias. Nesse trecho, o rio Cuiabá adquire comportamento tipicamente distributário, com vazão, largura e sinuosidade diminuídas a jusante. Também é notório a presença de inúmeros pontos de avulsão do canal principal em pequenos canais distributários, inúmeras áreas permanentemente alagadas e lagoas semicirculares e elípticas de diferentes tamanhos (PUPIM, 2014). Em contraste com a planície, há a presença de morros residuais, como os morros do Campo e do Caracará, com altitudes que variam entre 250 e 300 m, os quais são relictos do complexo da serra do Amolar (FIG. 8) e de fácil identificação no modelo digital de elevação – MDE/SRTM.

Figura 8 – Fotografias de campo - A) Morro do Caracará, contrastando com a planície desconfinada do lobo distal do megaleque do rio Cuiabá; B) Serra do Amolar e C) Planície Paraguai-Amolar.



Créditos: autor

O lobo deposicional atual do megaleque do rio Cuiabá constitui uma planície desconfinada, com diminuição da vazão a jusante mesmo em período de seca (PUPIM *et al.*, 2017). Nessa área, o rio Cuiabá apresenta um canal único meandrante com a presença de avulsão e formação de canais secundários perpendiculares ao canal principal. Esses canais são responsáveis por levar água do canal principal para grandes extensões da planície de inundação e reativar paleocanais durante o período de cheias. Nas inúmeras lagoas que compõem a planície é comum o processo de acreção vertical por processos biológicos intrínsecos a esses corpos hídricos.

3.4 Materiais e métodos

3.4.1 Caracterização geomorfológica

Classificações geomorfológicas por sistemas de tratos deposicionais foram propostas por Assine *et al.* (2015) e por Stevaux *et al.* (no prelo), e seguida neste trabalho. Para a classificação e dedução de processos foram usados produtos de teledeteção para diferentes usos, os quais são detalhados no quadro 2.

Quadro 2 – Dados orbitais utilizados na pesquisa

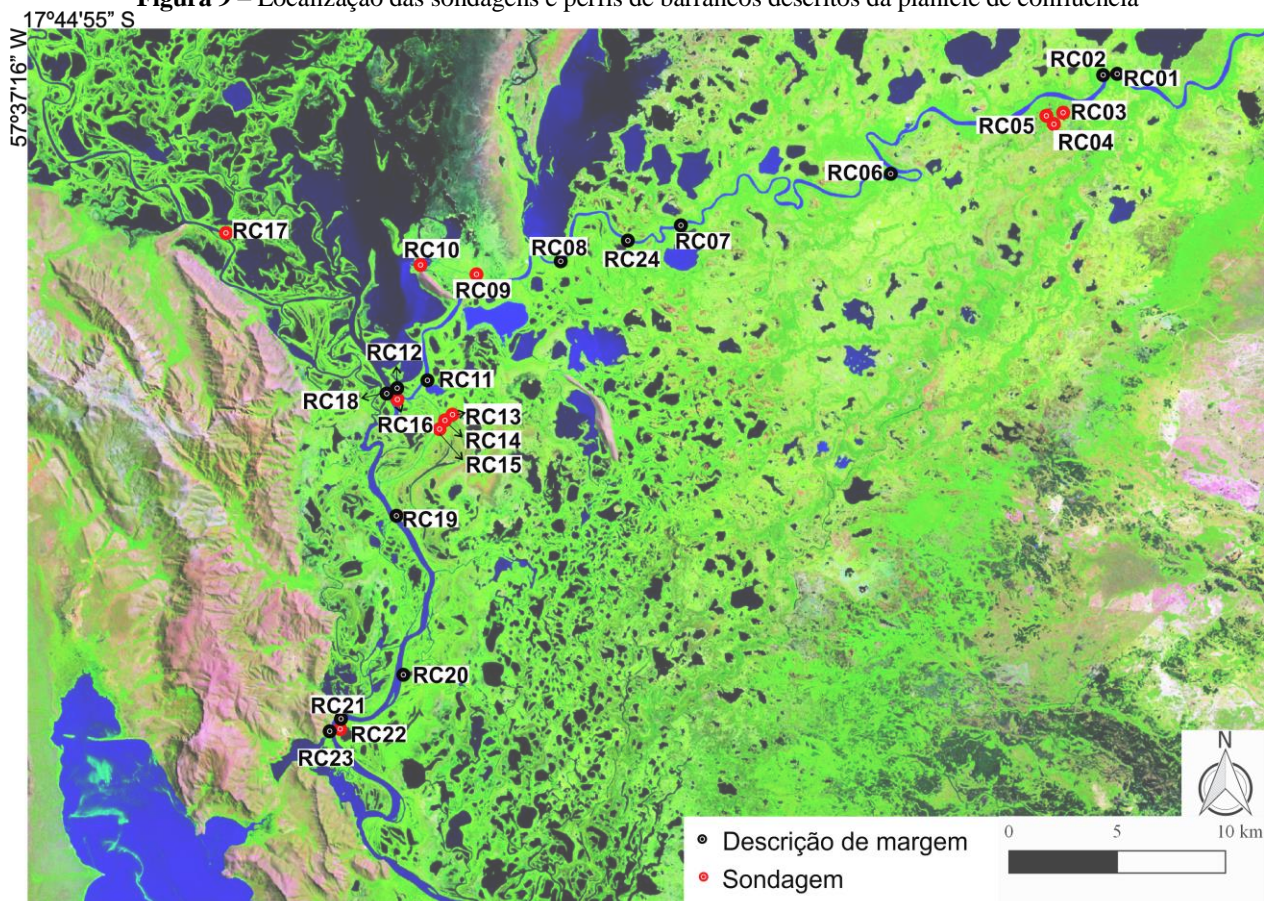
Missão/Sensor	Resolução		N° de bandas	Uso/Fonte
	Espacial	Temporal		
Landsat TM-5	30 m e 120 m (banda 6)	1984-2011	7 bandas	Análises multitemporais http://earthexplorer.usgs.gov
Landsat OLI-8	15 m (banda 8); 30 m (1-7 e 9); 100 m (10-11)	2013- presente	11 bandas	Mapeamento em detalhe http://earthexplorer.usgs.gov
SRTM V4	90m	Fevereiro/2000	1 banda	Análise morfométrica. http://srtm.csi.cgiar.org/
Google Earth®	Diversas	-	-	Dedução de processos
Imagens aéreas	-	1974	-	Dedução de processos

As imagens Landsat OLI-8 foram compostas utilizando as bandas R(6)G(5)B(4) e R(4)G(3)B(2) do dia 15/09/2015 e 19/10/2016, correspondente ao período de seca. Tais imagens foram recortadas conforme os limites da área de estudo. Foi gerado um Modelo Digital de Elevação (MDE) com os dados SRTM, a paleta de cores de elevação foi ajustada no software Global Mapper® 11 até obter melhor resolução das morfologias da planície. Após o processamento, essas imagens foram usadas para ressaltar as formas de relevo e identificar as morfologias existentes. Em complemento foram utilizadas imagens aéreas e imagens disponíveis no software Google Earth Pro®.

3.4.2 Sedimentologia

Foram coletados testemunhos sedimentares das unidades geomorfológicas descritas usando sonda vibratória em tubos de alumínio de 6 m (diâmetro de 76 mm e espessura de 1,37 mm) (FIG. 9). Em alguns casos foram utilizados marreta e trado manual para atingir maiores profundidade (até 5 m). O material coletado foi descrito conforme sua composição e faciologia (no caso dos testemunhos), sendo coletadas amostras para análise granulométrica, composicional e datação (LOE/SAR e ¹⁴C). Também foram descritos perfis de barrancos em campo nas margens dos rios Paraguai e Cuiabá, com coleta de material para datação e granulometria.

Figura 9 – Localização das sondagens e perfis de barrancos descritos da planície de confluência



Fonte: Imagem OLI/Landsat 8, 227/72, R(6)G(5)B(4) do dia 15/09/2015.

A descrição das fácies sedimentares seguiu a classificação de Miall (1978), na qual são organizadas em códigos que podem conter até três letras (Quadro 3). Também foram usadas as descrições presentes nas publicações de Souza-Filho (1993), Santos & Stevaux (2000), Riccomini & Coimbra (1993) e Leli (2015). Os perfis sedimentares foram elaborados com o *software* SedLog 3.1 (ZERVAS *et al.*, 2009).

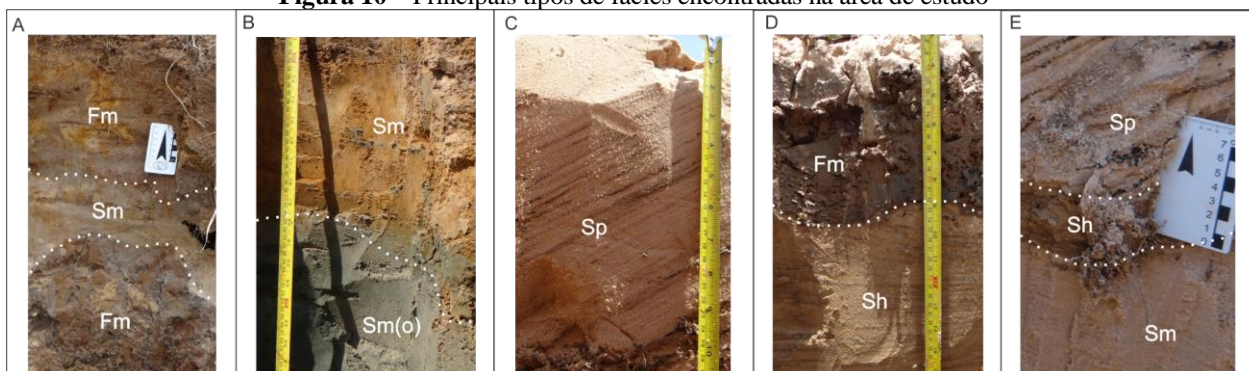
As amostras coletadas para granulometria das fácies sedimentares foram secadas em estufa por 48 horas com temperatura média de 60 °C. Posteriormente, foram destorroadas e armazenadas em sacos plásticos identificados. Foram coletados 20 g de material em cada amostra e colocadas em garrafa de vidro (250 ml) com tampa; em seguida, foram adicionados 10 ml solução dispersante. A solução dispersante foi preparada com 35,7 g de NaPO₃ e 7,94 g de Na₂CO₃, e completada com água destilada até 1000 ml (SUGUIO, 2007). Às amostras foram acrescidos 100 ml de água destilada e os potes de vidro foram tampados, permanecendo em mesa agitadora por 24 horas. Em seguida, as amostras foram lavadas em peneira com 0,063 mm de abertura para a eliminação de

finos. As areias foram secadas em estufa a 100 °C e posteriormente peneiradas por dez minutos em mesa agitadora na sequência de abertura 1 mm, 0,500 mm, 0,250 mm, 0,125 mm.

Quadro 3 – Descrição das fácies encontradas na área de estudo

Código de fácies	Nome	Descrição	Ambiente/Processo
Gms	Seixos ou conglomerados	Conglomerado gradativo, com seixos de diversos tamanhos, subangulares, intercalado por areia média à grossa	Fluxo de detritos
Sp (FIG. 10C,E)	Areia com estratificação cruzada planar	Variação de areia fina à média, de coloração clara, com estratificação planar cruzada	Fluxo unidirecional turbulento de alta energia
Sp(o)	Areia com estratificação cruzada planar com matéria orgânica	Semelhante a fácies Sp com presença de matéria orgânica	Fluxo de alta energia
Sr	Areia com micro estratificação cruzada	Variação de areia muito fina à média, de cor clara, com micro estratificação cruzada	Fluxo unidirecional de baixa energia
Sh (FIG. 10D,E)	Areia com estratificação horizontal	Variação de areia muito fina à fina, apresenta estratificação horizontal. Pode apresentar lentes de matéria orgânica e lama	Comumente associada a fácies Sp, apresentando caráter erosivo durante regime de fluxo superior
Sm (FIG. 10A,B,E)	Areia maciça	Variação de areia muito fina à fina, mosqueada por bioturbação, com colorações que variadas: verde, cinza, amarelo e bege	Fácies com maior registro no Pantanal, originadas por fluxos de baixa energia
Sm(o) (FIG. 10B)	Areia maciça, com matéria orgânica	Semelhante a fácies Sm com presença de matéria orgânica	Quando sobreposta por fácies de Fm/Fm(o), demonstra o processo de abandono do canal
Fl	Lama laminada	Lama silto-argilosa, escura, orgânica, com restos vegetais, disposta em camadas plano paralelas	Decantação em fluxo de baixa energia
Fm (FIG. 10A,D)	Lama maciça	Lama silto-argilosa, maciça, em parte plástica	Formada pela deposição de material suspenso em canais isolados, lagoas ou planícies distais ao canal fluvial
Fm(o)	Lama maciça rica em matéria orgânica	Semelhante a fácies Fm, porém com presença de matéria orgânica	Preenchimento de canais abandonados e lagoas

Fonte: Adaptado de Miall (1978), Souza-Filho (1993), Santos & Stevaux (2000), Riccomini & Coimbra (1993) e Leli (2015).

Figura 10 – Principais tipos de fácies encontradas na área de estudo

Fonte: produção do autor

3.4.3 Dados hidrológicos

Dados hidrológicos (vazão, velocidade e carga suspensa) sobre a área de estudo foram obtidos no endereço eletrônico <<http://snirh.gov.br/>> (acesso em: 17 fev. 2019) e depois lidos com o uso do *software* HydroWed 1.2, o qual é disponibilizado gratuitamente pela Agência Nacional de Águas (ANA).

3.4.4 Datação

3.3.4.1 Carbono 14

Foram selecionadas quatro amostras de diferentes feições geomorfológicas para datação pelo método de ^{14}C (TAB. 1). As amostras, secadas em estufa por 24 horas a 60 °C, foram enviadas para o *Center for Applied Isotopes Studies* (CAIS), da University of Georgia, Estados Unidos da América. As amostras foram tratadas com HCl a 5% à temperatura de 80 °C durante uma hora, depois foram lavadas com água deionizada em filtro de fibra de vidro e secadas a 60 °C. As amostras pré-tratadas foram queimadas a 900 °C em ampola Pyrex evacuada/selada na presença de CuO para análise pelo *accelerator mass spectrometry* (AMS). O dióxido de carbono resultante foi purificado criogenicamente a partir dos outros produtos da reação e convertido em grafite usando o método de Vogel *et al.* (1984). As idades obtidas foram calibradas usando o *software* CALIB 7.1 (STUIVER *et al.*, 2018).

Tabela 1 – Amostras coletadas para datação por ^{14}C

Cod. Lab.	Testemunho	Prof. da amostra (cm)	Latitude	Longitude	Feição Geomorfológica
34014	RC05	70	-17°46'38"	-57°10'28"	Paleocanal
34015	RC20	190	-18°00'10"	-57°27'10"	Paleocanal
34016	RC21	230	-18°02'11"	-57°29'02"	Dique marginal
34017	RC23	350	-18°02'25"	-57°29'21"	Planície

3.3.4.2 Luminescência Oticamente Estimulada (LOE/SAR)

Foram selecionadas cinco amostras para datação por Termoluminescência Oticamente Estimulada (LOE), coletadas sem contato com luz e enviadas para a empresa Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA (TAB. 2 e 3), sediada em São Paulo, SP. As amostras foram datadas usando o protocolo SAR (*Single-Aliquot Regenerative*) descrito por Murray & Wintle (2000) e revisado por Wintle & Murray (2006) com 10 alíquotas.

Tabela 2 – Amostras enviadas para datação por Termoluminescência Oticamente Estimulada (LOE/SAR)

Cód. Lab.	Test.	Prof. (cm)	Latitude	Longitude
4903	RC05	90	-17°46'38"	-57°10'28"
4904	RC13	220	-17°54'33"	-57°26'28"
4905	RC16	233	-17°54'05"	-57°27'40"
4906	RC18	245	-17°54'17"	-57°27'46"
4893	RC19	320	-17°50'00"	-57°32'07"

A descrição do protocolo SAR pode ser resumida nos seguintes passos: (a) dose natural ou inicial, Di; (b) pré-aquecimento (200 °C por 10 s); (c) estimulação luz azul por 40 s a 125 °C, Lx; (d) dose teste, Dt; (e) aquecimento a 160 °C; (f) estimulação luz azul por 40 s a 280 °C, Tx; (g) retorno à etapa 1.

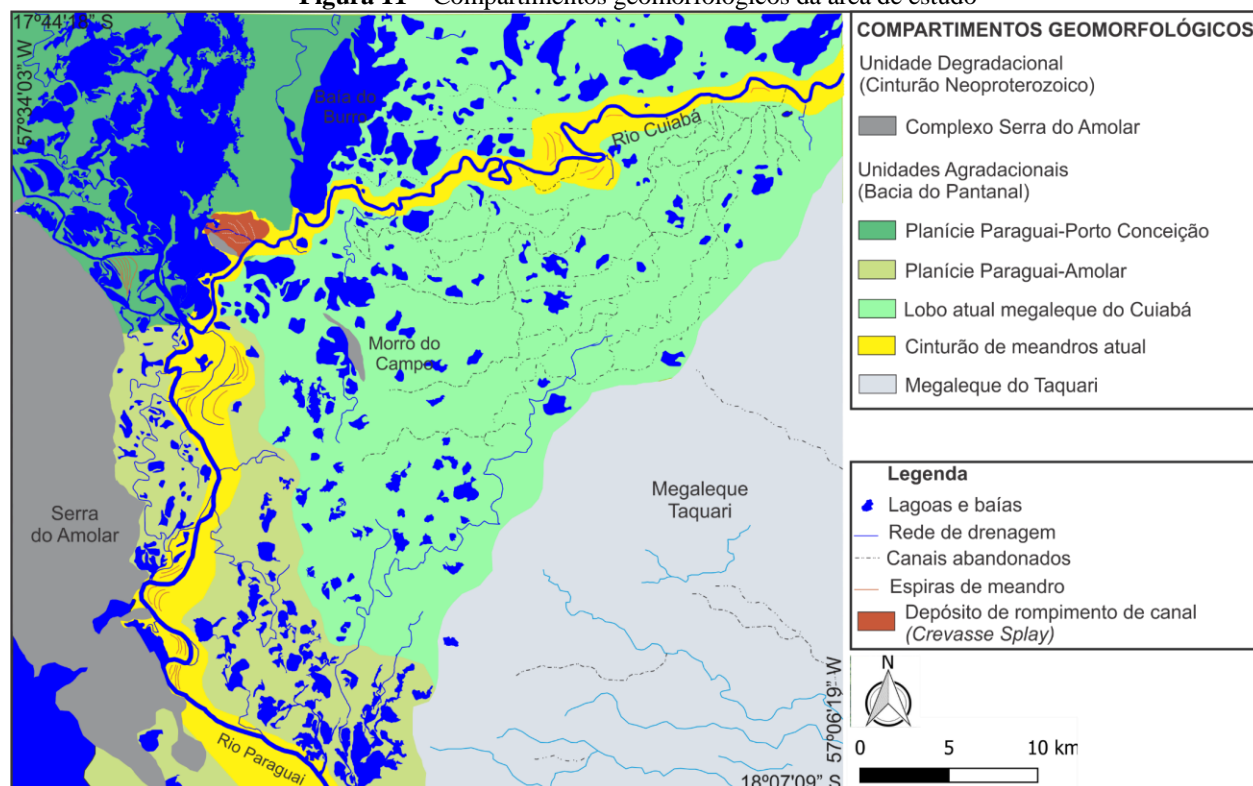
3.5 Resultados

3.5.1 Unidades Geomorfológicas

Foram identificadas as seguintes unidades agradacionais na área de estudo: (a) a planície Paraguai-Porto Conceição; (b) a planície Paraguai-Amolar; (c) o lobo deposicional atual do megaleque do Cuiabá; (d) o cinturão de meandros atual do rio Cuiabá, e (e) o cinturão de meandros

atual do rio Paraguai (FIG. 11). As unidades foram descritas conforme os processos de superfície, as características sedimentológicas e as idades dos depósitos.

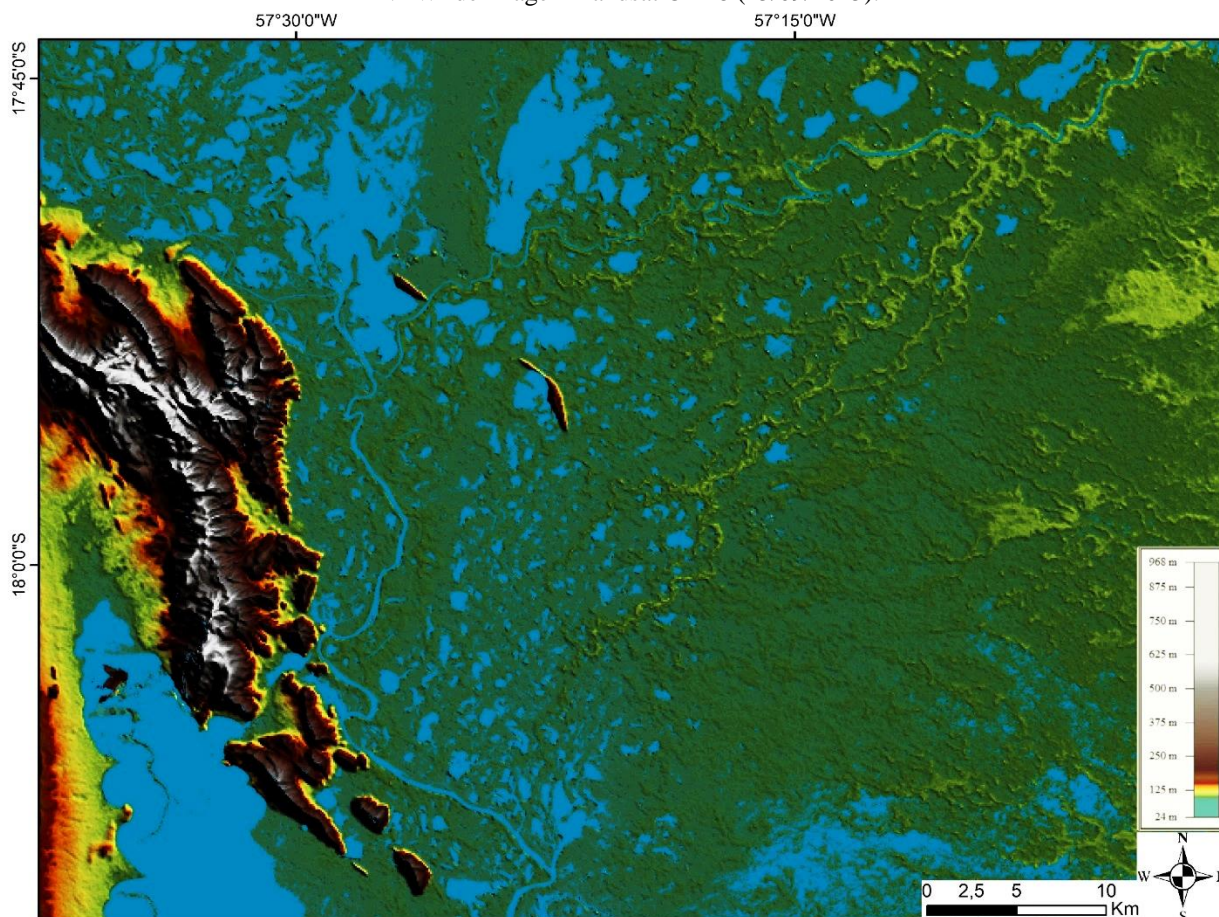
Figura 11 – Compartimentos geomorfológicos da área de estudo



3.4.1.1 Planície Paraguai-Porto Conceição (PPPC)

A planície fluviolacustre Paraguai-Porto Conceição está localizada na porção NW da área de estudo, com lagoas de diferentes formatos e grandes corpos-d'água, alguns apresentando extensão superior a 10 km² com ligação direta com o rio Paraguai. Nessa área, o rio Paraguai apresenta menor velocidade média (~0,50 m/s), bem como menor quantidade de sedimento suspenso (~30 mg/l) (dados da estação fluviométrica de Porto Conceição monitorada pela Agência Nacional de Águas). O baixo gradiente topográfico da área (FIG. 12) e a ampla extensão da planície propiciam a deposição de sedimentos; contudo, a baixa carga sedimentar transportada não é suficiente para o preenchimento da planície de inundação que se caracteriza por amplos corpos de água, o que fez com que o rio, em alguns trechos, construísse canais-diques, como aqueles descritos por Zani *et al.*, (2009).

Figura 12 – SRTM-Modelo Digital de Elevação da área de estudo — Corpos hídricos isolados a partir de composição NDWI de imagem Landsat OLI-8 (15/09/2015).



Fonte: produção do autor

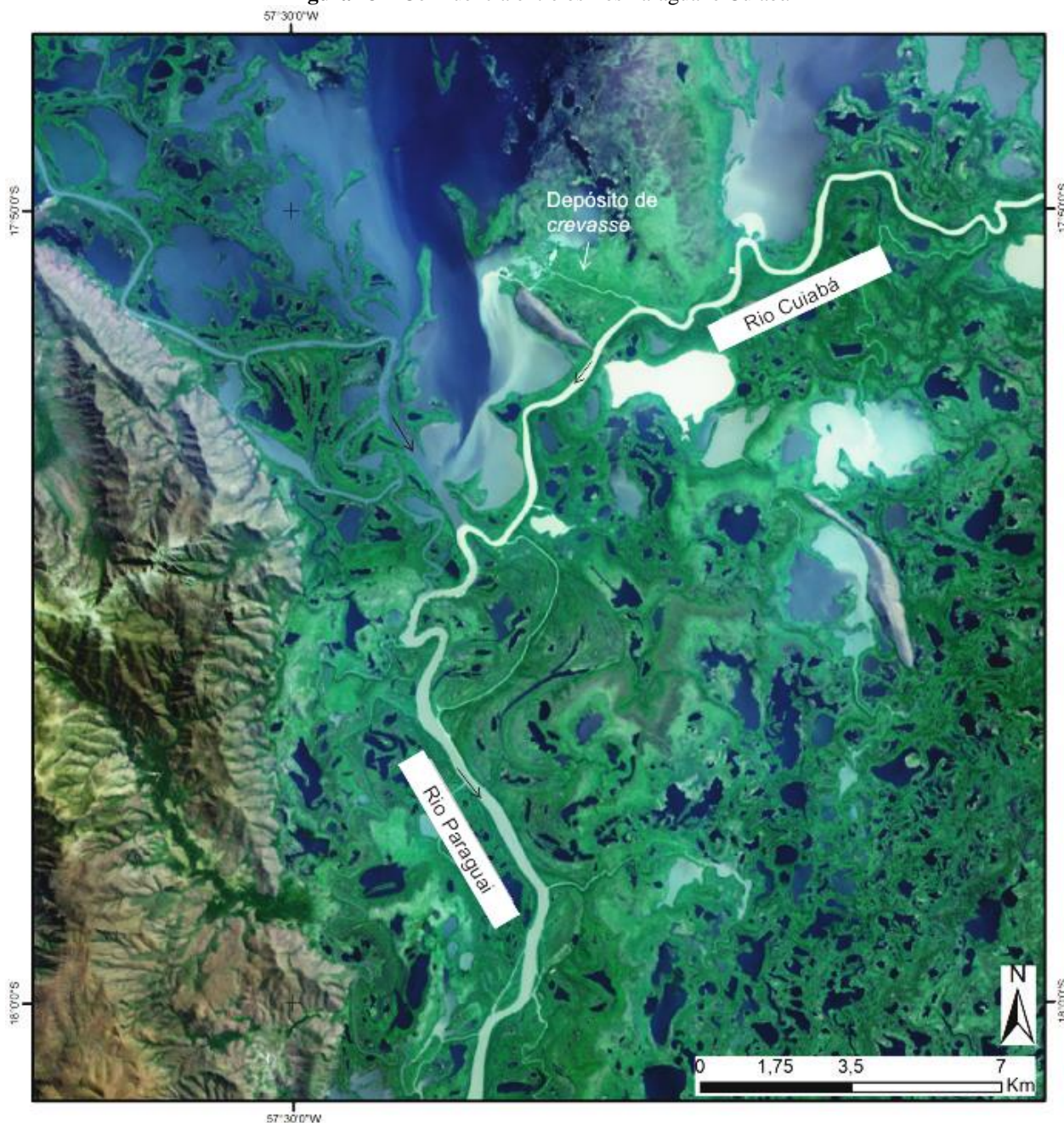
3.4.1.2 Planície Paraguai-Amolar (PPA)

O rio Cuiabá é o principal fornecedor de sedimentos para o rio Paraguai na porção norte do Pantanal, cujo aporte é visível nas imagens de satélites (FIG. 13). Após a confluência com o rio Cuiabá, com aumento do aporte de sedimentos e de água, o rio Paraguai constrói a planície do Paraguai-Amolar, que, ao contrário da planície Paraguai-Porto Conceição, apresenta uma dinâmica sedimentar ativa com a formação de um cinturão aluvial bem desenvolvido, com diques marginais, paleocanais e espirais de meandro.

A planície Paraguai-Amolar possui uma largura menor que as outras planícies do rio Paraguai da porção norte do Pantanal (~5 km). Mesmo assim, toda a água e sedimento dessa região do Pantanal passam por essa área, considerada por vários pesquisadores como um gargalo (*bottleneck*) na hidrologia do Pantanal, responsável pela diminuição das velocidades dos rios, efeito

de remanso e atraso na onda de cheia (ASSINE *et al.*, 2015; STEVAUX *et al.*, no prelo, entre outros).

Figura 13 – Confluência entre os rios Paraguai e Cuiabá



Fonte: Imagem Landsat 8, sensor OLI, 19/10/2016, composição R(4)G(3)B(2), 227/72.

Notar a diferença de preenchimento das planícies Paraguai-Porto Conceição (montante da confluência) com grandes corpos-d'água e Paraguai-Amolar (jusante) com desenvolvimento de diques marginais e com corpos-d'água muito menores que a anterior. Notar a diferença na cloração da água do rio Paraguai após receber o rio Cuiabá, refletindo as diferenças na carga sedimentar suspensa.

Na porção sul da planície Paraguai-Amolar (FIG. 14), há a formação de corpos hídricos de maior tamanho, que também são responsáveis pelo escoamento da água que extravasa o canal fluvial do rio Cuiabá por *overflow* e pelas avulsões na margem esquerda. Portanto, é área de interação entre água e sedimento da planície Paraguai-Amolar e do lobo deposicional do megaleque do Cuiabá.

Figura 14 – Planície flúviolacustre Paraguai-Amolar e cinturão de meandros



Imagem Landsat OLI-8, composição falsa-cor R(7)G(6)B(4).

3.4.1.3 Lobo atual do megaleque do Cuiabá (LAMC)

A planície de inundação da margem direita do rio Cuiabá apresenta corpos de água de grande tamanho, evidenciando menor preenchimento sedimentar que a planície da margem esquerda, que apresenta corpos de água mais numerosos, porém menores (FIG. 15). Nessa planície são encontrados diversos paleocanais e antigos pontos de avulsão, bem marcados no SRTM-MDE

(ver FIG. 12), com largura muito inferior ao canal atual do rio Cuiabá, com diminuição da largura a jusante e ativados durante as cheias.

Figura 15 – Pontos de paleoavulsões do rio Cuiabá no lobo atual do megaleque



Imagem Landsat OLI-8, composição falsa-cor R(7)G(6)B(4).

3.4.1.4 Cinturão de meandros atual

Ambos os rios, Cuiabá e Paraguai (o último após a confluência), apresentam um cinturão de meandros recentes. No rio Cuiabá (CMAC) há maior presença de meandros abandonados a montante. Em contrapartida, a jusante passa a apresentar maior número de processos avulsivos ativos, com diminuição da vazão. A formação de depósitos de rompimento de canal (*crevasse splay*) corrobora a ideia de ambiente de deposição ativa e propício ao desenvolvimento de processos de avulsão. O rio Paraguai (CMAP) apresenta maior quantidade de espiras de meandro (*scroll bars*), bem como formação de diques marginais bem desenvolvidos.

3.5.2 Sedimentologia e cronologia dos depósitos

Nos depósitos sedimentares das unidades geomorfológicas descritas para a área foram encontradas dez fácies sedimentares. As litologias variaram de argila à seixos, com predominância de areia fina.

Tabela 3 – Localização da área de coleta dos testemunhos sedimentares e descrição de perfis de barrancos

Perfil	Latitude	Longitude	Unidade	Feição Geomorfológica	Prof. (m)
RC01	-17°46'09"	-57°09'03"	CMAC	Barra arenosa	1,0
RC02	-17°46'13"	-57°09'05"	CMAC	Barra arenosa	1,0
RC03	-17°46'54"	-57°10'15"	LAMC	Paleocanal	1,3
RC04	-17°46'59"	-57°10'30"	LAMC	Paleocanal	1,0
RC05	-17°46'38"	-57°10'28"	LAMC	Paleocanal	1,0
RC06	-17°48'38"	-57°14'34"	CMAC	Barra arenosa	1,0
RC07	-17°49'52"	-57°20'04"	CMAC	Dique marginal	1,5
RC08	-17°50'50"	-57°23'31"	CMAC	Dique marginal	1,5
RC09	-17°51'08"	-57°25'31"	CMAC	Crevasse	1,0
RC10	-17°50'49"	-57°27'16"	CMAC	Crevasse	1,0
RC11	-17°53'45"	-57°26'48"	CMAC	Dique marginal	1,7
RC12	-17°53'59"	-57°27'38"	CMAC	Barra arenosa	1,0
RC13	-17°54'33"	-57°26'28"	PPA	Paleocanal	2,4
RC14	-17°55'15"	-57°26'22"	PPA	Paleodique	2,8
RC15	-17°54'33"	-57°25'22"	PPA	Paleodique	1,6
RC16	-17°54'05"	-57°27'40"	PPA	Planície	2,6
RC17	-17°50'00"	-57°32'07"	PPPC	Dique marginal	3,4
RC18	-17°54'17"	-57°27'46"	CMAP	Paleocanal	2,7
RC19	-17°57'07"	-57°27'39"	CMAP	Planície	2,5
RC20	-18°00'10"	-57°27'10"	CMAP	Paleocanal	2,3
RC21	-18°02'11"	-57°29'02"	CMAP	Dique marginal	2,5
RC23	-18°02'25"	-57°29'21"	CMAP	Planície	3,6
RC23	-18°02'00"	-57°29'40"	CMAP	Dique marginal	3,0
RC24	-17°50'16"	-57°21'28"	CMAC	Dique marginal	1,2

CMAC – Cinturão de meandros atual do rio Cuiabá; LAMC – Lobo atual do megaleque do Cuiabá; PPA – Planície Paraguai-Amolar; PPPC – Planície Paraguai-Porto Conceição; CMAP – cinturão de meandros atual do rio Paraguai.

Foram realizadas quatro datações pelo método de ^{14}C e cinco datações pelo método de Termoluminescência Opticamente Estimada, protocolo SAR, revelando idades que variam desde o Holoceno Inferior (8,988 anos cal. AP.) até depósitos modernos (140 ± 10 anos). Os dados geocronológicos foram complementados com datações realizadas por outros estudos e que confirmaram as unidades aqui descritas (TAB. 4 e 5).

Tabela 4 – Idades ^{14}C (idades calibradas, 2σ) e LOE/SAR

Cód. Lab.	Test.	Prof. (cm)	Unidade	Anos	Mét. Datação	Publicação
34014	RC05	70	LAMC	3,257	14C (cal.)	Inédita
4903	RC05	90	LAMC	3,270±500	LOE/SAR	Inédita
PPJ1170	PPJ1	170	CMAC	705	14C (cal.)	Oliveira (2017)
PPJ1525	PPJ1	525	LAMC	1,620	14C (cal.)	Oliveira (2017)
PPJ1816	PPJ1	816	LAMC	3,915	14C (cal.)	Oliveira (2017)
PPJ1947	PPJ1	947	LAMC	13,487	14C (cal.)	Oliveira (2017)
4904	RC13	220	PPA	140±10	LOE/SAR	Inédita
4905	RC16	233	PPA	325±60	LOE/SAR	Inédita
4893	RC17	320	PPPC	1,670±155	LOE/SAR	Inédita
2004	CA01	198	PPPC	1,100±150	LOE	Silva (2010)
4906	RC18	245	PPA	2,880±380	LOE/SAR	Inédita
34015	RC20	190	CMAP	4,906	14C (cal.)	Inédita
34016	RC21	230	CMAP	3,290	14C (cal.)	Inédita
34017	RC23	350	PPA	8,988	14C (cal.)	Inédita

CMAC – Cinturão de meandros atual do rio Cuiabá; LAMC – Lobo atual do megaleque do Cuiabá; PPA – Planície Paraguai-Amolar; PPPC – Planície Paraguai-Porto Conceição; CMAP – cinturão de meandros atual do rio Paraguai.

Tabela 5 – Amostras e resultados usados para a datação por LOE/SAR

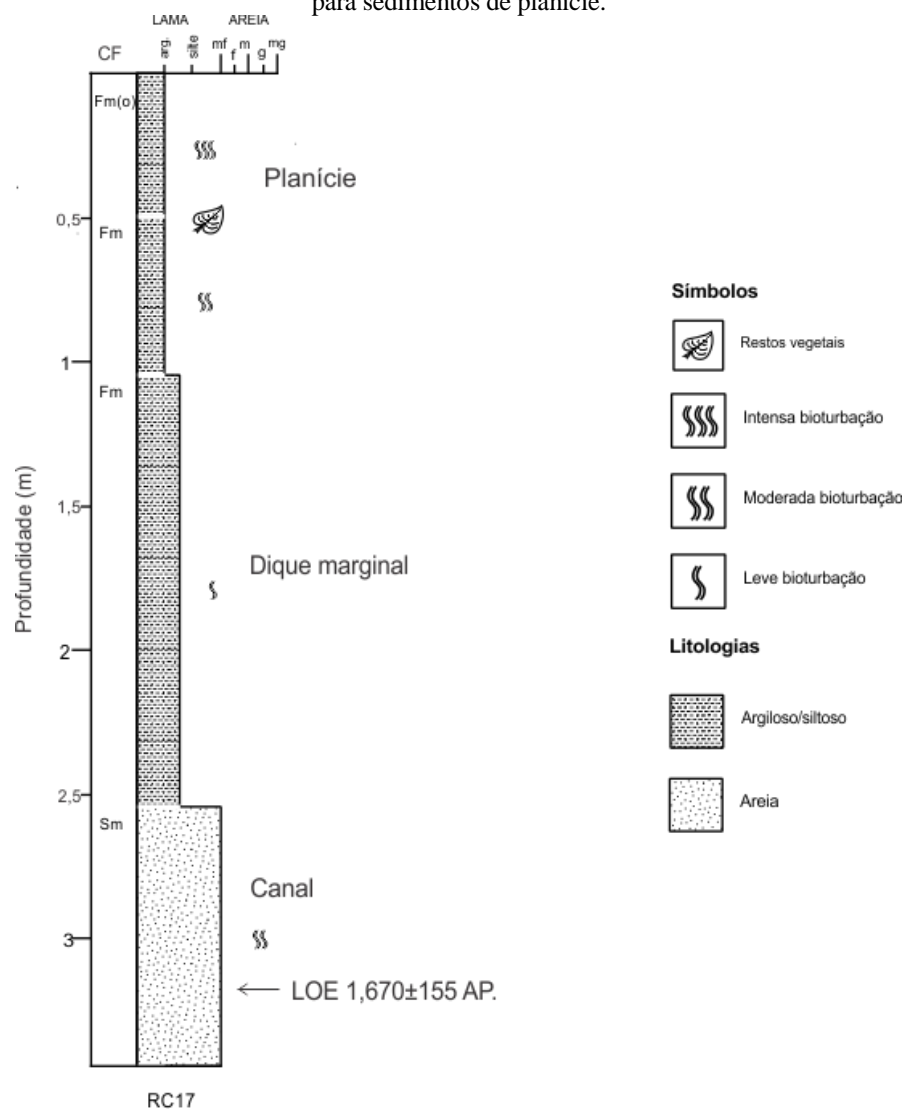
Cód. Lab.	Test.	Prof. (cm)	Th (ppm)	U(ppm)	K(%)	Umid. (%)	Dose Anual ($\mu\text{Gy/ano}$)	P (Gy)	Desvio Padrão
4903	RC05	90	2,118±0,233	1,675±0,159	1,053±0,314	8,8	1,670±245	5,5	0,3
4904	RC13	220	12,988±0,575	3,892±0,239	3,475±0,354	4,7	5,220±285	0,7	0,1
4905	RC16	233	2,575±0,231	1,492±0,143	0,951±0,293	10,4	1,550±225	0,5	0,1
4906	RC18	245	3,464±0,229	1,682±0,137	0,822±0,249	9,6	1,550±195	4,5	0,2
4893	RC17	320	5,909±0,297	1,356±0,117	1,425±0,241	9,5	2,180±190	3,6	0,1

3.5.2.1 Planície Paraguai-Porto Conceição (PPPC)

Os depósitos sedimentares da planície Paraguai-Porto Conceição são representados pelo testemunho RC17 (FIG. 16). Na base do perfil, ocorrência de areia fina de coloração clara (fácies Sm), sem estruturas, com média ocorrência de bioturbação por raízes. O testemunho foi datado em 1,670±155 anos (LOE/SAR) na profundidade de 320 cm, em ambiente de canal. No intervalo 250-102 cm, houve o depósito de sedimentos silto-argilosos e plásticos, com pequenas entradas de areia, característicos de depósitos de dique marginal. A partir de 105 cm de profundidade até a superfície, foram encontrados sedimentos típicos de planície, como argila acinzentada rica em matéria orgânica, restos vegetais e intensa bioturbação. A sobreposição dos depósitos encontrados nesse perfil são representativos de ambientes de migração de canais em rios meandrantés. Silva (2010)

datou a porção norte dessa planície, próxima ao lobo atual do megaleque do Paraguai, e encontrou a idade de $1,110 \pm 150$ anos AP. (^{14}C), na profundidade de 198 cm.

Figura 16 – Perfil sedimentar: planície Paraguai-Porto Conceição (PPPC) — Evolução de sedimentos típicos de canal para sedimentos de planície.



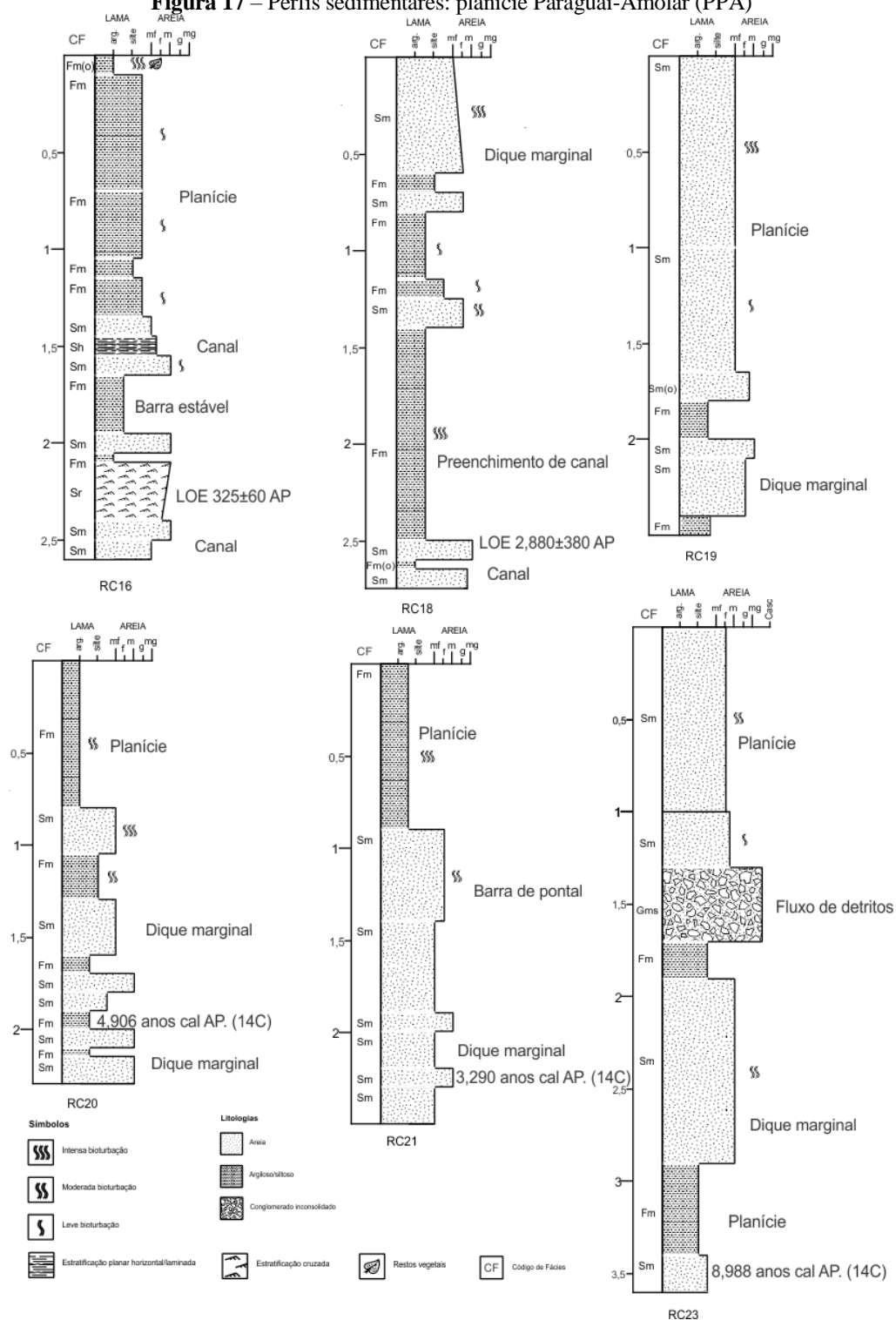
Fonte: produção do autor

3.5.2.2 Planície Paraguai-Amolar (PPA)

Na planície Paraguai-Amolar houve maior variedade de fácies e ambientes deposicionais, atestando a complexidade evolutiva da área (FIG. 17). Seis perfis sedimentares foram descritos

desse compartimento geomorfológico (RC16, RC18, RC19, RC20, RC21, RC23) e os dados geocronológicos sugerem a construção da planície a partir do Holoceno Inferior.

Figura 17 – Perfis sedimentares: planície Paraguai-Amolar (PPA)



Fonte: produção do autor

O perfil RC16 foi recuperado na confluência do rio Paraguai com o rio Cuiabá. Na base, ocorrência de areia fina, clara, sem estruturas e sem bioturbação, seguida pelas fácies Sr construída por meio de fluxo unidirecional de baixa energia, com idade de 325 ± 60 anos (LOE/SAR). Sobreposta, ocorrência das fácies Fm, com deposição de finos em ambiente de estabilidade de barra. No intervalo 115-80 cm, o canal voltou a ser ativo com deposição de areia fina à média, de cor clara e formação de fácies Sh (estratificação horizontal). A partir de 80 cm ao topo, o ambiente torna-se típico de planície com deposição de finos e pedogênese.

Figura 18 – Fotos dos barrancos amostrados com depósitos da planície Paraguai-Amolar (PPA), sobrepostos por depósitos do cinturão de meandros atual do rio Paraguai (CMAP)



Fonte: Silva, Aguinaldo (15/11/2016)

Na base do perfil RC18, registrou-se a ocorrência de sedimentos típicos de canal, com areia fina à média, de coloração clara, com datação de $2,880\pm 380$ anos (LOE/SAR) na profundidade de 245 cm. A partir de 250 cm ao topo, o canal passou a ser preenchido por material fino e por sequências de areia (depósitos de cheia e construção do dique marginal).

Na base do perfil RC19 foram encontradas sequências de areia fina e finos com concentrações de Mn e Fe, típicas de depósitos de diques marginais. Está sobreposta pelo depósito de areia fina, levemente lamosa, mosqueada, com intensa bioturbação de ambiente de planície. Os depósitos sedimentares da planície Paraguai-Amolar (PPA) estão sobrepostos por sedimentos do cinturão de meandros atual do rio Paraguai (CMAP).

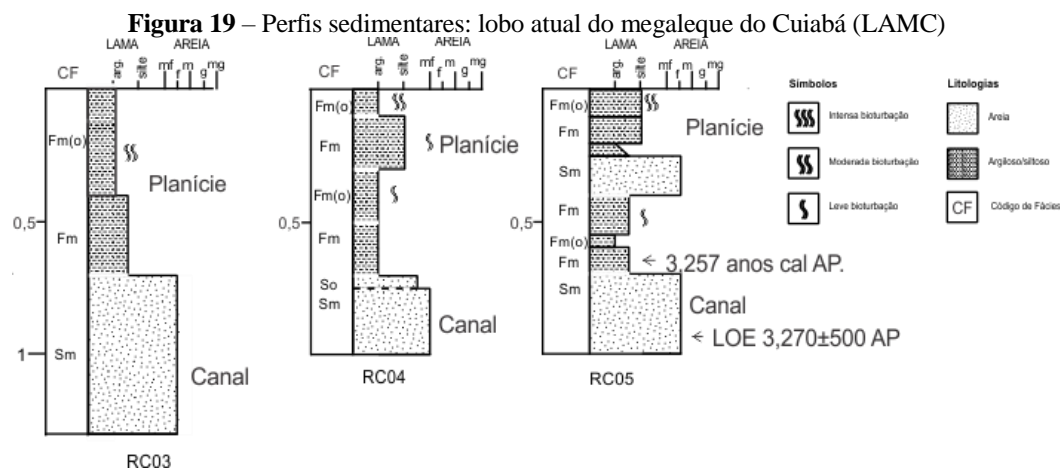
O perfil RC20 foi datado em 4,906 anos cal AP (^{14}C) na profundidade de 190 cm. Sequências de areia fina e finos atestam o ambiente de dique marginal, sobrepostas por depósitos de planície a partir de 80 cm ao topo. O perfil RC21 apresenta três ambientes bem distintos. Na base, ocorrência de sequências sedimentares características de dique marginal, com fácies intercaladas de areia fina e argila, com coloração alaranjada e acinzentada, com concentração de Mn e Fe. Esse perfil foi datado em 3,290 anos cal AP. (^{14}C) na profundidade de 230 cm. Sobreposta, houve a deposição de areia fina, clara, sem muita atividade biológica, característica de barras laterais. A partir de 90 cm ao topo, houve a formação de depósitos de finos, com coloração acinzentada, maciça, típica de ambientes de planície.

A base do perfil RC23 foi 8,988 anos cal AP. em 350 cm de profundidade em ambiente de dique marginal, com areia fina à média. Na base foi evidenciado a formação de uma camada de plintita, com material endurecido. No intervalo 170-130 cm houve a formação de depósito de fluxo de detritos com origem na serra do Amolar, sobreposta por sedimentos de planície.

3.5.2.3 Lobo atual do megaleque do Cuiabá (LAMC)

No lobo atual do megaleque do rio Cuiabá (LAMC) foram amostrados três perfis sedimentares (RC03, RC04, RC05), todos em paleocanais da planície, sem grande variedade de fácies nos seus depósitos. O testemunho mais extenso alcançou a profundidade de 1,7 m (FIG. 19). Na base do perfil RC04, houve a sedimentação típica de canal fluvial, com areia fina à média de cor clara. A partir de 70 cm ao topo, da mesma forma que o perfil RC03, houve o preenchimento por sedimentos de planície distal. A base do perfil RC05 foi datada em $3,270 \pm 500$ anos AP. (LOE/SAR) com ambiente de canal ativo. A transição para ambiente de planície ocorreu em 3,257 anos cal AP. (^{14}C), datado na profundidade de 70 cm. Na base do perfil RC03, ocorrência de areia fina à média, de coloração clara, evidenciando depósito de canal. A partir de 70 cm de profundidade

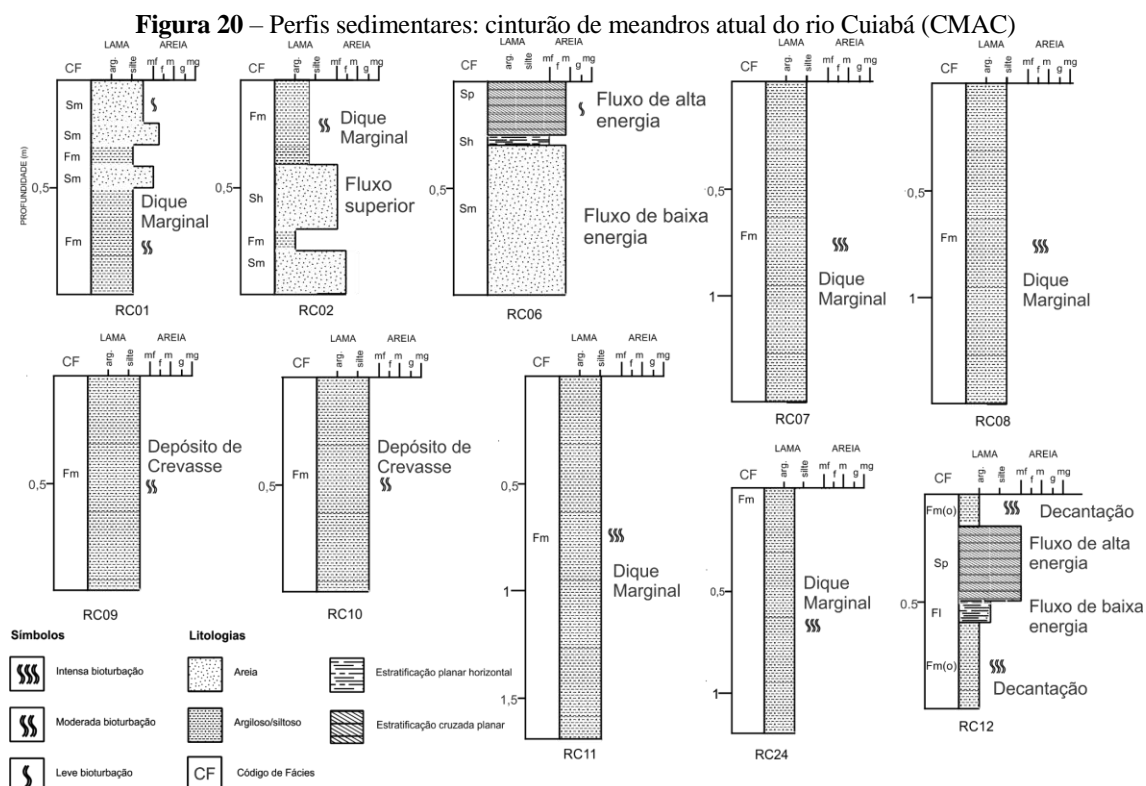
ao topo, houve a deposição de material fino, com coloração acinzentada e rica em matéria orgânica, típico de planície distal.



Fonte: produção do autor

3.5.2.4 Cinturão de meandros atual do rio Cuiabá (CMAC)

No cinturão de meandros atual do rio Cuiabá (CMAC) foram descritos ao todo dez perfis sedimentares (FIG. 20).

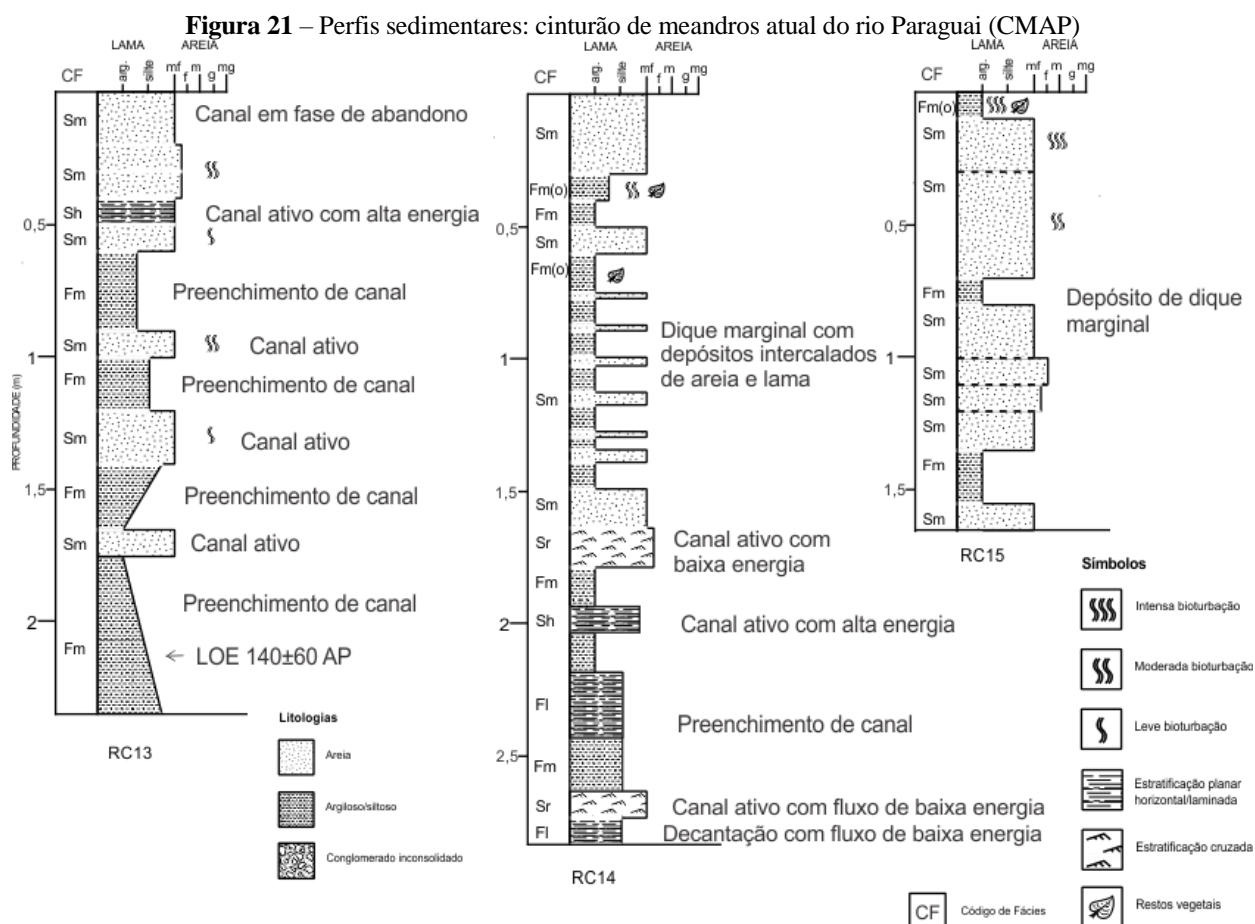


Fonte: produção do autor

Foram descritos duas barras laterais (RC06 e RC12), que apresentaram maior diversidade de fácies sedimentares (Fl, Sp, Sh), com alternância de fluxo de alta e baixa energia. Os sedimentos dessa unidade apresentaram coloração acinzentada com nódulos de Mn e Fe, compostos principalmente por finos. Os perfis de RC09 e RC10 foram coletados em depósito de rompimento de dique marginal (*crevasse splay*) e apresentaram areia muito fina de coloração acinzentada e com abundância de matéria orgânica.

3.5.2.5 Cinturão de meandros atual do rio Paraguai (CMAP)

Foram coletados três perfis sedimentares nessa unidade (RC13, RC14 e RC15). A base do perfil RC13 foi datado em 140 ± 60 anos (LOE), na profundidade de 220 cm (FIG. 21). Nesse perfil houve a alternância entre fácies de sedimentação e depósitos de planície. O mesmo ocorreu no perfil RC14. Já o perfil RC15 apresentou depósitos típicos de diques marginais.



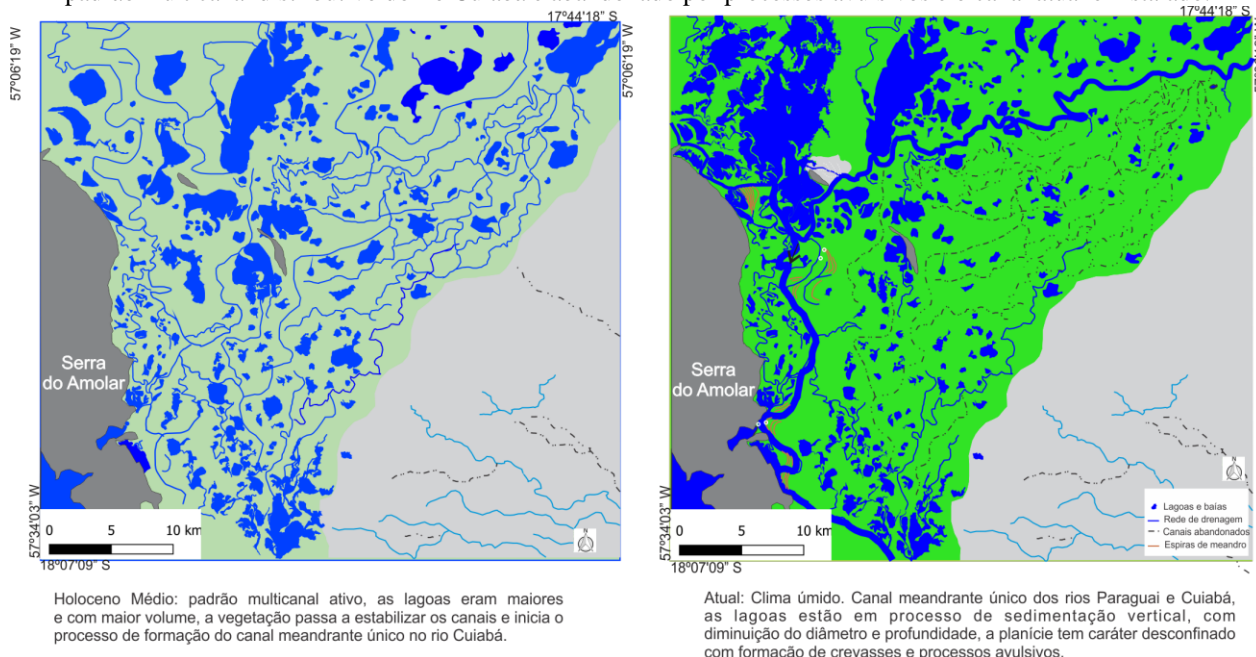
Fonte: produção do autor

3.5.3 Reconstrução paleoambiental

No lobo atual do megaleque do rio Cuiabá são encontrados diversos paleocanais, bem menores se comparados com o canal atual do rio Cuiabá e que se estreitam a jusante até o completo desaparecimento, o que caracteriza o sistema distributivo mais ativo que existia na área. Portanto, durante grande parte do Holoceno, a drenagem do rio Cuiabá era desconfinada, multicanal e distributiva.

A partir de ~3,000 anos AP., o padrão multicanal começou a ser abandonado e um canal meandrante único passou a ser formado (FIG. 22), possivelmente acompanhado da melhora climática, com maior precipitação e com maior vazão do rio Cuiabá.

Figura 22 - Evolução geomorfológica da área de estudo desde o Holoceno Médio — Por volta de 3,257 anos cal. AP., o padrão multicanal distributivo do rio Cuiabá é abandonado por processos avulsivos e o canal atual é instalado.

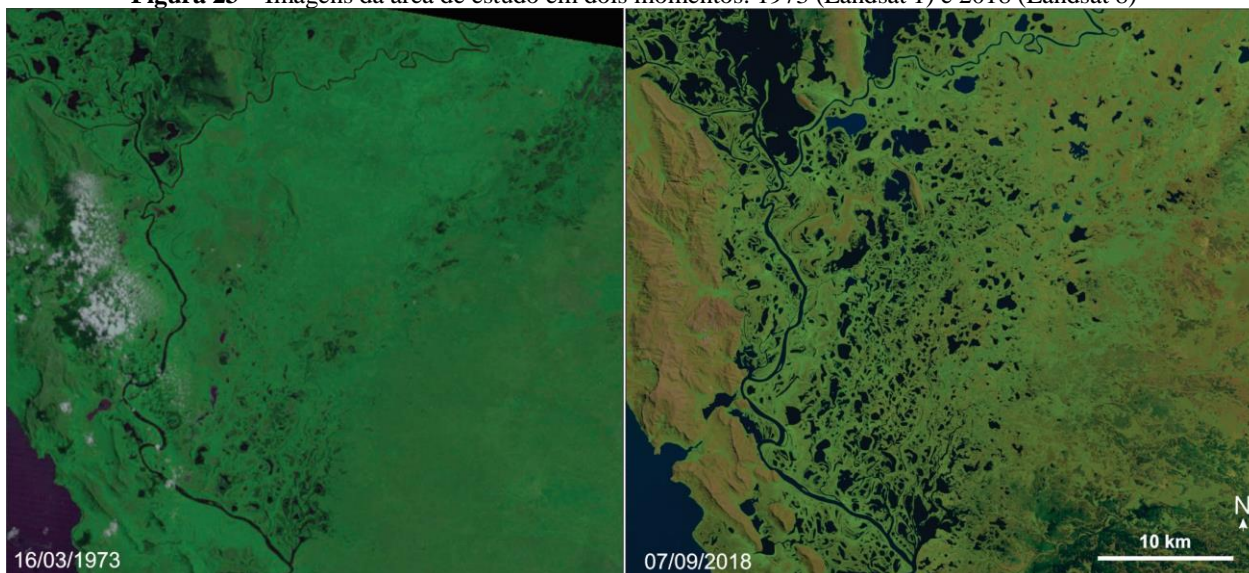


Fonte: Produção do autor

As lagoas presentes na planície Paraguai-Amolar e do lobo deposicional do megaleque do rio Cuiabá são resultantes do crescimento dos diques marginais, que isolaram esses corpos hídricos durante a formação da planície. Possivelmente, elas tinham dimensões maiores e passaram a ser preenchidos por processos agradacionais inerentes às lagoas (acrecção vertical) e por conexão com o canal fluvial devido às cheias. No entanto, os corpos hídricos da planície não são estáveis: por

serem pouco profundos, fases secas mais intensas, como a que ocorreu no período entre 1965 e 1973, podem causar a redução do seu tamanho como também a completa seca de algumas lagoas (FIG. 23).

Figura 23 – Imagens da área de estudo em dois momentos: 1973 (Landsat 1) e 2018 (Landsat 8)



Fonte: produção do autor

3.6 Discussão

Para Pupim *et al.* (2017), o Pleistoceno Superior foi marcado pela presença de canais distributários com padrão de baixa sinuosidade rio Cuiabá na zona proximal do megaleque. Por sua vez, no Holoceno há uma mudança para o padrão meandrante de canal único, sob condição de clima mais úmido. O autor lança a hipótese que a origem do lobo atual do megaleque do rio Cuiabá poderia estar relacionada ao sistema distributário do rio Piquiri e foi herdado como planície de inundação pelo rio Cuiabá a partir da melhora climática.

Oliveira (2017), por meio de estudo palinológico na região de Porto Jofre (ex. Pousada Taimã), aproximadamente 70 km da área de estudo desta pesquisa, traçou algumas inferências climáticas para a região. O autor analisou um testemunho sedimentar de 10,5 m com datação na base de 13 ka anos, recuperado em um paleocanal. O interessante desse trabalho é perceber o abandono das condições de multicanal também por volta de 4 ka anos, como ocorre na área de estudo, levando a crer que as duas áreas podem ter passado pelo mesmo processo de evolução.

Mudanças holocênicas no estilo fluvial do médio rio Cuiabá são reportadas por Meira (2015). Para a autora, durante o início do Holoceno, o rio Cuiabá deixou de ter um padrão meandrante em seu tramo médio e passou a apresentar um padrão *anabranching* devido a inúmeras avulsões iniciadas, provavelmente, em 8,700 anos AP. em resposta a implicações neotectônicas e rebaixamento do relevo. Nesse mesmo trabalho, a autora identificou uma fase muito seca por volta de 5,500 anos AP. que permitiu a formação de uma camada de litopetroplíntica (caracterizada pelo rebaixamento do lençol freático e endurecimento de fácies). Fácies com as mesmas características foi identificada no perfil RC23 e datada em 8,988 anos cal. AP.

Mudanças no estilo fluvial durante o Holoceno também são encontradas na planície de inundação Paraguai-Corumbá a jusante da área de estudo. Macedo (2017) reporta que o rio Paraguai apresentava um padrão de canal *anabranching* durante o Pleistoceno Superior (Quadro 4). A partir de 13.000 anos AP., esse padrão multicanal foi dando lugar a um cinturão de meandros entalhado na bacia de inundação que esteve ativo até 1.500 AP. Como o rio Cuiabá, o rio Paraguai passa a apresentar as configurações atuais de escoamento com padrão meandrante entre 3.000-2.000 AP. (MACEDO, 2017).

Anos AP.	Megaleque Paraguai (Silva, 2010)	Megaleque Cuiabá (Pupim <i>et al.</i> , 2017; Meira, 2015)	Planície Paraguai-Corumbá (Macedo, 2017)	Planície Paraguai-Amolar Lobo atual megaleque Cuiabá (este estudo)
0 -	Formação do lobo atual em 2,5 ka AP.	Sedimentação nos vales incisos e desenvolvimentos de canais meandrantes (proximal), <i>anabranching</i> (médio) e meandrante/distributário (distal/lobos modernos)	Avulsão em 2,5 ka AP. conduz o rio Paraguai para a direção SSW.	Avulsões e construção do canal meandrante por volta de 3 ka AP.
-			Construção de cinturão de meandros na direção N-S. A largura dos paleocanais sugere vazão semelhante à atual.	
10ka -	Formação do lobo pré-atual entre 12 e 7 ka AP.	Domínio de incisão na porção proximal (deglacial; variabilidade chuva)	Canais anastomosados e mais elevados que a planície.	Padrão multicanal na formação do lobo atual.
-				

Beirigo (2013), com base em dados pedológicos, assevera que a zona de confluência dos rios Cuiabá e São Lourenço pode ter apresentado até quatro momentos de seca desde o Pleistoceno Superior (12330, 8540, 3030 e 1720 anos AP.). Esses momentos de menor disponibilidade hídrica estão relacionados, como confirmam os dados de Meira (2015), à formação de uma camada de petroplântita em virtude do rebaixamento do nível do lençol freático.

Bezerra (1999) identifica o “Optimum Climático” com base em sedimentos da lagoas Negra e Castelo, próximas à cidade de Curumbá, em ~6.500 anos cal AP. No entanto, dados mais próximos da área de estudo, proveniente das lagoas Gaíva e Mandioré, asseveram que a região apresentava fracos pulsos de inundação no início e médio Holoceno, seguido por um período de seca entre 5.300-2.600 anos cal. AP.; já os fortes pulsos de inundação começaram a partir de 2.600 anos cal AP. (McGLUE *et al.*, 2012).

A predominância de fácies Sm e areia maciça fina e/ou muito fina nos testemunhos também são atestadas em outros estudos (ASSINE, 2003; KUERTEN, 2010; SILVA, 2010; MACEDO, 2017), em decorrência das rochas-fonte nas zonas de planalto. Esse tipo de fácies é formado em ambientes de baixa energia e baixa potência específica de canal (ω). Outras fácies muito comuns são as Fm e Fm(o), finos maciços que são depositados em virtude dos eventos de cheia. As estruturas sedimentares na maior parte das vezes são destruídas pelo alto nível de bioturbação que o Pantanal apresenta, bem como pelo fluxo de baixa energia que as formam.

A construção da planície do lobo deposicional do megaleque do Cuiabá apresenta, segundo Pupim (2014), semelhança com as características propostas pelo trabalho de Rannie (1990), que propõe que o leque construído pelo rio Assiniboine em La Portage Prairie, Manitoba, Canadá, apresenta baixa declividade, com canal único meandrante e inúmeros paleocanais que funcionam como planície de inundação. Os sistemas distributários do Pantanal apresentam, portanto, características singulares no processo de desenvolvimento.

Nichols & Fisher (2007) estudaram os sistemas distributários e suas consequências para o trato deposicional em relação à fácies e à arquitetura. Segundo os autores, a formação radial dos depósitos sedimentares se forma por repetidas avulsões, canais ativos que constroem lobos nas planícies aluviais e rios que mudam de posição para ocupar áreas mais baixas. O termo “sistema fluvial distributário” foi usado pelos autores para descrever o sistema fluvial que diminui a vazão a jusante e apresenta uma zona distal caracterizada por *splays* terminais em planície aluvial seca ou lago com formação de deltas.

Assine *et al.* (2014) analisaram os estilos deposicionais do megaleque do rio São Lourenço, que, segundo os autores, foi formado pela sucessão de lobos deposicionais como consequência da repetitiva construção e abandono de múltiplos canais devido ao sistema de rios avulsivos. Essa visão do sistema distributário, com coexistência de múltiplos lobos deposicionais, é contrastante com o modelo proposto por Nichols & Fisher (2007). Assine *et al.* (2014) sugerem que os processos deposicionais da zona distal do megaleque do rio São Lourenço têm similaridade com as planícies deltaicas, como descrito por Elliot (1974), Olariu & Bhattacharya (2006) e Syvitski *et al.* (2012).

A construção da planície Paraguai-Amolar e o lobo deposicional atual apresentam características semelhantes ao que ocorre no rio Paraná em seu tramo médio, próximo à cidade de Santa Fé, Argentina. O rompimento do canal do rio Paraná gerou a construção de um canal secundário denominado Arroyo Leyes e formou sistema deltaico em direção à lagoa Setúbal (RAMONELL, 2005).

3.7 Conclusões

A zona de confluência dos rios Paraguai e Cuiabá apresentam seguintes unidades agradacionais: a) a planície Paraguai-Porto Conceição; b) a planície Paraguai-Amolar; c) o lobo deposicional atual do megaleque do Cuiabá; d) o cinturão de meandros atual do rio Cuiabá, e e) o cinturão de meandros atual do rio Paraguai.

Numerosos pontos de paleoavulsões e meandros abandonados foram observados com uso de recursos de sensoriamento remoto, atestando as mudanças paleohidrológicas que ocorreram na porção distal do megaleque do Cuiabá. A análise de fácies estratigráficas e o uso de datações absolutas permitiram evidenciar mudanças paleoambientais holocênicas que ocorreram na área de estudo. Entre essas, a origem dos modelados sob clima úmido após 3 ka anos AP. e o abandono do sistema multicanal pelo rio Cuiabá que passou a ter canal meandrante único.

4 CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS, HIDRÁULICAS E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DO LOBO DEPOSICIONAL ATUAL DO MEGALEQUE DO CUIABÁ

4.1 Introdução

Como já salientado no capítulo anterior, a paisagem do Pantanal é composta principalmente pelos sistemas fluviais distributários (ASSINE, 2003). Tais sistemas são importantes corredores no escoamento de água e sedimento das áreas planálticas para o centro da planície. Ademais, existe uma correlação direta entre a potencialidade no transporte de sedimentos com os processos geomorfológicos que ocorrem nos megaleques do Pantanal (ASSINE & SOARES, 2005). Os lobos deposicionais dos sistemas fluviais pantaneiros são área de complexa interação entre energia (velocidade da água canal) e matéria (água e sedimentos) (ASSINE & SOARES, 2005).

Embora seja extremamente importante o conhecimento do transporte de sedimento pelos canais fluviais na bacia do Pantanal, poucos trabalhos tiveram esse objetivo de pesquisa (MACEDO, 2013; 2017). Os trabalhos que se dedicaram ao estudo hidrológico-hidráulico da bacia utilizaram principalmente modelos matemáticos (PAZ *et al.*, 2011; BRAVO *et al.*, 2012). Paz *et al.* (2011) realizaram a modelagem em larga escala sobre a dinâmica de fluxo e sua relação com a planície de inundação nos rios São Lourenço e Piquiri. O trabalho de Bravo *et al.* (2012), por sua vez, analisou as rotas de precipitação-escoamento na bacia do Alto Paraguai.

O transporte sedimentar no centro da bacia do Pantanal foi objeto de estudo de Macedo (2017), que se propõe analisar a dinâmica do rio Paraguai desde a lagoa Vermelha até a confluência com o rio Miranda. Nesse trabalho, foram estudados a dinâmica hidrossedimentológica do sistema (transporte de sedimentos no canal e as trocas hídricas e sedimentares entre canal e bacia de inundação); o comportamento hídrico do sistema, e as relações de geometria hidráulica nas estações fluviométricas presentes na área e nas seções levantadas em campo.

No entanto, se faz necessário o maior conhecimento do funcionamento hidrossedimentar nos lobos depositários atuais dos sistemas distributários do Pantanal. É nesse sentido que este trabalho pretende contribuir. Os objetivos principais deste capítulo são: i) caracterizar as variabilidades hidrológicas do lobo atual do megaleque do rio Cuiabá; ii) analisar as mudanças recentes no canal fluvial, como cortes de meandros, avulsões e depósitos de crevasse, e, por fim,

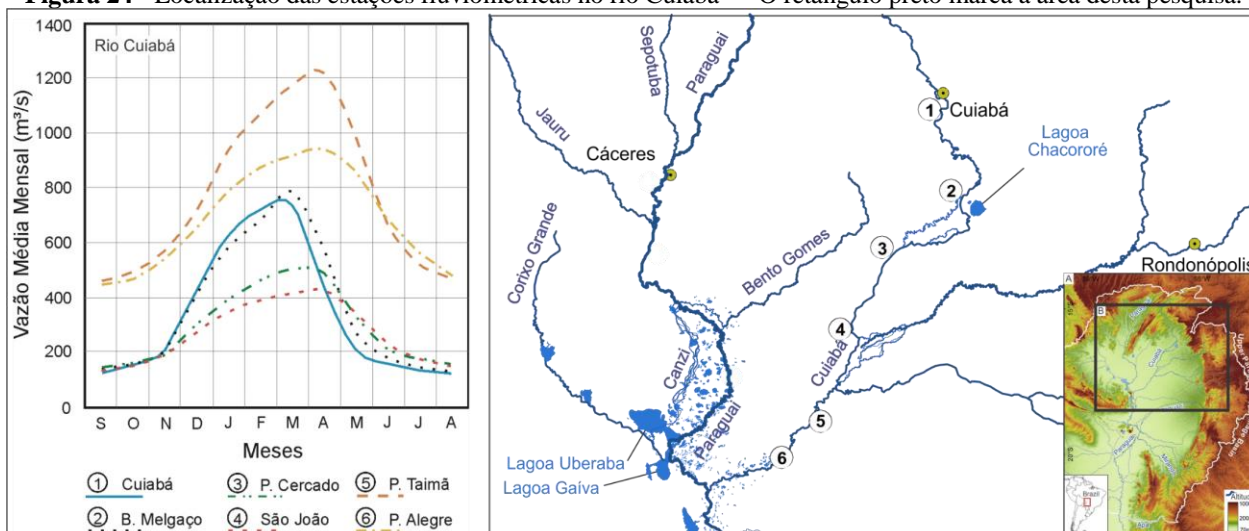
iii) estimar o balanço no transporte de sedimentos na zona distal do megaleque do rio Cuiabá com base em equações matemáticas a partir dos dados obtidos com medições ADCP.

4.2 Área de estudo

O padrão distributário dos rios que adentram a planície do Pantanal promovem uma série de processos avulsivos responsáveis pela formação dos grandes megaleques encontrados na paisagem pantaneira e facilmente reconhecidos nas imagens de satélite (ASSINE *et al.*, 2016). Segundo Pupim (2014) a diminuição geral — de montante para jusante da vazão, da sinuosidade e da largura do canal Cuiabá — confere à planície caráter desconfinado, com possibilidade de multicanalização por avulsão, bem como migração lateral dos canais. Esse caráter desconfinado é evidenciado pela baixa altura dos diques marginais e pelos processos de corte de meandros, bem como depósitos de rompimento de canal que são comuns próximos à confluência com o rio Paraguai.

É possível identificar o padrão distributário em vários trechos do rio Cuiabá ao analisar os hidrográficos das estações fluviométricas instaladas ao longo do megaleque (FIG. 24). A partir do momento que o rio Cuiabá adentra a planície do Pantanal (estação B), passa a diminuir a vazão a jusante (estações C e D), e só aumenta a vazão após a confluência com os rios São Lourenço e Itiquira (estação E). Ao adentrar, o lobo atual volta ao padrão distributário com perda de água para a planície de inundação.

Figura 24 - Localização das estações fluviométricas no rio Cuiabá — O retângulo preto marca a área desta pesquisa.



Fonte: Adaptado de Pupim (2014).

A bacia do rio Cuiabá apresenta apenas a Usina Hidrelétrica de Manso (200 MW), construída em 1999 no rio das Mortes, principal afluente do alto rio Cuiabá, com lago de 400 km² (GIRARD *et al.*, 2003).

Este capítulo tem como escopo descrever as características hidrológicas, de transporte de sedimentos e as variações recentes no canal fluvial em decorrência de impactos antrópicos, como cortes de meandro, com base em resultados que serão comparados com outros estudos realizados no Pantanal.

4.3 Materiais e métodos

4.3.1 Dados hidrológicos

A estação fluviométrica de Porto do Alegre (66750000) foi a principal estação de análise da série histórica, cujos dados analisados foram de vazão, sedimento suspenso e cotas. As séries históricas foram obtidas no endereço eletrônico <<http://snirh.gov.br/>> (acesso em: 17 fev. 2019) e depois lidos com o uso do *software* HidroWed 1.2, o qual é disponibilizado gratuitamente pela ANA e que também possibilita a criação de gráficos com esses dados.

Foram elaboradas a hidrógrafa da estação, a curva de permanência, correlação entre vazão e concentração de sedimentos. Nos gráficos criados foram adicionadas a cota e a vazão em margens plenas (*bankfull*). Não foi possível estabelecer a cota de margens plenas em campo, sendo, contudo, estimada estatisticamente a vazão de margens plenas pela equação de Manning, conforme proposto por Fernandez (2017):

$$Q_b = \frac{1}{n} A_b (Rh_b)^{3/4} S^{1/2} \quad (1)$$

No qual: n é o coeficiente de Manning (que aqui foi obtido pelo *software* Bedload 1.0 – MACEDO *et al.* 2017), S é a declividade da linha-d'água (m/m), A_b e Rh_b são a área da seção transversal (m²) e raio hidráulico (m), respectivamente, sendo $Rh_b = A/P$, onde A é a área em m² e P é o perímetro molhado da seção na vazão de margens plenas em m.

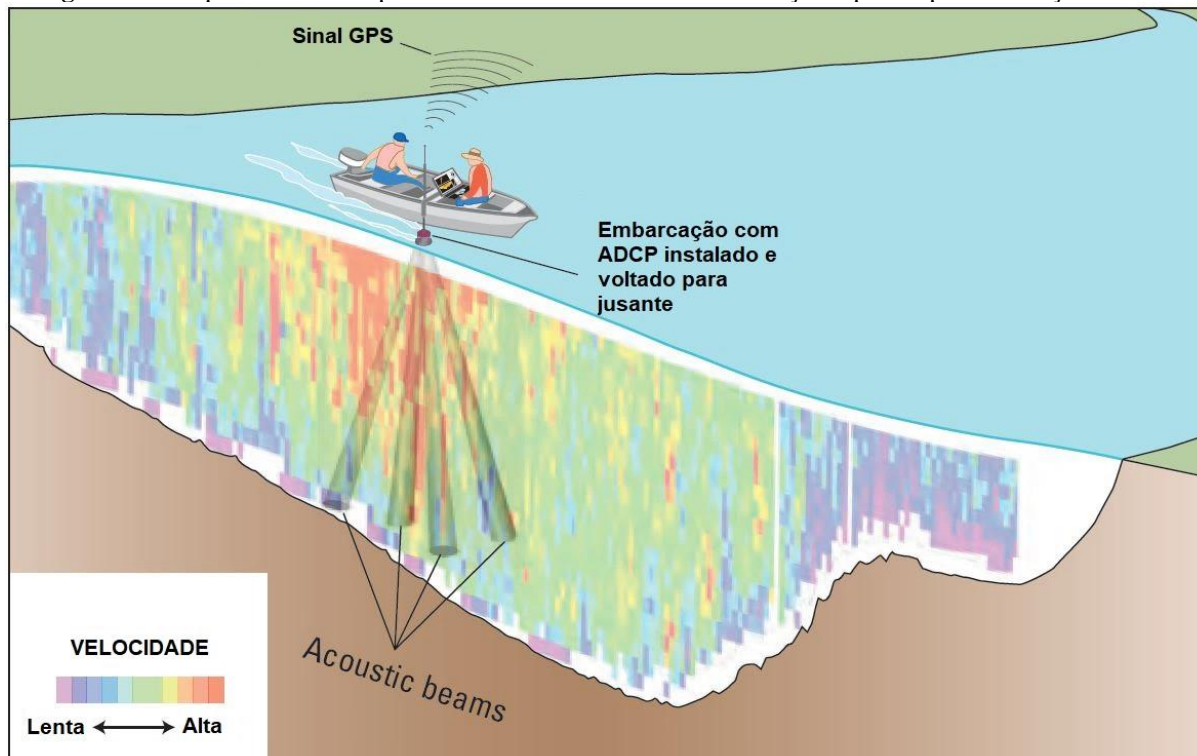
4.3.2 Medições por Perfilador de Corrente por Efeito *Doppler* (ADCP)

As medições por ADCP (FIG. 25) operam por meio do princípio descoberto em 1842 pelo físico Christian Johann Doppler (1803-1853), no qual há mudança na frequência acústica entre a fonte e o receptor em decorrência da velocidade (MUELLER *et al.*, 2013). A sonda ADCP funciona emitindo ondas sonoras que registram a velocidade de deflexão, bem como a resistência, criando assim o efeito *Doppler* (BURNHAM, 2007). A primeira medição de fluxo usando a tecnologia do ADCP foi executado no rio Mississippi por Christensen & Herrick (1982, *apud* MUELLER *et al.* (2013), sob supervisão do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Dentre as principais aplicações do ADCP, podem ser citadas: (i) medição da velocidade de fluxo em campo para calibração de modelos numéricos; (ii) estudos hidráulicos; (iii) medições *in situ* da velocidade para fins de navegação; (iv) levantamentos hidrográficos para medir batimetria de canais para uso em estudos de hidrodinâmica, bem como para (v) estimar a concentração de sedimento suspensos em decorrência do retorno do eco (*backscatter*).

Para a coleta de dados em 2D e 3D do fluxo foi utilizado um ADCP RiverRay Teledyne® RDI 600 kHz com embarcação em movimento (MUELLER *et al.*, 2013). Foram estabelecidas 11 seções transversais em pontos estratégicos do lobo atual do megaleque do Cuiabá, ao longo de aproximadamente 80 km a montante da confluência. A bússola interna do aparelho foi trocada pela referência dada pelo GPS externo.

A localização das seções foi estipulada a partir da presença de pontos de perda ou entrada de água da planície no canal principal do rio Cuiabá (FIG. 26). A maior incidência de pontos foi na porção distal do sistema, onde existem maior quantidade de pontos de avulsão. As seções 5 e 8 foram realizadas nos canais de perdas de água para a planície, a seção 5, na saída para a baía do Burro, e a seção 6, no arrombamento (crevasse) próximo ao morro do Caracará. Foram realizadas medições em três datas: a primeira em novembro de 2015 (seca); a segunda em abril de 2016 (cheia) e a terceira em novembro de 2016 (seca).

Figura 25 – Esquema de leitura por sonda ADCP anexa a uma embarcação tripulada para a medição do fluxo



Fonte: Oberg e Mueller (2007).

Figura 26 – Localização das seções ADCP no lobo deposicional atual do megaleque do Cuiabá

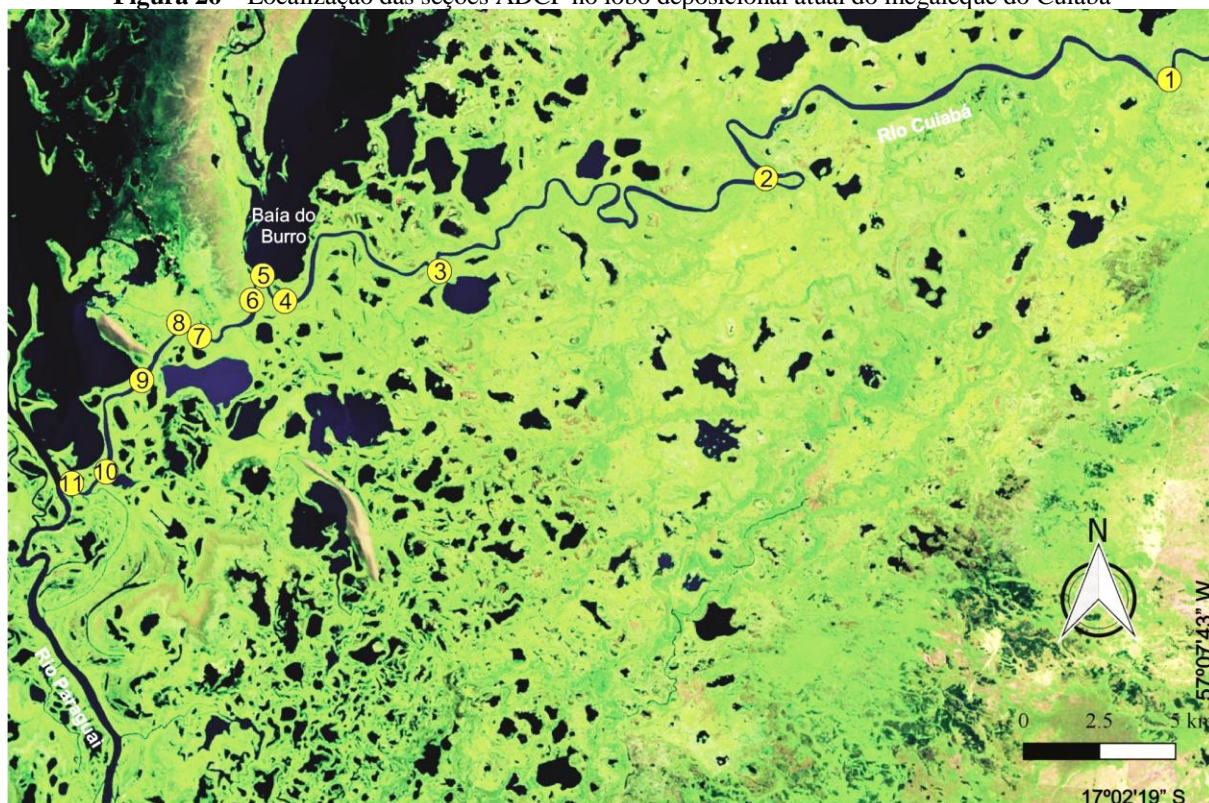


Imagem OLI/Landsat 8, 227/72, R(6)G(5)B(4) do dia 15/09/2015

4.3.3 Modelagem matemática e parâmetros hidráulicos

Para determinar o transporte de sedimentos, foi utilizada a modelagem proposta por Van Rijn (1984), usando o *software* Bedload 1.0, desenvolvido em ambiente Microsoft Office Excel®, (MACEDO *et al.*, 2017). Além de possibilitar uma estimativa do transporte de sedimentos, o programa disponibiliza dados sobre a potência do canal, a potência específica e dados que permitem caracterizar o comportamento de fluxo (número de Reynolds e Froude).

Os dados primários usados para calcular o transporte de sedimentos, o estado do fluxo e o comportamento de fluxo foram obtidos a partir das seções ADCP, a saber: temperatura da água, vazão média e perímetro molhado.

4.3.3.1 Transporte de sedimentos

A equação de Van Rijn (1984) determina o transporte de sedimentos utilizando sete parâmetros: densidade da água (ρ), densidade do sedimento (ρ_s), coeficiente de viscosidade (ν), tamanho da partícula (D_{10} , D_{50} , D_{90}), profundidade do fluxo (d), declividade do canal (S) e aceleração pela gravidade (g). No entanto, Van Rijn (1984) assevera que o transporte de sedimento pode ser resumido em duas equações principais: parâmetro de partícula (D_*) e parâmetro de Transporte (T), que são adimensionais:

$$D_* = D_{50} \left[\frac{(s-1)g}{\nu^2} \right]^{1/3} \quad (2)$$

No qual: D_{50} é o tamanho das partículas que são 50% mais finas que D_{50} ; s é a densidade específica (ρ_s/ρ); g é a aceleração da gravidade e ν é a viscosidade cinemática (μ/ρ).

Parâmetro de transporte (T):

$$T = \frac{(u'_*)^2 - (u_{*,cr})^2}{(u_{*,cr})^2} \quad (3)$$

No qual: u'_* é a velocidade da tensão cisalhante no fundo do canal e $u_{*,cr}$ é a velocidade crítica da tensão cisalhante do fundo do canal.

A velocidade da tensão cisalhante no fundo do canal é dada pela equação:

$$u'_* = \frac{g^{0,5}}{C'} \bar{u} \quad (4)$$

No qual: C' é o coeficiente de Chézy e \bar{u} é a velocidade média. O coeficiente de Chézy é obtido pela equação:

$$C' = \log 18 \left[\frac{12R_b}{3D_{90}} \right] \quad (5)$$

A velocidade crítica da tensão cisalhante de fundo ou parâmetro de Shields ($u_{*,cr}$) é expressa pela equação:

$$u_{*,cr} = \sqrt{\theta_{cr}[(S-1)gD_{50}]} \quad (6)$$

No qual: θ_{cr} é o parâmetro de mobilidade crítica de partícula, expressa pela equação:

$$\theta_{cr} = \frac{(u_{*,cr})^2}{(s-1)gD_{50}} \quad (7)$$

4.3.3.2 Potência de canal

Além das estimativas de transporte obtidas pela equação de Van Rijn, foram determinadas outras variáveis, como a potência do canal e a potência específica. A equação da potência do canal (Ω) é usada para inferir a capacidade de escoamento e transporte de sedimentos pelo fluxo do canal, usando a força cinética (BAGNOLD, 1966), dada pela seguinte equação (em W/s):

$$\Omega = \rho g Q S \quad (8)$$

A potência de canal específica (ω) é dada pela equação:

$$\omega = \frac{\Omega}{w} \quad (9)$$

No qual: w é a largura do canal (unidade de medida em W/m²).

A declividade hidráulica (S) da seção, usada para obter a potência de canal, é obtida pela equação de Manning:

$$\bar{u} = \frac{Rh^{0,67}S^{0,5}}{n} \quad (10)$$

No qual: \bar{u} é a velocidade média; Rh é o raio hidráulico e n é o coeficiente de Manning. O valor de n é dado pelo *software* Bedload 1.0, conforme os dados de fluxo inseridos.

4.3.3.3 Comportamento de fluxo

Duas equações foram aplicadas para analisar o fluxo: o número de Froude e de Reynolds.

O número de Froude é dado pela razão entre a força inercial e gravitacional, expressa pela fórmula:

$$Fr = \frac{\bar{u}}{\sqrt{gd}} \quad (11)$$

No qual: Fr é o número de Froude, \bar{u} é a velocidade média, g é a constante gravitacional e d é a profundidade. O número de Froude permite analisar se o fluxo é subcrítico (<1), crítico (=) ou supercrítico (>1).

O número de Reynolds, por sua vez, expressa a razão entre a força inercial e a força da viscosidade que age sobre o fluido, o qual permite analisar se o fluxo é laminar, transicional ou turbulento (CHARLTON, 2008). O número de Reynolds é obtido pela equação:

$$Re = \frac{\text{Força inercial}}{\text{Força viscosa}} \rightarrow Re = \frac{\bar{u}Rh}{\nu} \quad (12)$$

No qual: Re é o número de Reynolds, \bar{u} é a velocidade média do fluxo, Rh é o raio hidráulico e ν (letra grega *nu*) corresponde à viscosidade cinemática. Com número de Reynolds <500, o fluxo é laminar, dominado pela força viscosa. Quando apresenta um valor >2100, a força inercial é maior e o fluxo se torna turbulento. A transição entre o fluxo laminar e turbulento ocorre entre 500 a 2000.

4.3.4 Concentração Total de Sedimento Suspenso (C_{ss})

Em cada seção foi coletado uma amostra de água para a determinação da concentração total de sedimento suspenso pelo método de filtração de Carvalho (2008), adaptado por Leli *et al.* (2010). Foi utilizada membrana *millipore* 40 (1,5 μm). Os filtros foram enumerados e embalados em papel alumínio e, posteriormente, queimados em mufla em temperatura constante de 480 °C por quatro horas. Em seguida foram armazenados em dessecador por aproximadamente uma hora e depois pesados em balança analítica para se obter o peso inicial.

Foram utilizadas amostras de 250 ml em temperatura ambiente e bem agitadas. Os filtros foram colocados em aparelho de filtragem acoplado a bomba de vácuo. Após a filtragem, os filtros cuidadosamente foram retirados do aparelho e novamente acondicionados no papel alumínio previamente utilizado e levados para secagem em estufa por 24 horas à temperatura de 105 °C. Após a secagem na estufa, os filtros foram acondicionados em dessecador por aproximadamente uma hora e então pesados até obter um peso constante. De posse dos dados de peso inicial e final é possível obter a concentração utilizando a seguinte equação:

$$C_{ss} = \frac{(Pf - Pi) \times 1000}{V} \quad (15)$$

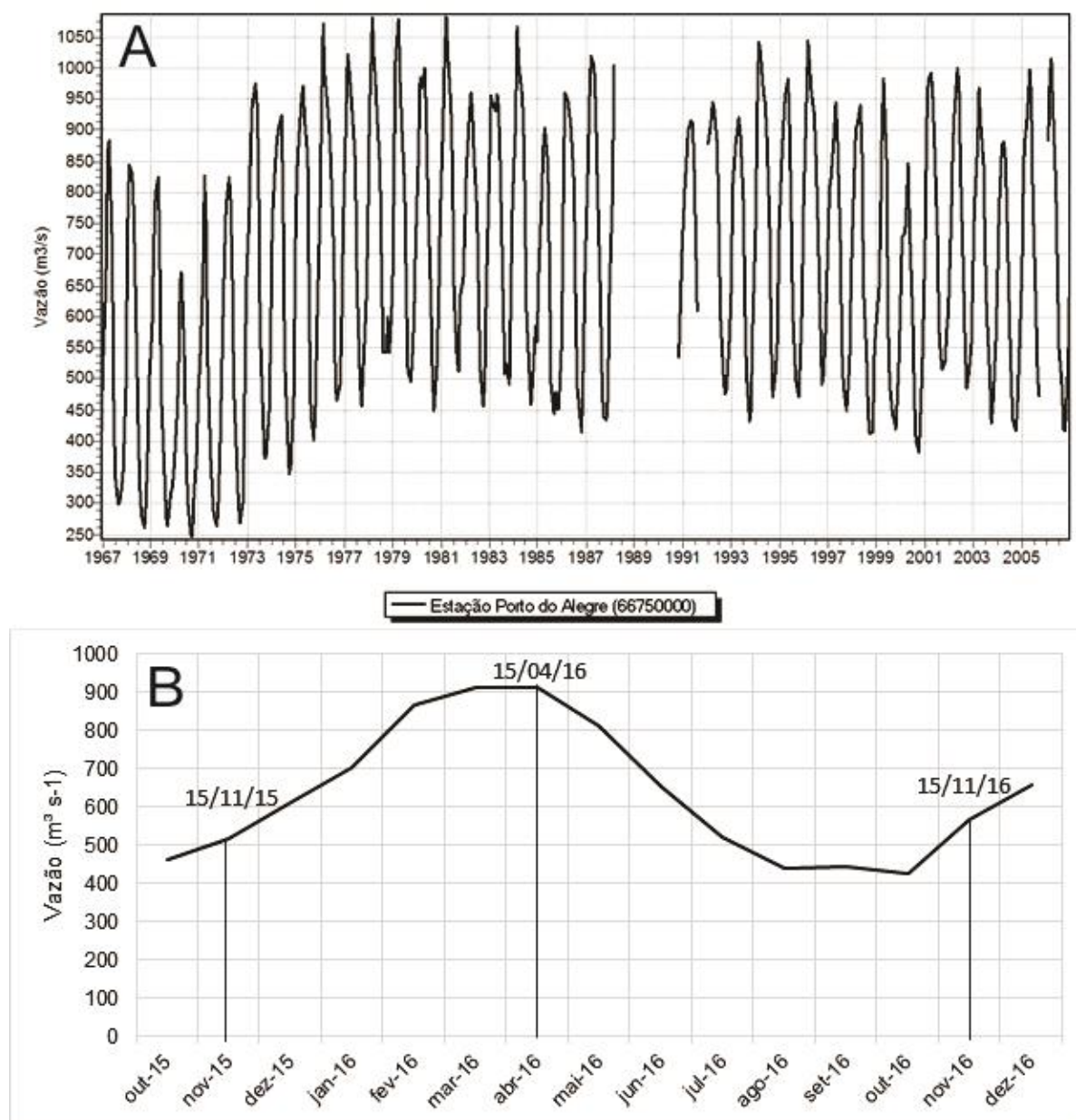
No qual: C_{ss} é a concentração total de sedimento suspenso (mg/l); Pf é o peso final após filtragem e secagem (em g); Pi é o peso inicial do filtro (em g); 1000 é usado para a conversão de unidades de gramas para miligramas, e V é o volume filtrado (em litro).

4.4 Resultados

4.4.1 Características hidrológicas

A estação Porto do Alegre, código 66750000, está localizada no início do lobo deposicional do megaleque do rio Cuiabá e apresenta medições desde de 1967 (FIG. 27A).

Figura 27 – A) Vazões médias mensais da estação Porto do Alegre (1967-2006). B) Vazão média mensal da estação Porto do Alegre (2015 e 2016). As datas denotam os dias que foram realizadas as medições em campo.



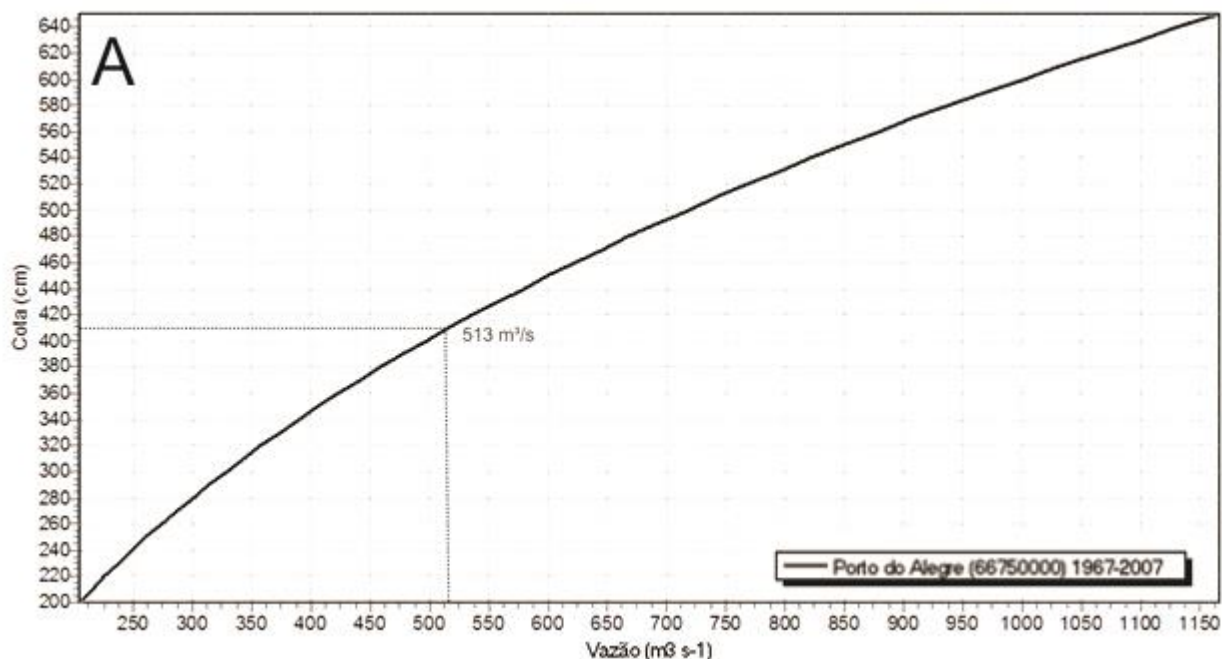
Fonte: Dados da Agência Nacional de Águas (ANA).

Ao analisar a série histórica da estação Porto do Alegre, é possível observar um período com vazões mais baixas entre a década de 1960 e 1970. A partir da década de 1970, as cheias passaram a ser mais intensas no Pantanal. Esse período mais “seco” que a região pantaneira conheceu no final do século passado está presente no imaginário local como um período de prosperidade econômica regional e maior atividade pecuária.

Na estação fluviométrica, o rio Cuiabá apresentou vazão de 500 m³/s no primeiro levantamento (15/11/2015), 900 m³/s no segundo (15/04/2016) e de 550 m³/s no terceiro (15/11/2016) (FIG. 27B). Devido às características geomorfológicas e hidrológica pantaneiras, os períodos de cheia e vazante podem variar dependendo da local na bacia. Nessa parte do Pantanal, o período de enchente se concentra entre outubro a abril e o período de vazante entre abril a outubro.

Para determinar a vazão de margens plenas (Q_b) foi utilizada a equação de Gauckler-Manning (Eq. 1), proposta por Fernandez (2017). Pela equação, a vazão de margens plenas da estação Porto do Alegre é alcançada em 513 m³/s na cota de 410 cm (FIG. 28).

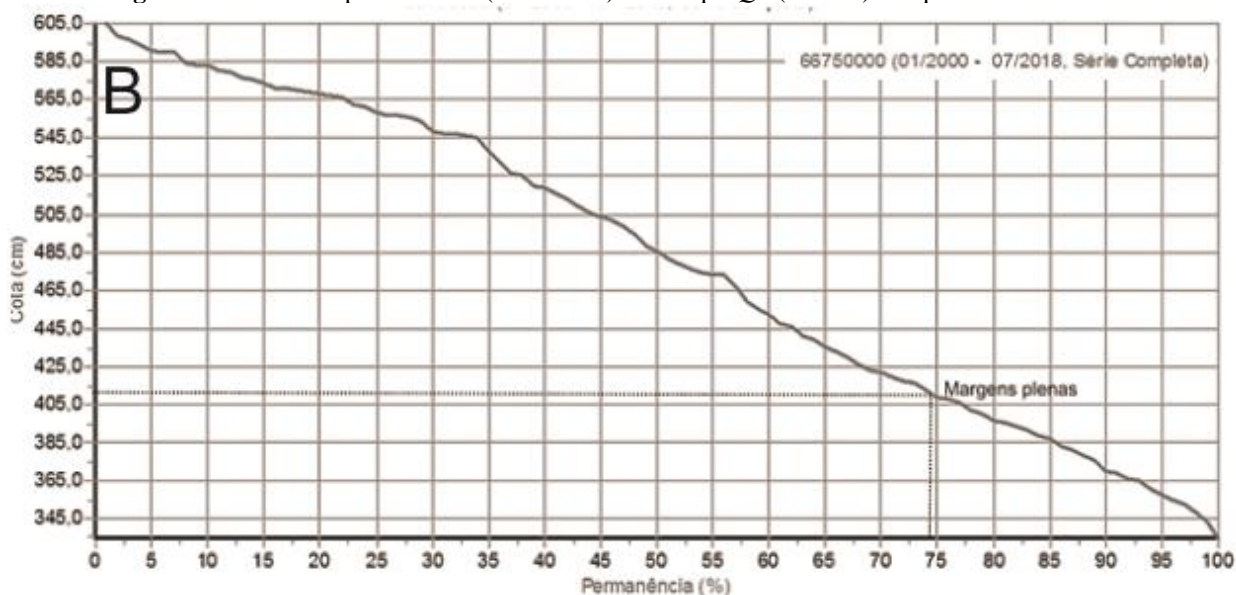
Figura 28 – Curva-chave da estação Porto do Alegre (1967-2007)



Fonte: Dados da Agência Nacional de Águas (ANA).

A curva de permanência atesta o caráter desconfinado que essa porção do rio Cuiabá apresenta (FIG. 29), uma vez que a cota de Q_b é alcançada em mais de 74% do tempo.

Figura 29 – Curva de permanência (2000-2018). Notar que Q_b (410 cm) tem permanência de 75%



Fonte: Dados da Agência Nacional de Águas (ANA).

4.4.2 Características hidrodinâmicas

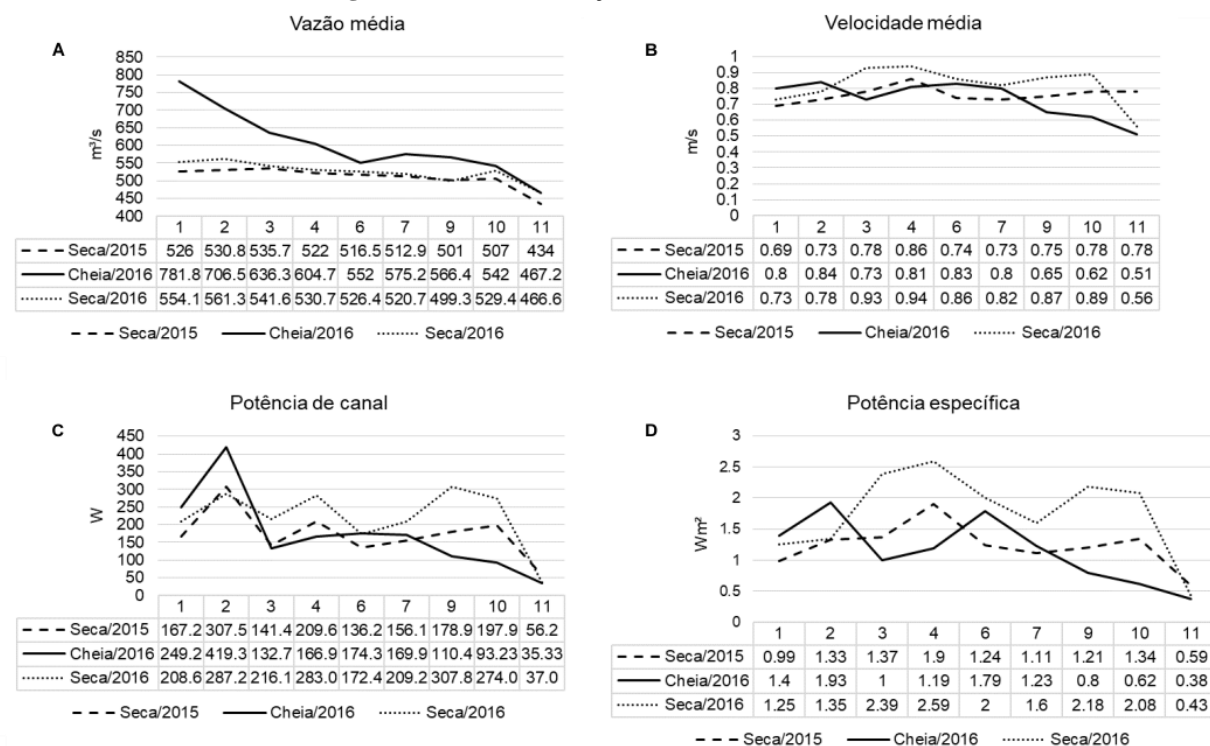
O padrão distributário do lobo distal do megaleque do rio Cuiabá pode ser observado nas vazões obtidas nas seções transversais (FIG. 30A). Durante a cheia, há maior perda de água para a planície de inundação ($\sim 400 \text{ m}^3/\text{s}$) entre a primeira seção e a última na confluência com o rio Paraguai. Os valores de velocidade média se mantiveram estáveis nas três medições (FIG. 30B). Os menores valores de velocidade média foram medidos no período de cheia (2016) e seca (2016) na última seção antes da confluência com o rio Paraguai.

Os dados de potência de canal (Ω) foram mais altos no início do lobo deposicional (FIG. 30C). O valor mais alto foi encontrado na seção 2 durante a cheia de 2016 (307,5 W), e os valores mais baixos na seção 11 durante a seca de 2016 (37 W). A potência de canal específica (ω) apresentou valores maiores na seca (FIG. 30D).

Os dados de comportamento de fluxo permitem classificá-lo como turbulento (número de Reynolds > 2500) em toda extensão do lobo atual do megaleque do Cuiabá (TAB. 6), com valores variando de $2,7 \times 10^9$ na seção 2 durante a seca de 2015 até $7,5 \times 10^9$ na seção 6 durante a cheia de 2016. Já os valores de Froude (< 1) indicam a existência de escoamento subcrítico (tranquilo) em

todas as seções. Os valores mais baixos ($\sim 0,060$) foram encontrados na seção 11 e os valores mais altos durante a cheia nas seções 6 e 7 ($\sim 0,900$).

Figura 30 – Vazão das seções analisadas no rio Cuiabá



Fonte: Produção do autor

Obs.: Os números nas abscissas são as seções analisadas (ver FIG. 26).

Tabela 4 – Número de Reynolds e de Froude obtidos nas campanhas

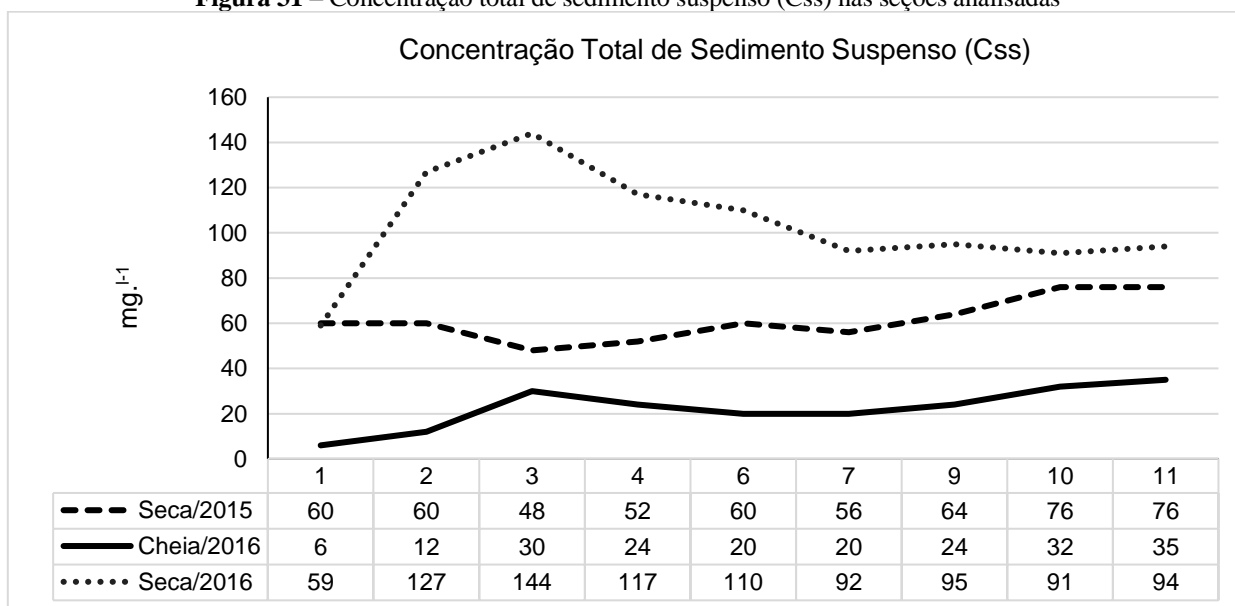
Seção	Reynolds			Froude		
	Seca/2015	Cheia/2016	Seca/2016	Seca/2015	Cheia/2016	Seca/2016
1	$3,7 \times 10^9$	$5,6 \times 10^9$	$4,2 \times 10^9$	0,100	0,105	0,105
2	$2,7 \times 10^9$	$4,1 \times 10^9$	$3,3 \times 10^9$	0,132	0,133	0,135
3	$6,4 \times 10^9$	$7,0 \times 10^9$	$6,8 \times 10^9$	0,097	0,090	0,115
4	$5,9 \times 10^9$	$7,3 \times 10^9$	$5,9 \times 10^9$	0,116	0,106	0,128
6	$5,4 \times 10^9$	$7,5 \times 10^9$	$7,1 \times 10^9$	0,093	0,940	0,101
7	$4,4 \times 10^9$	$7,0 \times 10^9$	$4,9 \times 10^9$	0,103	0,990	0,115
9	$4,1 \times 10^9$	$5,1 \times 10^9$	$4,4 \times 10^9$	0,112	0,081	0,134
10	$5,0 \times 10^9$	$5,1 \times 10^9$	$4,7 \times 10^9$	0,112	0,079	0,133
11	$5,3 \times 10^9$	$5,2 \times 10^9$	$4,9 \times 10^9$	0,069	0,053	0,061

4.4.3 Transporte de sedimentos

A concentração total de sedimentos suspenso (C_{ss}) foi maior durante a campanha da seca de novembro 2016, com concentrações variando entre 59 e 144 mg/l (FIG. 31). Os valores menores de C_{ss} foram encontrados durante a campanha de cheia que variou de 6 a 35 mg/l.

Os valores do parâmetro de partícula (D*) foram mais altos durante a campanha realizada na cheia (FIG. 32A). Ademais, os valores apresentaram valores menores na seção mais próxima da confluência com o rio Paraguai (seção 11). Entretanto, quando considerado o parâmetro de transporte (T), os valores maiores foram medidos durante as campanhas realizadas na seca, com diminuição dos valores nas últimas seções em todas as medições (FIG. 32B).

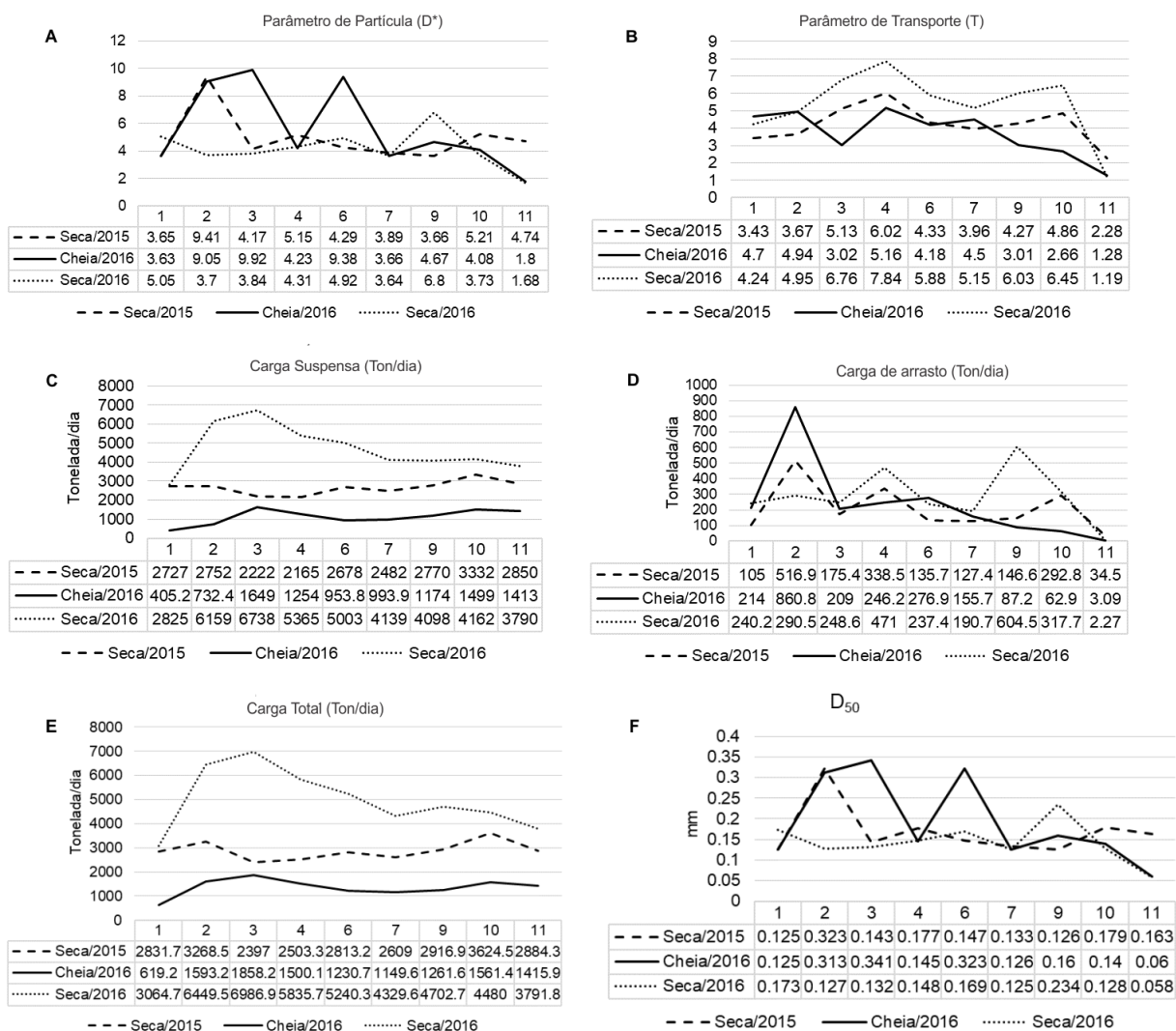
Figura 31 – Concentração total de sedimento suspenso (C_{ss}) nas seções analisadas



Fonte: produção do autor

O transporte de sedimentos no megaleque do rio Cuiabá é predominantemente em suspensão (FIG. 32C), com valores maiores durante o período de seca. Já o sedimento de arrasto é maior no período de cheia, mas com diminuição em direção à confluência (FIG. 32D). Quando somados o transporte total de sedimentos suspensos e o transporte de arrasto, percebe-se que há maior transporte na porção superior do lobo deposicional durante a seca (FIG. 32E). Os sedimentos em arrasto transportados possuem valores de D₅₀, em geral maiores durante a cheia (FIG. 32F).

Figura 32 – Gráficos sobre transporte de sedimentos no lobo distal do megaleque do rio Cuiabá - A) Parâmetro de Partícula; B) Parâmetro de Transporte; C) Transporte total de sedimentos suspensos; D) Transporte de sedimento de arrasto; E) Transporte total de sedimentos; F) Valores de D_{50} .



Fonte: produção do autor

4.5 Discussão

A conectividade entre a planície e o canal principal na área de estudo não é apenas realizada pelo extravasamento da água quando a cota do rio ultrapassa o limite de margens plenas (*bankfull*), mas também pelo aumento ou rebaixamento sazonal do lençol freático. Girard *et al.* (2003) analisaram as interações entre o rio e o lençol freático da planície de inundação e concluíram que o fenômeno de inundação é o principal mecanismo de reabastecimento do lençol freático. Essas

recargas são importantes para manter o fluxo no canal fluvial durante as vazantes. O fluxo de águas subterrâneas também é responsável por manter a saturação do solo nas partes deprimidas da planície de inundação.

Ao analisar a planície do rio Paraguai entre a baía Vermelha e a foz do rio Miranda, Macedo (2013) assevera que, nesse ponto, o rio Paraguai apresenta baixa potência de canal, conferindo a capacidade de transportar apenas areia de granulometria fina. Esses dados estão em consonância com os resultados encontrados para o lobo distal do megaleque do rio Cuiába. Em contrapartida, no médio Cuiabá, Meira (2015) encontrou valores aproximadamente seis vezes maiores de potência de canal quando ele passa de meandrante para *anabanching* devido a uma anomalia tectônica. Isso evidencia que a baixa potência de canal pode ser característica da zona central da bacia do Pantanal, que compreende as planícies do rio Paraguai e os lobos atuais dos megaleques.

Os dados do número de Reynolds e Froude para a área de estudo — que indicaram fluxo turbulento (>2500) e fluxo subcrítico tranquilo — foram semelhantes aos encontrados por Meira (2015) e por Macedo (2013). Logo, pode ser uma característica regional.

A maior quantidade de sedimento suspenso transportado no período de vazante é uma incógnita e vai ao contrário da maior parte dos sistemas fluviais. Segundo Macedo (2017), essa característica é causada pela dinâmica hidrológica da bacia do Pantanal, com sistemas distributários. Portanto, grande parte do sedimento que é produzido nas áreas planálticas fica retida nos leques fluviais.

Os valores potência de canal e potência específica são, em algumas seções, maiores na vazante. Dessa forma, como o fluxo está canalizado apenas no canal principal, os processos erosivos são maiores. Outra hipótese para a diminuição da concentração no período de cheia pode estar relacionada a maior conectividade da água com a planície de inundação, auxiliando a vegetação na absorção e sedimentação. No entanto, essa hipótese necessita ser investigada com maior critério.

Os dados de transporte de carga sólida de fundo obtidos com os trabalhos de Macedo (2013; 2017) também foram baseados na modelagem proposta por Van Rijn (1984) e apresentaram excelente aplicabilidade no estudo dos rios da bacia do Pantanal. Da mesma forma, o *software* Bedload 1.0, desenvolvido por Macedo *et al.* (2017), foi uma importante ferramenta para o estudo hidrossedimentológico na bacia do Alto Paraguai. Assim como o lobo atual do megaleque do

Cuiabá, na planície Paraguai-Corumbá há maior transporte de sedimentos pelo canal fluvial durante a seca (MACEDO, 2017).

4.6 Conclusões

A análise dos dados sobre as características hidrológicas e hidrossedimentológicas do megaleque do rio Cuiabá permitiu um maior conhecimento do funcionamento hidrossedimentar nos lobos depositários atuais dos sistemas distributários do Pantanal.

As zonas distais dos megaleques são importantes áreas de sedimentação e o transporte de sedimentos é responsável por construir os modelados. Nesse sentido foram comparados diversos parâmetros hidráulicos, como vazão, velocidade média, potência de canal, potência específica, parâmetro de partícula, parâmetro de transporte e transporte de sedimentos. Em geral, os valores tiveram tendência de redução nas seções distais do megaleque, possivelmente refletindo a influência do rio Paraguai na zona de confluência.

5 ESTRUTURA DE FLUXO, MORFODINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA CONFLUÊNCIA PARAGUAI-CUIABÁ: EXEMPLO DE CURVA DE MEANDRO CONFLUENTE

5.1 Introdução

As confluências são importantes componentes do sistema fluvial por serem áreas de complexa interação entre energia (velocidade de fluxo) e matéria (água e sedimentos) (BEST, 1987; SANTOS & STEVAUX, 2017). Ademais, essas unidades são altamente dinâmicas com complexas estruturas de fluxo e de transporte de sedimento, apresentando mudanças morfológicas do leito em diferentes momentos hidrológicos (BEST, 1987, 1988; RHOADS *et al.*, 2009). Além disso, constituem também áreas de importância ecológica, seja pela entrada de água, nutrientes e organismos na drenagem do rio tronco, seja pelo acesso de organismos na sub-bacia tributária (SANTOS & STEVAUX, 2017).

Nas últimas décadas, vários estudos buscaram compreender a complexidade das confluências com diferentes objetivos, entre eles: i) o transporte de sedimentos em arrasto (BEST, 1987, 1988; BIRON *et al.*, 1993; MARTIN-VIDE *et al.*, 2015); ii) a características morfológicas do leito (BEST, 1986; BIRON *et al.*, 1993; STEVAUX *et al.*, 2009a, 2009b; KENWORTHY & RHOADS, 1995; GUILLÉN-LUDEÑA *et al.*, 2015, 2016); iii) a estrutura de fluxo (RHOADS & KENWORTHY, 1995; BIRON *et al.*, 1996; LANE *et al.*, 2000; BRADBROOK *et al.*, 2001; CONSTANTINESCU *et al.*, 2011, 2012, 2014, 2016; KONSOER & RHOADS, 2014, GUILLÉN-LUDEÑA, 2017); iv) as diferentes interações ecológicas que ocorrem nesses ambientes (TURRA *et al.*, 1999), e v) o significado dessas morfologias no contexto da rede de drenagem (SANTOS, 2015).

A partir dessas pesquisas foram atribuídas às confluências a presença de ao menos cinco zonas hidrodinâmicas: i) zona de estagnação próxima a montante da confluência; ii) linha de cisalhamento de fluxo; iii) zona de separação de fluxo a jusante; iv) zona de aceleração de fluxo onde os fluxos convergem, e v) zona de recuperação de fluxo a jusante (BEST, 1987; RHOADS & KENWORTHY, 1998; RILEY & RHOADS, 2012). Da mesma forma, as morfologias do leito de confluência são diretamente afetadas pela interação física entre o fluxo e o transporte de sedimentos, resultando em ajustes nas diferentes razões de vazão (BEST, 1987). No entanto, devido

à complexidade da quantificação do transporte de sedimentos de arrasto, tanto em estudos de campo quanto em laboratório, os padrões de transporte de sedimentos em confluências ainda são pouco compreendidos (SZUPIANY *et al.*, 2009).

Da mesma forma, pelo menos quatro características morfológicas são desenvolvidas em zonas de confluência: i) zona de escavação formada na zona de velocidade máxima onde dois fluxos se misturam, sendo que a profundidade e o tamanho dessa zona está diretamente associada ao ângulo de junção (MOSLEY, 1976; BEST, 1986); ii) fácies de avalanche formadas nas desembocaduras dos canais, convergindo para a zona de escavação (BEST, 1986); iii) deposição de sedimento dentro de uma zona de estagnação na junção a montante, e iv) barras laterais formadas na zona de separação de fluxo a jusante da confluência. Entretanto, a maioria dos estudos citados anteriormente foi desenvolvida em pequenos rios (<20 m de largura) e em laboratório (MOSLEY, 1976; WANG *et al.*, 2007) e poucos estudos foram direcionados a grandes confluências de rios (largura >100 m) ou com maior razão entre largura/profundidade ($w/d >20$) (BEST & ASHWORTH, 1997; PARSONS *et al.*, 2007; LANE *et al.*, 2008; STEVAUX *et al.*, 2009a, b; SZUPIANY *et al.*, 2009; RILEY *et al.*, 2015). Grandes rios podem drenar diferentes climas e geologias, o que pode ter uma grande influência no fluxo de água e nas condições de transporte de sedimento em comparação com sistemas menores (PARSONS *et al.*, 2007).

Estudos recentes sobre a mistura de fluxo em grandes confluências levantaram muitas diferenças de padrões de fluxo e transporte de sedimentos em comparação com pequenas confluências ou canais de laboratório (LANE *et al.*, 2008; BOUCHEZ *et al.*, 2010; CAMPODONICO *et al.*, 2015; UMAR *et al.*, 2018). Por exemplo, em grandes confluências, o fluxo de corrente secundária é mal desenvolvido (SZUPIANY *et al.*, 2009; RILEY *et al.*, 2015) ou mesmo ausente (PARSONS *et al.*, 2007). Szupiany *et al.* (2009) demonstraram que, em grandes sistemas fluviais, caracterizados por altas relações largura/profundidade, a distribuição de velocidades ao longo da seção apresenta forte variação com o regime hidrológico. Além disso, grandes confluências podem produzir diferentes padrões de junção de fluxo, com a mesma razão de vazão e de momento em relação à posição da zona de velocidade máxima da seção.

Os estudos em grandes sistemas de rios receberam maior precisão devido aos recentes desenvolvimentos tecnológicos. Tais desenvolvimentos incluem o uso do sistema de posicionamento global e perfis acústicos por efeito Doppler (PARSONS *et al.*, 2007; SZUPIANY *et al.*, 2009; RILEY *et al.*, 2015; HACKNEY *et al.*, 2017) e técnicas distintas para estimar a

suspensão transporte de sedimentos usando o retorno do sinal acústico (*backscatter*) (SZUPIANY *et al.*, 2009, 2012; LATOSINSKI *et al.*, 2014; HACKNEY *et al.*, 2017).

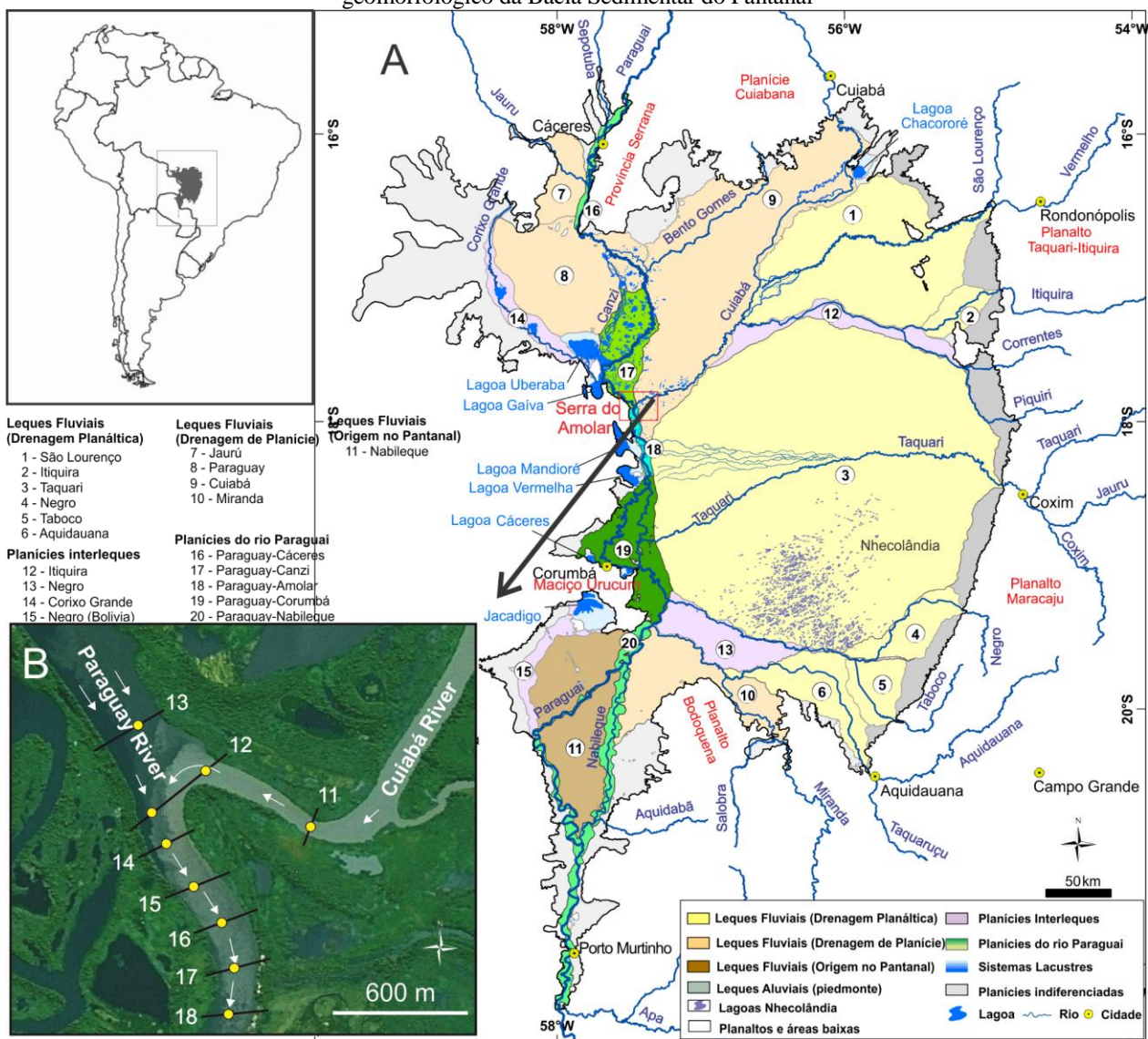
Ademais, a maioria dos estudos mencionados anteriormente, em canais pequenos e grandes, estudaram junções retas. No entanto, afluentes de rios sinuosos podem ter a confluência em uma das curvas e formar um plano de junção conhecido como curva de meandro confluyente (*confluent meander bend*) (ROBERTS, 2004; RILEY & RHOADS, 2012; RILEY *et al.*, 2015). Recentemente, estudos de campo e modelagem mostraram algumas características específicas em curvas de meandros confluentes em contraste com os estudos anteriores em confluências simétricas e assimétricas (ROBERTS, 2004; RILEY & RHOADS, 2012; RILEY *et al.*, 2015). Tais diferenças incluem: i) mudanças na morfologia do leito com migração lateral da zona de escavação em confluências de alto ângulo ($> 90^\circ$) (RILEY & RHOADS, 2012), ii) ausência de uma zona de estagnação a montante (JOHNSON, 2017), iii) desenvolvimento proeminente da barra de pontal a jusante (RILEY & RHOADS, 2012) e iv) a curvatura natural confluyente-sinuosa com ângulo reduzido pode não exibir zona de escavação extensa em confluências com elevação discordante do leito (RILEY *et al.*, 2015).

A confluência Paraguai-Cuiabá é um exemplo de curva de meandro confluyente com várias especificidades. Essa confluência é caracterizada por: i) alta relação largura/profundidade (>20), ii) alto ângulo de junção ($\sim 160^\circ$), iii) curva de meandro desenvolvida em planície de inundação influenciada pelo Sistema de Monção Sul-Americana e iv) a dominância do canal tributário. Nesse sentido, este trabalho tem como escopo compreender as características da estrutura do fluxo, mudanças morfológicas do leito e o transporte de sedimentos.

5.2 Área de Estudo

A confluência Paraguai-Cuiabá está localizada aproximadamente 150 km ao Norte da cidade de Corumbá (FIG. 33), no norte do Pantanal, maior área úmida tropical do mundo, com uma área de aproximadamente 150.000 km² e o relevo variando de 80 a 120 m.a.s.l. (ASSINE, 2003; ASSINE *et al.*, 2016; WARREN *et al.*, 2016).

Figura 33 – Localização da confluência Paraguai-Cuiabá com as seções transversais de medição ADCP no contexto geomorfológico da Bacia Sedimentar do Pantanal



Fonte: Mapa adaptado de Assine *et al.* (2015).

O rio Paraguai é o rio-tronco da Bacia Sedimentar do Pantanal e seus afluentes drenam diferentes configurações geológicas dos planaltos circundantes, desenvolvendo um padrão distributivo nas terras baixas (ASSINE, 2003). Consequentemente, há a formação de megaleques, característica marcante da paisagem do Pantanal.

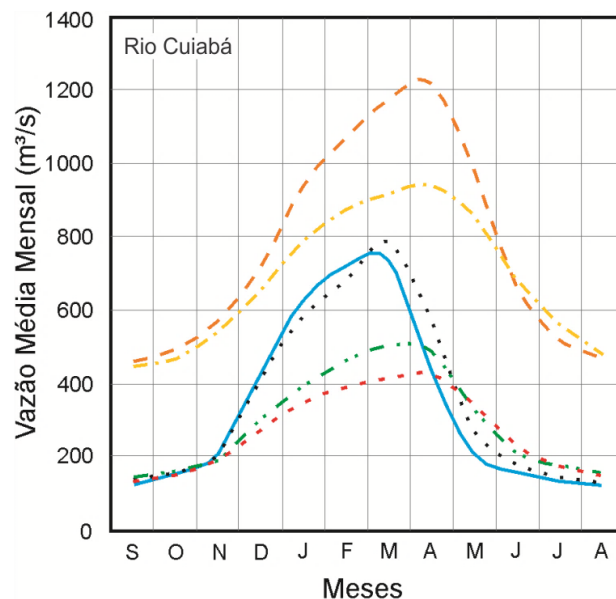
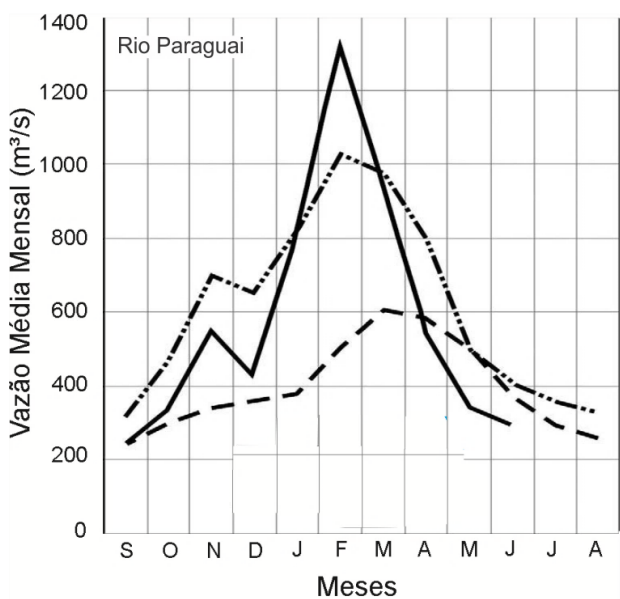
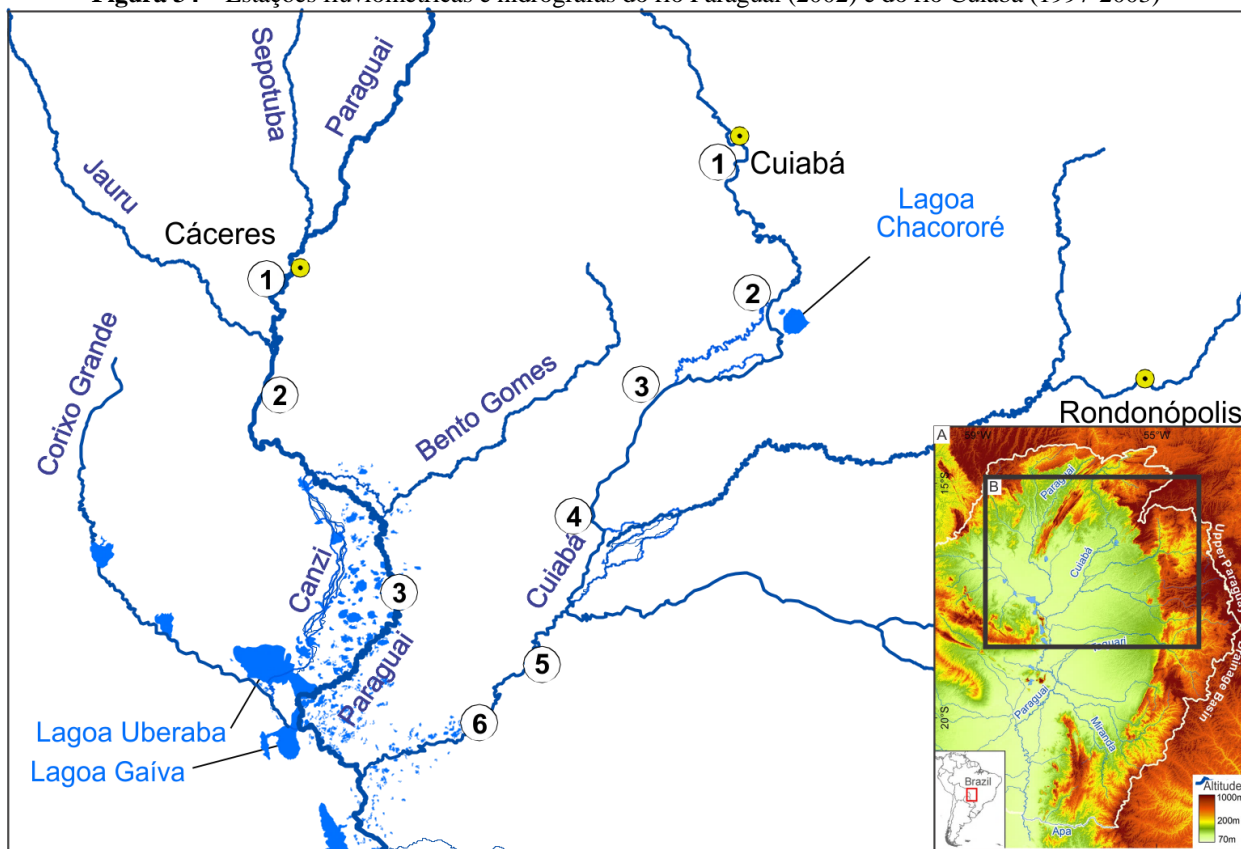
O rio Paraguai tem uma vazão próxima a 300 m³/s durante a seca e atinge mais de 1000 m³/s durante a temporada chuvosa na estação fluviométrica de Cáceres, código 66070004 (FIG. 34). O rio Paraguai adquire padrão distributário ao adentrar na planície do Pantanal com diminuição da vazão média a jusante. Antes da confluência, seu canal possui direção SSE com até 300 m de

largura e profundidade média de oito metros (média com relação/profundidade de 36). Além disso, apresenta canais sinuosos com presença de bancos de areia alternados, o que torna o talvegue parcialmente sinuoso.

O rio Paraguai tem área de drenagem de aproximadamente 83.000 km² antes da confluência com o rio Cuiabá (ASSINE & SILVA, 2009). Assine & Silva (2009) e Silva (2010) estimaram uma concentração média de sedimentos em suspensão de 21,33 mg/l (janeiro de 2005) e 30,4 mg/l (novembro de 2005) a montante da confluência com o rio Cuiabá. A baixa concentração de sedimentos impede a formação de diques marginais bem desenvolvidos no rio Paraguai, como também um preenchimento mais ativo de sua planície de inundação, na maior parte do trecho entre a entrada na bacia do Pantanal e a confluência com o rio Cuiabá. Devido a conectividade direta com as grandes lagoas da planície (Uberaba e Gaíva), grande parte do sedimento transportado é depositado nesses corpos hídricos.

Da mesma forma que o rio Paraguai, o rio Cuiabá apresenta fluxo sazonal. Na estação fluviométrica anterior a confluência Porto do Alegre (~100 km), a vazão na estação seca é abaixo de 500 m³/s e, na cheia, acima de 700 m³/s (FIG. 34). A concentração média de sedimentos em suspensão é de 113,41 mg/l (novembro de 2002) e apresenta transporte de arrasto de, em média, 522,49 ton/dia, compostas principalmente de areia média (BARBEDO, 2003). Com um canal que chega a 200 m de largura e profundidade média de oito metros (relação largura/profundidade média de 11), o rio Cuiabá pode ser considerado um rio sazonal, pois 72% da vazão anual ocorre durante a estação cheia, de dezembro a abril (PUPIM *et al.*, 2017). Na altura da estação fluviométrica de Porto do Alegre, o rio Cuiabá já recebeu água e sedimento dos dois principais afluentes, o rio São Lourenço e o rio Piquiri. Esses rios, da mesma forma que o Cuiabá, nascem nas áreas planálticas que circundam a bacia do Pantanal e apresentam maior concentração de sedimento suspenso que o rio Paraguai.

Figura 34 – Estações fluviométricas e hidrografas do rio Paraguai (2002) e do rio Cuiabá (1997-2003)



① Cáceres ② Descalvados ③ P. Conceição

① Cuiabá ③ P. Cercado ⑤ P. Taimã
 ② B. Melgaço ④ São João ⑥ P. Alegre

Fonte: Dados da Agência Nacional de Águas compilados por Assine & Silva (2010) e Pupim *et al.* (2017).

5.3 Materiais e métodos

5.3.1 Medições por Perfilador de Corrente por Efeito Doppler (ADCP)

Os dados por sonda ADCP foram coletados em dois momentos: o primeiro em abril de 2016 e segundo em novembro de 2016, datas relacionadas a diferentes estágios do ciclo hidrológico regional, ou seja, a primeira durante a cheia e a segunda durante a seca. Foram estabelecidas seções anteriores à confluência nos canais e a jusante da confluência. Foi utilizado um Perfilador de Corrente Doppler acústico RiverRay Teledyne® RDI de 600 kHz (ADCP) para obter as velocidades de descarga e as velocidades tridimensionais nas seções transversais usando embarcação móvel.

5.3.2 Parâmetros hidráulicos em confluências

De posse dos dados obtidos com as seções ADCP na zona de confluência, foi possível obter informações sobre os dois parâmetros hidráulicos usados no estudo de confluências proposto por Best (1987). São eles:

Razão da descarga, dada pela equação:

$$Qr = \frac{Q_t}{Q_m} \quad (16)$$

No qual: Q_t é a vazão do canal tributário e Q_m é a vazão do canal principal (*main channel*). Valores de $Qr \geq 1$: o canal tributário domina o fluxo.

E razão de momento, expressa pela equação:

$$Mr = \frac{\rho_t Q_t \bar{u}_t}{\rho_m Q_m \bar{u}_m} \quad (17)$$

No qual: ρ é a densidade do fluido, Q descarga média e \bar{u} é a velocidade média. Os subscritos t e m se referem a canal tributário e canal principal.

5.3.3 Processamento dos dados da sonda ADCP

Foi utilizado o *software* Velocity Mapping Toolbox (VMT) (PARSONS *et al.*, 2013) para processar os dados de velocidade obtidos ao longo das seções transversais. As velocidades secundárias foram plotadas usando método de rotação de Rozovskii (1957) para identificar o movimento helicoidal ao longo da zona hidrodinâmica da confluência. Segundo Szupiany *et al.* (2009, 2012), em rios com alta relação de largura/profundidade (>40), há forte variação nas velocidades de fluxo ao longo da seção e, portanto, componentes secundários da seção transversal podem esconder o movimento helicoidal quando usados métodos que consideram exclusivamente um plano secundário (a vazão de corrente cruzada zero e/ou a definição de continuidade de vazão).

Além dos gráficos com as velocidades e os fluxos secundários, foi utilizada a análise do retorno do sinal acústico (*backscatter*) como método para estimar o transporte de sedimentos suspensos. Avanços recentes no processamento de dados do ADCP demonstraram a relação positiva entre os valores de intensidade do retorno do sinal acústico (BSI) e a concentração de sedimentos em suspensão (ZINGER *et al.*, 2013; KONSOER & RHOADS, 2014; LATOSINSKI *et al.*, 2014; SZUPIANY *et al.*, 2018). O aumento da intensidade do retorno do sinal acústico indica maior concentração de sedimentos e vice-versa. No entanto, a estimativa requer uma forte calibração da concentração de sedimentos em suspensão (LATOSINSKI *et al.*, 2014).

5.3.4 Batimetria

Os levantamentos batimétricos foram executados em dois períodos (novembro de 2015 e novembro de 2016) no canal principal, tributário e a jusante da confluência. Foi utilizada uma sonda FURUNO® modelo GP1650F, acoplada a um computador portátil com o uso do *software* Fugawi® 4.5, com uma imagem Landsat 8 OLI da área. A leitura foi realizada com base em malha de perfis transversais com espaçamento de aproximadamente 50 m entre eles, os quais foram desenhados previamente em imagem OLI/Landsat-8 da área com o uso do *software* ArcGis 10.2® e exportados como *.geotiff* para o *software* Fugawi 4.5®. Após a coleta dos dados no ambiente do Fugawi®, os dados foram exportados como arquivo *.txt* com dados sobre latitude, longitude e profundidade. Esses dados foram trabalhados no Surfer® 11 pelo método de Gridding pela

triangulação com interpolação linear, sendo os ajustes finais feitos com o *software* CorelDRAW X7®.

5.3.5 Concentração total de sedimento suspenso (C_{ss}) e de arrasto

Em cada seção de ADCP foi coletado amostras de água com amostrador caseiro a 50 cm de profundidade para a determinação da concentração total de sedimento suspenso. A concentração total de sedimento suspenso foi determinada pelo método de filtração (CARVALHO, 2008), conforme a metodologia adaptada por Leli *et al.* (2010). Foi utilizada membrana *millipore* AP. 40, microfibras de vidro, com passagem de 1,5 μm . Os filtros foram enumerados e embalados em papel alumínio e posteriormente queimados em mufla em temperatura constante de 480 °C por quatro horas, em seguida foram armazenados em dessecador por aproximadamente uma hora e pesados em balança analítica para se obter o peso inicial. Foram utilizadas amostras de 250 ml, em temperatura ambiente e bem agitadas. Os filtros foram colocados em aparelho de filtração acoplado à bomba de vácuo. Após a filtração, eles foram cuidadosamente retirados do aparelho e novamente acondicionados no papel alumínio previamente utilizado e levados para secagem em estufa por 24 horas à temperatura de 105 °C. Após secagem na estufa, os filtros foram acondicionados em dessecador por aproximadamente uma hora e então pesados até obter um peso constante. De posse dos dados de peso inicial e final é possível aplicar a equação a seguir para obter a concentração em miligramas por litro (mg.l^{-1}):

$$C_{ss} = \frac{(P_f - P_i) \times 1000}{V} \quad (15)$$

No qual: C_{ss} é a concentração total de sedimento suspenso; P_f é o peso final após filtração e secagem (em g); P_i é o peso inicial do filtro (em g); 1000 é usado para a conversão de unidades de gramas para miligramas e V é o volume filtrado (em litro).

A preparação das amostras de sedimento de arrasto foi executada conforme recomendado por Suguio (1973), utilizando amostras de 20 g de sedimento seco. Primeiramente, em cada amostra houve a adição de 10 ml de solução dispersante $[(\text{NaPO}_3)_n + \text{Na}_2\text{CO}_3]$, 100 ml de água destilada (SUGUIO, 1973) e agitadas por uma hora. Posteriormente, as amostras foram lavadas com peneira com abertura de 0,057 mm para eliminar a argila e o lodo. Após o procedimento de secagem, as

amostras de areia foram peneiradas em mesa agitadora por 10 minutos utilizando peneiras com aberturas de 0,067; 0,125; 0,250; 0,500 e 1 mm para obtenção da porcentagem de finos, areia muito fina, fina, média, grossa e muito grossa.

5.4 Resultados

5.4.1 Condições hidrológicas

A vazão do rio Cuiabá foi semelhante em todas as datas de medição, variando entre a máxima vazão de 467 m³/s na cheia e a mínima de 434 m³/s na seca ($Q_{\text{máx}}: Q_{\text{min}} = 1,07$). Já no rio Paraguai foi obtido uma variação maior: na cheia, a vazão foi de 926 m³/s e, na seca, 242 m³/s ($Q_{\text{máx}}: Q_{\text{min}} = 3,82$). Ademais, quando considerada a razão de vazão (Q_r), o rio Paraguai foi dominante ($Q_r < 1$) no período de cheia. Já na seca houve a dominância do tributário ($Q_r > 1$). No entanto, houve a maior dominância do tributário nas duas medições (7,44 na cheia e 8,27 na seca) quando considerado a razão de momento (M_r), que leva em conta não somente a vazão, mas as velocidades dos canais. Quanto às velocidades médias (\bar{u}), essas são mais baixas no rio Paraguai, a montante da confluência (0,34 m/s na cheia e 0,13 m/s na seca). Já no rio Cuiabá, a velocidade média foi mais alta durante a seca (0,64 m/s) (TAB. 7).

Tabela 75 – Dados hidrológicos e morfológicos dos rios Paraguai e Cuiabá a montante da confluência

	Abril 2016			Novembro 2016		
	PR	CR	CR/PR	PR	CR	CR/PR
Q	926,6	467,2	0,50	242,8	466,6	1,92
\bar{u}	0,34	0,55	1,15	0,13	0,64	4,30
Mr	313673	237235	7,44	31426	260159	8,27
A	2671,8	845,1	-	2044,1	724,8	-
w	302,4	89,5	-	278,0	84,4	-
d	9,58	9,12	-	7,83	8,00	-
w/d	31,5	9,8	-	35,5	10,5	-

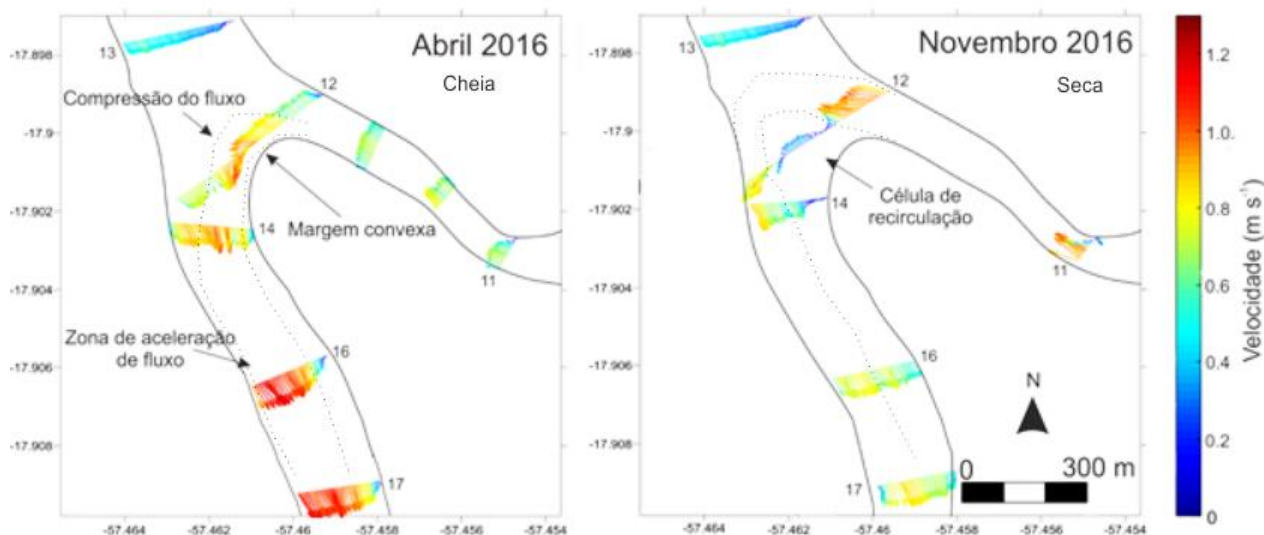
Q = vazão (m³/s); \bar{u} = velocidade média da seção (m/s); M_r = razão de momento [$M=(\rho QU)$] (kg m²/s); A = área (m²); w = largura (m); d = profundidade média da seção (m); w/d = razão largura/profundidade.

5.4.2 Padrão de fluxo

Na campanha realizada em abril de 2016 (cheia), a zona de maior velocidade do rio Cuiabá localizava-se na margem esquerda e entrava na confluência em direção à margem convexa da curva

de meandro devido à compressão de fluxo pelo rio Paraguai (FIG. 35), promovendo a erosão da barra de pontal que normalmente se forma aí.

Figura 35 – Velocidades médias em visão planar das seções analisadas



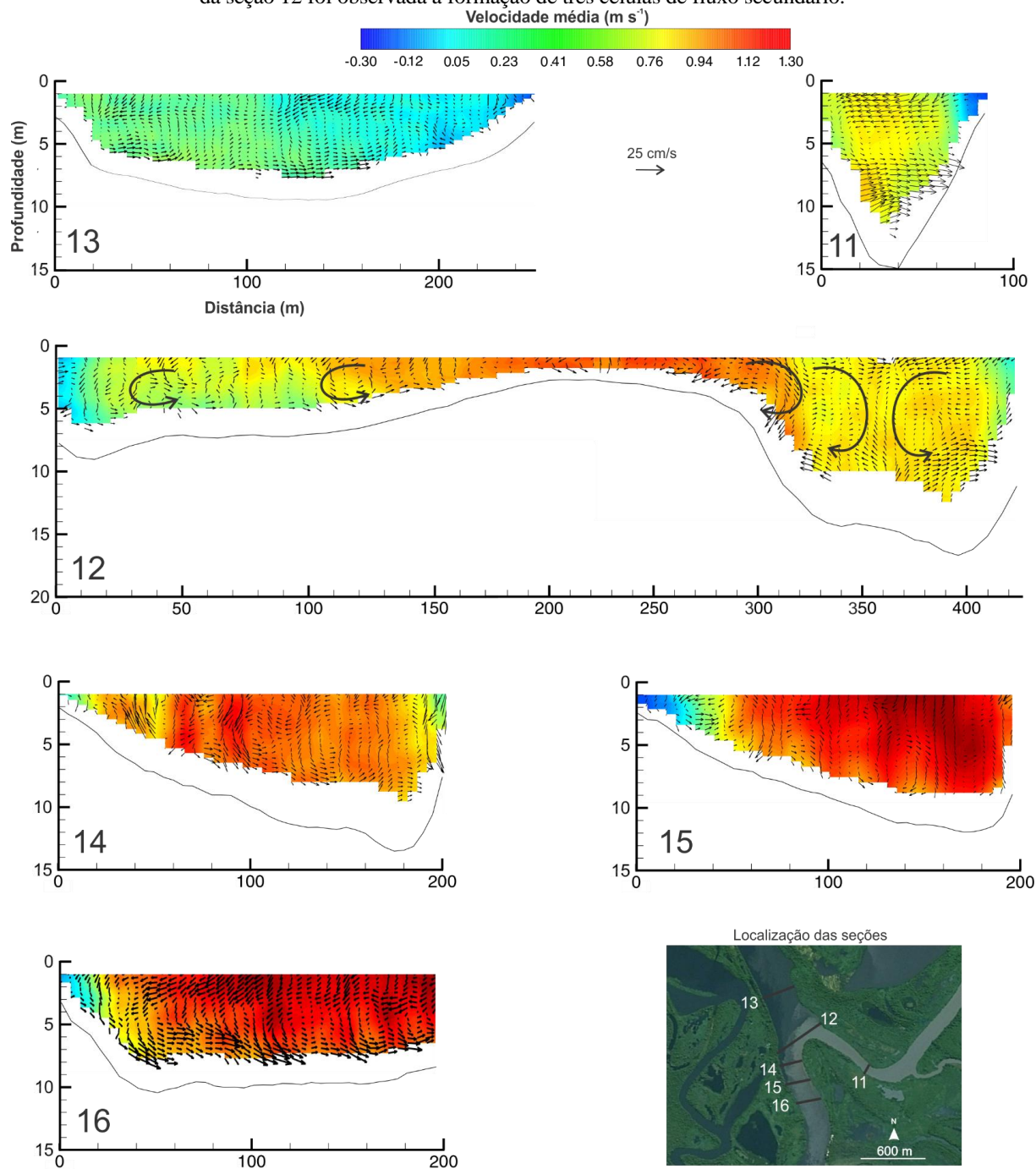
Fonte: produção do autor

Obs.: Na cheia, o fluxo do rio Cuiabá é comprimido em direção à margem convexa da confluência. Já durante a seca, as velocidades mais elevadas do rio Cuiabá criam uma célula de recirculação de fluxo.

5.4.3 Estrutura de fluxos primário e secundário

Os padrões espaciais do fluxo helicoidal — componentes primário e secundário na definição de Rososvkii (1957) — apresentaram comportamento diferenciado de acordo com a velocidade média de fluxo em cada condição hidrológica levantada. Em abril de 2016 ($Q_r = 0,50$; $M_r = 7,44$), na seção 11 (rio Cuiabá), houve a formação de uma célula de circulação secundária que ocupa a maior parte da área molhada, possivelmente em decorrência de uma curva de meandro a montante da confluência. Quando o fluxo do rio Cuiabá entra na confluência, as profundidades do leito diminuem e a rugosidade aumenta, quebrando o movimento helicoidal e impedindo que a estrutura atual atinja a confluência (seção 12). Aproximadamente $276 \text{ m}^3/\text{s}$ são comprimidos em direção à margem convexa (FIG. 36).

Figura 36 – Velocidades médias e as velocidades das correntes secundárias em abril de 2016 (cheia) — Na parte direita da seção 12 foi observada a formação de três células de fluxo secundário.

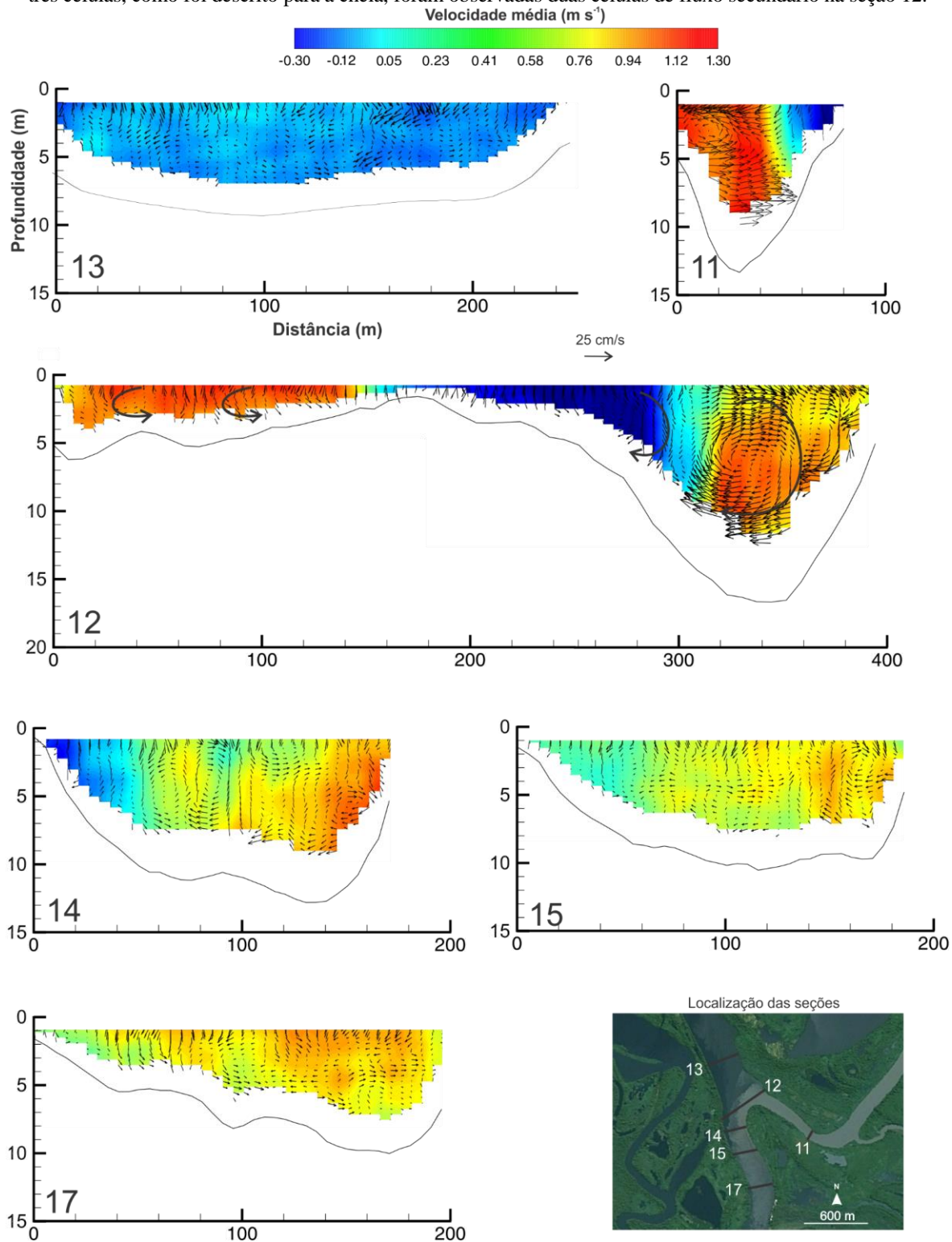


Fonte: produção do autor

Nota: as seções estão plotadas com a margem esquerda no lado esquerdo da imagem, ou seja, de montante para jusante. A seção 12 está plotada conforme o canal do Paraguai.

No levantamento de novembro de 2016, há maiores magnitudes nas direções primária e secundária ($M_r = 8,27$; $Q_r = 1,92$) e mudanças significativas na estrutura do fluxo são observadas em comparação com as condições em abril de 2016 (FIG. 37).

Figura 37 – Velocidades médias e as velocidades das correntes secundárias em novembro de 2016 (seca) — Em vez de três células, como foi descrito para a cheia, foram observadas duas células de fluxo secundário na seção 12.



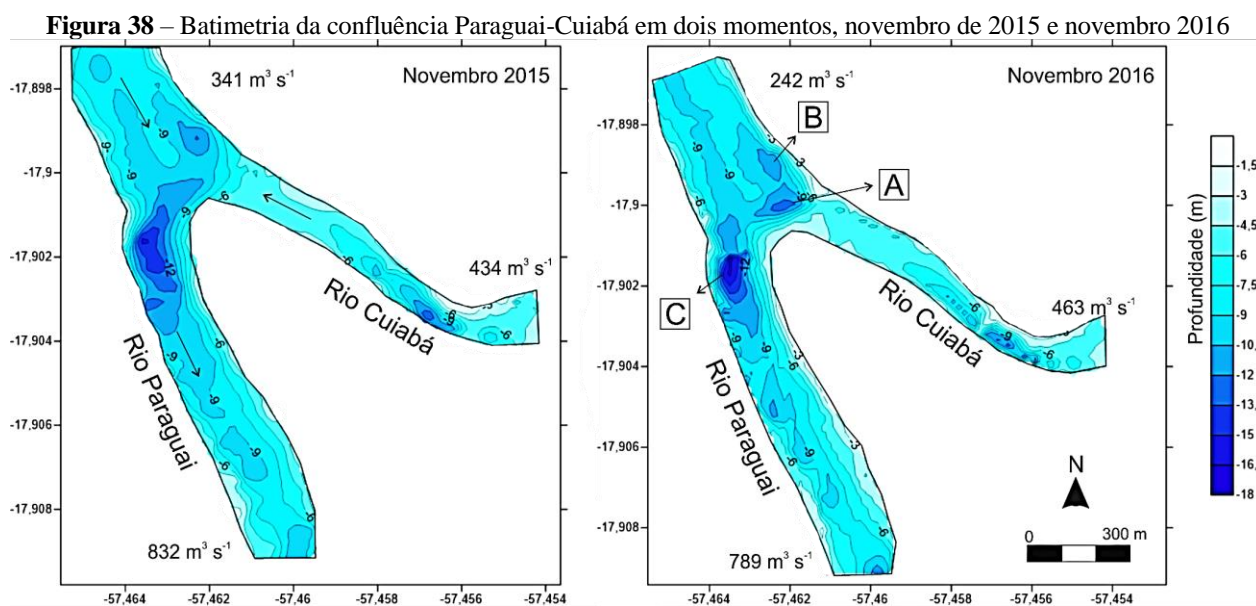
Fonte: produção do autor

Nota: as seções estão plotadas com a margem esquerda no lado esquerdo da imagem. A seção 12 está plotada conforme o canal do Paraguai.

Na seção 12, o rio Cuiabá entra na zona de confluência com velocidades de fluxo mais altas, produzindo uma incursão de fluxo em direção ao centro da confluência. Por outro lado, não é produzida a compressão e aceleração do fluxo em direção à margem convexa, como observado na cheia. Cerca de $80 \text{ m}^3/\text{s}$ de água entram em uma célula de recirculação, que corresponde à zona de baixa velocidade no meio da seção 12. Além disso, uma célula de rotação no sentido horário (de montante para jusante) desenvolve-se bem na margem direita do rio Paraguai (parte direita da seção 12, figura 37), principalmente devido à mudança abrupta na direção do fluxo do rio Cuiabá. Além disso, o núcleo da velocidade primária está localizado próximo ao leito do canal, sugerindo que, além de afetar a célula secundária, também afeta a redistribuição das velocidades de fluxo dentro da confluência.

5.4.4 Morfologia de leito

A confluência apresentou alterações morfológicas significativas do leito após o pulso de inundação (FIG. 38). Houve a formação de três zonas de escavação e algumas correlações com a estrutura do fluxo podem ser traçadas, conforme segue:



Fonte: produção do autor

Obs.: As letras denotam as três zonas de escavação presentes na confluência.

i) A zona de escavação A – é provavelmente gerada devido à confluência de velocidades de fluxo do rio Cuiabá e do rio Paraguai (abril de 2016). O fluxo do rio Cuiabá muda abruptamente de direção, produzindo o choque de fluxos, bem como aceleração e geração de estruturas turbulentas na linha de cisalhamento. Todos esses fatores produzem a erosão do leito e a formação de zonas de escavação. Com o rio Paraguai em menor nível, o fluxo do rio Cuiabá pode penetrar com maior facilidade na zona de confluência (como a condição de abril de 2015) e preencher a zona de escavação (condição morfológica de novembro de 2015).

ii) A zona de escavação B – é provavelmente gerada pelo fluxo próximo à margem direita do rio Cuiabá, que entra na confluência independentemente das condições hidrométricas dos rios. Isso explicaria a permanência desse buraco em ambas condições.

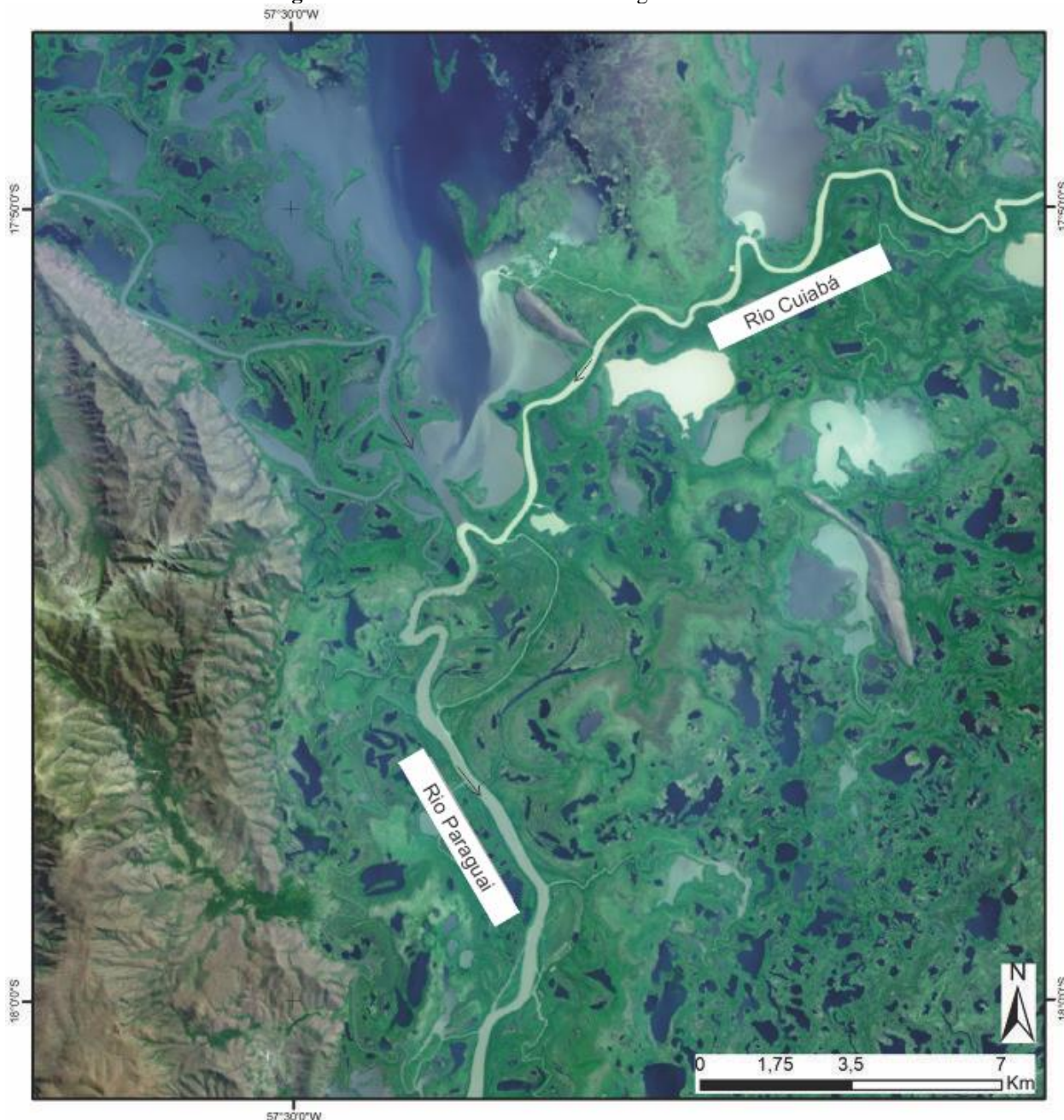
iii) A zona de escavação C – corresponde à morfologia clássica que as confluências apresentam (BEST, 1987; RHOADS *et al.*, 2009; RHOADS & KENWORTHY, 1998). Em confluências assimétricas, essas zonas adquirem a forma em curva (RHOADS & JHONSON, 2018). Além disso, ocorreram mudanças na barra de pontal na margem convexa da confluência. Durante a cheia, ocorrem processos de erosão nessa área, enquanto há a deposição de sedimentos durante o período de seca em consequência da zona de recirculação que é produzida no local.

5.4.5 Transporte de sedimentos

5.4.5.1 Transporte dos sedimentos finos

Na confluência, é importante a contribuição do material fino proveniente do rio Cuiabá que flui ao rio Paraguai por meio de uma avulsão a montante da confluência. Esse comportamento pode ser visto nas imagens de sensoriamento remoto devido à diferença de cor entre os dois fluxos (FIG. 39).

Comportamentos distintos são observados na concentração de sedimento suspenso no rio Cuiabá (TAB. 8). Na cheia, as concentrações de sedimentos suspensos são menores se comparadas às concentrações obtidas para a seca. A razão para esse comportamento pode ser porque parte dos sedimentos fica retida nos leques aluviais que compõem a planície do Pantanal, fazendo com que exista maior transporte no período de seca no qual o fluxo se limita ao canal fluvial com aumento do poder erosivo.

Figura 39 – Confluência entre o rio Paraguai e o rio Cuiabá

Landsat 8, OLI, de 10/19/2016, composição R(4)G(3)B(2), 227/72.

Tabela 86 – Concentração total de sedimento suspenso (Css mg/l) e a concentração média do sedimento em arrasto (D₅₀ em mm)

Seção	Novembro 2015		Abril 2016		Novembro 2016	
	Css	D50	Css	D50	Css	D50
11	76	0,155	-	-	-	-
12A	100	0,093	20	0,115	96	0,331
12B	72	0,172	14	0,237	96	0,115
13	8	0,008	13	0,067	30	0,007

Seção	Novembro 2015		Abril 2016		Novembro 2016	
	Css	D50	Css	D50	Css	D50
14	48	0,186	4	0,122	85	0,110
15	-	-	6	0,099	82	0,118
16	-	-	7	0,120	85	0,122
17	-	-	-	-	70	0,123
18	-	-	-	-	68	0,114

Nota: A seção 12A corresponde ao canal do rio Cuiabá e 12B ao canal do rio Paraguai. A localização dos pontos de coleta de sedimento suspenso e de arrasto está representada na figura 33. Os valores destacados são areias.

5.4.5.2 Transporte dos sedimentos arenosos

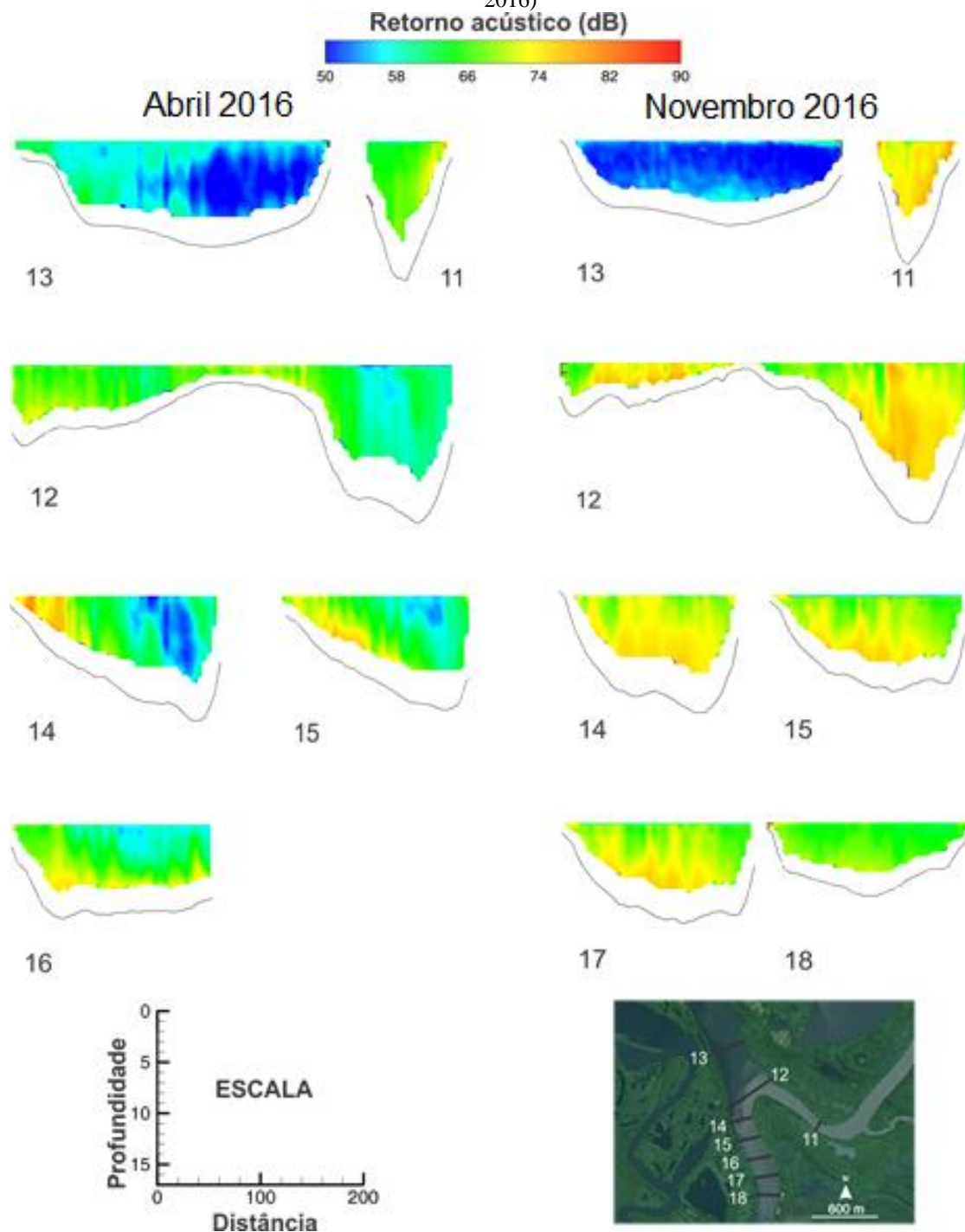
A montante da confluência, o leito do rio Paraguai é formado principalmente por sedimentos mais finos ($<62 \mu\text{m}$), o que permite classificar essa área como uma zona de deposição (ver Tabela 8, seção 13), possivelmente em decorrência das baixas velocidades de fluxo: 0,34 m/s (abril de 2016) e 0,13 m/s (novembro de 2016). Por outro lado, no canal do rio Cuiabá a montante da confluência, o sedimento do leito é composto por areia fina e muito fina. Já a jusante da confluência há o transporte de areia mais grossa.

Adicionalmente foi realizada uma análise preliminar sobre o transporte de sedimentos em suspensão usando a intensidade do retorno acústico (IRA). A IRA reflete principalmente o comportamento das areias. Nesse sentido, a IRA foi corrigida pela distribuição dos feixes com a atenuação de sedimentos finos e fluidos de acordo com as metodologias apresentadas por Latosinski *et al.* (2014). O comportamento das areias é refletido pela IRA, enquanto as concentrações finas foram consideradas apenas para a atenuação do sinal.

Nos dois momentos em que foram levantados os dados, o maior transporte de sedimentos foi evidenciado no rio Cuiabá devido o maior retorno acústico (FIG. 40). Isso evidencia o maior transporte de sedimentos arenosos. Além disso, é possível notar que durante o mês de novembro de 2016, embora com vazão semelhante, houve um maior transporte de sedimentos na confluência do que em abril de 2016.

No levantamento durante a cheia (abril de 2016), os valores baixos da IRA prevaleceram no lado direito da confluência (seção 12, margem direita, seguindo o canal do Pantanal). No lado esquerdo houve maior concentração de sedimentos em decorrência da compressão em direção à margem convexa do fluxo do rio Cuiabá causado pelo rio Paraguai. A separação dos fluxos é visível até a seção 16 a jusante da confluência.

Figura 40 – Intensidade do retorno de sinal das seções analisadas durante a cheia (abril de 2016) e a seca (novembro de 2016)



Fonte: produção do autor

Já no levantamento realizado em novembro de 2016, verificou-se a clara dominância do rio Cuiabá no transporte de sedimentos na confluência. Esse comportamento é produzido pelo processo de mistura mais rápido como resultado da maior penetração do rio Cuiabá na zona de

confluência e o movimento helicoidal mais forte cobrindo todas as seções transversais apresentadas na seção 12.

5.5 Discussão

Neste trabalho, foram analisados dados da estrutura de fluxo em 2D e 3D, as mudanças na morfologia de leito e inferidos alguns aspectos sobre o transporte de sedimento em suspensão e arrasto na confluência do rio Paraguai com o rio Cuiabá. A análise dos dados obtidos revela o complexo ambiente hidrodinâmico desenvolvido em curva de meandro confluyente com alto ângulo de junção. Além disso, em comparação com estudos anteriores realizados em confluências meandrantas — por exemplo, Roberts (2004), Riley & Rhoads (2012), Riley *et al.* (2015), Sui & Huang (2017) e Herrero *et al.* (2018) —, a confluência Paraguai e Cuiabá apresenta alguns comportamentos específicos.

Cada bacia hidrográfica analisada possui características próprias, com diferenças em relação à morfologia e ao comportamento hidrológico. O rio Cuiabá apresenta uma bacia hidrográfica menor em comparação ao rio Paraguai, no entanto, produz uma maior concentração de sedimentos em suspensão, com diques marginais bem desenvolvidos e um padrão de canal sinuoso contendo material de leito mais grosso (arenoso). Em contrapartida, o rio Paraguai apresenta uma bacia hidrográfica maior, retém a maior parte dos sedimentos nos leques, não apresenta diques marginais em alguns trechos, possui múltiplos canais com alta razão w/d e maior interação com ambientes lacustres do que o rio Cuiabá. Adicionalmente, o sedimento de carga de leito é composto principalmente por finos ou areia muito fina. Assim, tais características produzem uma estrutura de fluxo particular e condição de mistura de transporte de sedimentos na zona hidrodinâmica de confluência, diferentes das encontradas em estudos anteriores.

Apesar das baixas velocidades de fluxo e distribuição homogênea da velocidade de fluxo ao longo do trecho 13, o rio Paraguai produz uma influência perceptível sobre o fluxo do rio Cuiabá e, por consequência, gera diferentes configurações do fluxo que se diferem dos estudos anteriores realizados em curvas de meandro confluyente (ROBERTS, 2004; RILEY & RHOADS, 2012; RILEY *et al.*, 2015; SUI & HUANG, 2017; HERRERO *et al.*, 2018). Na confluência Paraguai-Cuiabá, as altas relações w/d do rio Paraguai (~ 40) e o efeito remanso produzido no fluxo do rio

Cuiabá originam comportamentos diferentes para cada condição hidrológica na estrutura de fluxo média, produzindo mudanças significativas e rápidas na morfologia na confluência.

A zona de estagnação é uma característica da zona hidrodinâmica de confluência (BEST, 1987; RHOADS & KENWORTHY, 1998; DE SERRES *et al.*, 1999; RHOADS & SUKHODOLOV, 2001). Essa zona de estagnação é reportada em diferentes relações de momento e ângulos de junção, aumentando a área em confluências de maior ângulo de junção (BEST, 1988, 1987). Da mesma forma, a zona de estagnação também é descrita na modelagem em curva de meandro confluyente (ROBERTS, 2004), com uma tendência a diminuir seu tamanho em $Mr > 1$ (RILEY & RHOADS, 2012; RILEY *et al.*, 2015). Entretanto, a zona de estagnação não é observada na confluência Paraguai-Cuiabá quando a zona de maior velocidade do rio Cuiabá está na margem direita em decorrência do ângulo de junção.

A zona de separação de fluxo pode ter tamanhos variados em cada nível hidrológico, de acordo com o efeito da velocidade de fluxo (momentum) e efeito de remanso na confluência. Esses fatores controlam a distribuição da velocidade da seção transversal no rio Paraguai, produzindo uma compressão de fluxo e aceleração sobre o banco convexo da confluência (abril de 2016) ou célula de recirculação (novembro de 2016).

As células secundárias na zona hidrodinâmica de confluência são fortemente influenciadas pelas velocidades de fluxo e vazão. Por exemplo, no levantamento de abril de 2016, três células secundárias foram formadas na confluência. Além disso, no levantamento de novembro de 2016, o domínio do rio Cuiabá promove uma zona de recirculação e muda rapidamente sua direção a jusante. Como consequência, a confluência apresenta uma célula de circulação principal. Para todas as condições hidrológicas levantadas, essas células secundárias perdem rapidamente a intensidade a jusante (seções 14 e 15), comportamento que difere de outros estudos em curvas de meandro de confluyente (RILEY & RHOADS, 2012; RILEY *et al.*, 2015) devido à alta dinâmica do padrão de fluxo em diferentes condições hidrológicas.

Em rios com leito arenoso, como são os rios Paraguai e Cuiabá, o material arenoso suspenso controla o sinal de retorno acústico (SZUPIANY *et al.*, 2009, 2018; LATOSINSKI *et al.*, 2014) com efeito nos valores de intensidade de retroespalhamento. Além disso, no presente estudo, uma análise preliminar usando o nível de intensidade de eco corrigido apresenta a dinâmica do material arenoso dentro da confluência e a percepção da mistura entre os dois fluxos. No levantamento na cheia (abril de 2016), a deflexão dos dois fluxos era clara: com o rio Paraguai fluindo em direção

à margem direita na seção 12 com menor intensidade de eco acústico. Então, novamente, durante a pesquisa na seca, a mistura de fluxo é mais rápida, de acordo com o comportamento da estrutura de fluxo descrito.

5.6 Conclusões

Neste estudo foram apresentadas novas contribuições ao entendimento do funcionamento de uma curva de meandro confluyente em grandes rios (>200 m de largura). Os resultados atestaram a complexidade hidrodinâmica e o comportamento específico da confluência Cuiabá-Paraguai. As razões de vazão e de momento expressam condições hidrológicas diferentes produzidas antes da confluência, produzindo estruturas dinâmicas de fluxo singulares, morfologia e transporte de sedimentos. As características da confluência Paraguai-Cuiabá, como o alto ângulo de confluência, as condições hidrológicas, a geometria (altas relações entre w/d) e o transporte de sedimentos produziram condições hidrodinâmicas ainda não relatadas na literatura científica.

Em resumo, a confluência Paraguai-Cuiabá possui as seguintes características:

a) dominância tributária em todas as medidas considerando a razão momento-fluxo como consequência das velocidades mais baixas no rio Paraguai a montante da confluência. Esse comportamento está relacionado com a alta relação w/d do Paraguai (~ 40) em comparação com o rio Cuiabá (~ 13);

b) ocorre o efeito de remanso no canal tributário (rio Cuiabá) durante a cheia, principal fator para mudanças na estrutura e morfologia do fluxo na confluência;

c) possui diferentes padrões de mistura, associados a mudanças na estrutura do fluxo;

d) há a formação de três zonas de escavação devido ao padrão de fluxo singular;

e) comportamentos diferentes para o transporte de sedimentos suspensos e de arrasto em diferentes condições hidrológicas.

Devido à combinação dessas características, é possível classificar essa confluência como única, diferenciando-a das configurações analisadas nos estudos anteriores. Com base nos resultados promissores apresentados neste trabalho, espera-se que futuros estudos serão produzidos em relação aos problemas remanescentes, principalmente aqueles relacionados aos padrões de transporte de sedimentos.

6 CONCLUSÕES GERAIS

O Pantanal mato-grossense apresenta características particulares de evolução geomorfológica e padrões hidráulicos únicos. Este trabalho evidenciou alguns aspectos sobre a evolução geomorfológica holocênica da planície da zona de confluência dos rios Paraguai e Cuiabá, localizada na região da serra do Amolar, na porção norte do Pantanal mato-grossense. A área de pesquisa é composta pelo lobo deposicional atual do megaleque do rio Cuiabá e a planície Paraguai-Amolar. Evidenciou-se que a construção das planícies da área de estudo está condicionada pelo aporte sedimentar do rio Cuiabá, principal fonte de sedimento para o rio Paraguai na porção norte do Pantanal. Da mesma forma, os modelados presentes na planície de inundação foram originados sob o clima úmido do Holoceno médio. Ademais, após ~3,000 AP, ocorrem mudanças significativas no padrão de canal do rio Cuiabá quando este, deixa de apresentar um padrão multicanal e passa a construir um canal meandrante único. Além disso, algumas inferências sobre mudanças ambientais recentes também foram tratadas, como os efeitos produzidos pela forte estiagem que atingiu a área durante a década de 1970 e que sequencialmente foi acompanhada por um período mais úmido que se estende até os dias atuais, possivelmente em decorrência da colonização dos planaltos que circundam o Pantanal.

Outra contribuição dada por este trabalho foi referente ao estudo hidrológico, hidráulico e hidrossedimentar do lobo deposicional atual do megaleque do rio Cuiabá. As zonas distais dos megaleques são importantes áreas de sedimentação e o transporte de sedimentos é responsável por construir os modelados. Nesse sentido foram comparados diversos parâmetros hidráulicos, como vazão, velocidade média, potência de canal, potência específica, parâmetro de partícula, parâmetro de transporte e transporte de sedimentos. Em geral, os valores tiveram tendência de redução nas seções distais do megaleque, possivelmente refletindo a influência do rio Paraguai na zona de confluência.

Por fim, este estudo contribuiu para o entendimento da hidrodinâmica, da dinâmica morfológica e do transporte de sedimentos na confluência dos rios Paraguai-Cuiabá, exemplo de curva de meandro confluyente ao longo do regime hidrológico regional. O estudo evidenciou a dominância do tributário na estrutura de fluxo, velocidades e no transporte de sedimentos, bem como os efeitos produzidos pelo rio principal. A confluência Paraguai-Cuiabá possui comportamento hidrodinâmico que ainda não havia sido descrito na literatura.

Não obstante, trabalhos mais específicos são necessários. Nesse sentido, futuros trabalhos serão realizados referente aos efeitos das variações climáticas holocênicas na formação da planície, mas também em relação aos impactos na vegetação e na conectividade entre canal-planície. Da mesma forma, é necessário entender mais detalhadamente a relação geomorfologia-hidrologia que ocorre no Pantanal, principalmente sobre os gargalos hidráulicos e as suas influências nas inundações sazonais. Por fim, trabalhos na confluência Paraguai-Cuiabá deverão explicar com maiores detalhes o funcionamento do transporte de sedimentos usando a tecnologia por efeito Doppler.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. **Brasil, paisagens de exceção: o litoral e o Pantanal Mato-Grossense**, patrimônios básicos. São Paulo: Ateliê Editorial, 2006.
- AB'SABER, A. N. O Pantanal Mato-grossense e a Teoria dos Refúgios. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, N. E, p. 09-57, 1988.
- ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacia Hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Paraguai**. Brasília: Agência Nacional de Águas, 2004.
- ASSINE, M. L. *et al.* Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. **Sedimentary Geology**, v. 301, p. 172–184, mar. 2014.
- ASSINE, M. L. *et al.* Compartimentação geomorfológica, processos de avulsão fluvial e mudanças de curso do Rio Taquari, Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 1, 18 nov. 2005.
- ASSINE, M. L. *et al.* The Quaternary alluvial systems tract of the Pantanal Basin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n. 3, p. 475–489, set. 2015.
- ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v. 70, n. 3–4, p. 357–371, set. 2005.
- ASSINE, M. L. **Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil**. Tese de livre docência—Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, 2003.
- ASSINE, M. L.; SILVA, A. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v. 113, n. 3–4, p. 189–199, dez. 2009.
- ASSINE, Mário Luís *et al.* Avulsive rivers in the hydrology of the Pantanal wetland. In: BERGIER, I.; ASSINE, M.L. (Orgs.). **Dynamics of the Pantanal wetland in South America**. New York: Springer, 2016, p. 83-110.
- BAGNOLD, Ralph Alger. **An approach to the sediment transport problem from general physics**. Washington DC: United States Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 1966, 37 p.
- BARROS, Carolina Silva. **Dinâmica sedimentar e hidrológica na confluência do rio Ivaí com o rio Paraná, município de Icaraíma- PR**. 2006. 69f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2006.
- BEIRIGO, R. M. **Formação e degradação de feições redóximórficas em solos do Pantanal-MT**. 2013. 125f. Tese (Doutorado em Ciências) Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – Universidade de São Paulo. Piracicaba, SP, 2013.
- BERGIER, I.; ASSINE, M. L. (eds.). **Dynamics of the Pantanal Wetland in South America**. Cham: Springer International Publishing, 2016. v. 37

- BEST, J. L. The morphology of river channel confluences. **Progress in Physical Geography**, v. 10, n. 2, p. 157–174, jun. 1986.
- BEST, J. L. Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. **Sedimentology**, v. 35, n. 3, p. 481–498, jan. 1988.
- BEST, J. L.; ASHWORTH, P. J. Scour in large braided rivers and the recognition of sequence stratigraphic boundaries. **Nature**, v. 387, n. 6630, p. 275–277, maio 1997.
- BEZERRA, Maria Angélica. **O Uso de Multi-traçadores na Reconstrução do Holoceno no Pantanal Mato-grossense, Corumbá, MS**. 1999, 214 f. Tese (Doutorado em Ciências Biológicas e da Saúde) Universidade Federal de São Carlos, São Carlos, 1999.
- BIRON, P.; ROY, A. G.; BEST, J. L. Turbulent flow structure at concordant and discordant open-channel confluences. **Experiments in Fluids**, v. 21, n. 6, p. 437–446, nov. 1996.
- BOUCHEZ, J. *et al.* Turbulent mixing in the Amazon River: The isotopic memory of confluences. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 290, n. 1–2, p. 37–43, 15 fev. 2010.
- BRADBROOK, K. F. *et al.* Role of Bed Discordance at Asymmetrical River Confluences. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 127, n. 5, p. 351–368, maio 2001.
- BRAVO, J. M. *et al.* Coupled Hydrologic-Hydraulic Modeling of the Upper Paraguay River Basin. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 17, n. 5, p. 635–646, maio 2012.
- BURNHAM, Laurie. **Rivers**. New York: Chelsea House Publishers, 2007, 176 p.
- CAMPODONICO, V. A.; GARCÍA, M. G.; PASQUINI, A. I. The dissolved chemical and isotopic signature downflow the confluence of two large rivers: The case of the Parana and Paraguay rivers. **Journal of Hydrology**, v. 528, p. 161–176, set. 2015.
- CARVALHO, N. DE O. **Hidrossedimentologia prática**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2008.
- CHARLTON, Ro. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. New York: Routledge, 2007, 234 p.
- CONSTANTINESCU, G. *et al.* Numerical analysis of the effect of momentum ratio on the dynamics and sediment-entrainment capacity of coherent flow structures at a stream confluence: FLOW STRUCTURES AT A STREAM CONFLUENCE. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 117, n. F4, p. n/a-n/a, dez. 2012.
- CONSTANTINESCU, G. *et al.* Numerical evaluation of the effects of planform geometry and inflow conditions on flow, turbulence structure, and bed shear velocity at a stream confluence with a concordant bed: FLOW STRUCTURE AT A CONFLUENCE. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 119, n. 10, p. 2079–2097, out. 2014.
- CONSTANTINESCU, G. *et al.* Influence of planform geometry and momentum ratio on thermal mixing at a stream confluence with a concordant bed. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 16, n. 4, p. 845–873, ago. 2016.
- CONSTANTINESCU, G. *et al.* Structure of turbulent flow at a river confluence with momentum and velocity ratios close to 1: Insight provided by an eddy-resolving numerical simulation: STRUCTURE OF TURBULENT FLOW AT A RIVER. **Water Resources Research**, v. 47, n. 5, maio 2011.

- CORDEIRO, B. M. *et al.* Compartimentação geomorfológica do leque fluvial do rio Negro, borda sudeste da Bacia do Pantanal (MS). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n. 2, p. 175–183, 1 jun. 2010.
- CORRADINE, F.; ASSINE, M. L. Compartimentação geomorfológica e processos deposicionais no megaleque fluvial do rio São Lourenço, Pantanal mato-grossense. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. s1, 2012.
- COUTINHO DE LIMA, A. Lateral Momentum Fluxes at the Confluence of the Negro and Solimões Rivers. **Geosciences**, v. 9, n. 1, p. 7, 23 dez. 2018.
- DE SERRES, B. *et al.* Three-dimensional structure of flow at a confluence of river channels with discordant beds. **Geomorphology**, v. 26, n. 4, p. 313–335, Jan. 1999.
- FACINCANI, E. M. *et al.* Geomorfologia fluvial do leque do rio Aquidauana, borda sudeste do Pantanal, MS. In: **Anais do 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal**. Campo Grande: Embrapa Informática Agropecuária/INPE, 11 nov. 2006
- FERGUSON, R. I. Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 75, n. 1, p. 73–87, 1993.
- FERNANDEZ, O. V. Q. Bankfull Hydraulic Geometry Relationships for Rivers and Streams of the Western and Southwest Regions of Paraná State, Brazil. **Journal of Geography and Earth Sciences**, 2017.
- FERREIRA, Manuela Pinheiro. **Geocronologia e proveniência dos sedimentos holocênicos da confluência dos rios Negro e Solimões, AM**. 2013. 95f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.
- FRANCO, André Luiz Amancio. **Análise da dinâmica e estrutura de fluxo e da morfologia da confluência dos rios Ivaí e Paraná, PR/MS**. 2007. 98f. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental), Universidade de Guarulhos, Guarulhos, 2007.
- FRANZINELLI, E. Características morfológicas da confluência dos rios Negro e Solimões (Amazonas, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 587–596, 1 dez. 2011.
- GALDINO, S. *et al.* Impactos da agropecuária nos planaltos sobre o regime hidrológico do Pantanal. Embrapa Pantanal - **Circular Técnica** (INFOTECA-E), 2002.
- GARCIA, E. C. **O clima no Pantanal Mato-grossense**. EMBRAPA-UEPAE Corumbá, 1984.
- GARTNER, J. W. Estimating suspended solids concentrations from backscatter intensity measured by acoustic Doppler current profiler in San Francisco Bay, California. **Marine Geology**, v. 211, n. 3–4, p. 169–187, out. 2004.
- GIRARD, P.; DA SILVA, C. J.; ABDO, M. River–groundwater interactions in the Brazilian Pantanal. The case of the Cuiabá River. **Journal of Hydrology**, v. 283, n. 1–4, p. 57–66, dez. 2003.
- GODOI, H.D.O. *et al.* **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB**. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT, Folha SE.21-Y-D, Aldeia Tomázia, Folha SF.21-V-B, Porto Murtinho, Folha SF.21-V-D, Estado de Mato Grosso do Sul. Escala 1:250.000, 2001.

- GUILLÉN LUDEÑA, S. *et al.* Hydrodynamics of mountain-river confluences and its relationship to sediment transport: HYDRODYNAMICS OF RIVER CONFLUENCES. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 122, n. 4, p. 901–924, abr. 2017.
- GUILLÉN-LUDEÑA, S. *et al.* Evolution of the hydromorphodynamics of mountain river confluences for varying discharge ratios and junction angles. **Geomorphology**, v. 255, p. 1–15, fev. 2016.
- GUILLÉN-LUDEÑA, S. *et al.* Hydro-morphodynamic evolution in a 90° movable bed discordant confluence with low discharge ratio: Morphodynamic in Channel Confluences. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, n. 14, p. 1927–1938, nov. 2015.
- HACKNEY, C. R. *et al.* The influence of flow discharge variations on the morphodynamics of a diffuence-confluence unit on a large river: Impacts of discharge variation on a diffuence-confluence unit. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 2, p. 349–362, fev. 2018.
- HAMILTON, S. K. Comparison of inundation patterns among major South American floodplains. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 2002.
- HARTLEY, A. J. *et al.* Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems: REPLY. **Geology**, v. 38, n. 12, p. e231–e231, dez. 2010.
- HERRERO, H. S. *et al.* Flow structure at a confluence: experimental data and the bluff body analogy. **Journal of Hydraulic Research**, v. 54, n. 3, p. 263–274, 3 maio 2016.
- HERRERO, H. S. *et al.* The influence of tributary flow density differences on the hydrodynamic behavior of a confluent meander bend and implications for flow mixing. **Geomorphology**, v. 304, p. 99–112, mar. 2018.
- HORTON, Brian K.; DECELLES, Peter G. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. **Basin Research**, v. 13, p. 43–63, 2001.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geomorfologia**: Estado do Mato Grosso. IBGE/CISCEA (Projeto SIVAM). Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais - Diretoria de Geociências. Mapa escala 1:250:000. (http://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm) 2009.
- JOHNSON, K.K. **Flow structure of an asymmetric large river confluence**. Msc Thesis. University of Illinois at Urbana-Champaign, 2017.
- JUNK, W. J.; CUNHA, C. N. DE. Pantanal: a large South American wetland at a crossroads. **Ecological Engineering**, v. 24, n. 4, p. 391–401, abr. 2005.
- KENWORTHY, S. T.; RHOADS, B. L. Hydrologic control of spatial patterns of suspended sediment concentration at a stream confluence. **Journal of Hydrology**, v. 168, n. 1–4, p. 251–263, jun. 1995.
- KONSOER, K. M.; RHOADS, B. L. Spatial–temporal structure of mixing interface turbulence at two large river confluences. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 14, n. 5, p. 1043–1070, out. 2014.

- KUERTEN, S. *et al.* Sponge spicules indicate Holocene environmental changes on the Nabileque River floodplain, southern Pantanal, Brazil. **Journal of Paleolimnology**, v. 49, n. 2, p. 171–183, fev. 2013.
- KUERTEN, S.; ASSINE, M. L. O rio Paraguai no megaleque do Nabileque, sudoeste do Pantanal Mato-Grossense, MS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 642–653, 1 dez. 2011.
- KUERTEN, Sidney. **Evolução geomorfológica e mudanças ambientais no megaleque do Nabileque, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense**. 2010. 96 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2010.
- LANE, S. N. *et al.* Causes of rapid mixing at a junction of two large rivers: Río Paraná and Río Paraguay, Argentina. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. F2, 7 jun. 2008.
- LANE, S. N. *et al.* Secondary circulation cells in river channel confluences: measurement artefacts or coherent flow structures? **Hydrological Processes**, v. 14, n. 11–12, p. 2047–2071, 15 ago. 2000.
- LATOSINSKI, F. G. *et al.* Estimation of Concentration and Load of Suspended Bed Sediment in a Large River by Means of Acoustic Doppler Technology. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 140, n. 7, p. 04014023, jul. 2014.
- LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; NÓBREGA, M. T. DA. Produção e transporte da carga suspensa fluvial: teoria e método para rios de médio porte. **Boletim de Geografia**, v. 28, n. 1, 24 set. 2010.
- LELI, Isabel T., STEVAUX, José C., NOBREGA, Maria T. Produção e Transporte da Carga Suspensa Fluvial: Teoria e Método para Rios de Médio Porte. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 28, p. 43-58, 2010.
- MACEDO, H. D. A. *et al.* Mudanças paleo-hidrológicas na planície do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, 24 abr. 2014.
- MACEDO, H. DE A. *et al.* Calculating bedload transport in rivers: concepts, calculus routines and application. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, 1 out. 2017.
- MACEDO, Hudson Azevedo. **Evolução geomorfológica e dinâmica hidrossedimentar da planície fluvial Paraguai-Corumbá, Quaternário do Pantanal**. 2017. 193f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2017.
- MACEDO, Hudson Azevedo. **Geomorfologia e hidrossedimentologia da planície do rio Paraguai, da lagoa Vermelha à confluência do rio Miranda, Pantanal Mato-grossense**. 2013. 73 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2013.
- MARENGO, J. A. *et al.* Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833–852, mar. 2001.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.-M.; SUGUIO, K. Vibrotestemunhador leve: construção, utilização e potencialidades. **Revista do Instituto Geológico**, v. 16, n. 1–2, 1995.

- MARTÍN-VIDE, J. P. *et al.* Bedload transport in a river confluence. **Geomorphology**, v. 250, p. 15–28, dez. 2015.
- MCGLUE, M. M. *et al.* Lacustrine records of Holocene flood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brazil). **Quaternary Research**, v. 78, n. 02, p. 285–294, set. 2012.
- MEIRA, Fabiana Cristina. **Evolução geomorfológica da planície do rio Cuiabá, Pantanal Mato-grossense**. 2015. 154 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2015.
- MEIRA, F. C. *et al.* Compartimentação e evolução geomorfológica da planície do rio Cuiabá, Pantanal mato-grossense. **Revista Brasileira de Geomorfologia** vol. 20, n. 1, 2019.
- MENDES, D. **Geocronologia de formas deposicionais e evolução da planície interleques do rio Negro, Quaternário da bacia do Pantanal**. Tese - Rio Claro, SP: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2014.
- MERINO, E. R.; ASSINE, M. L.; PUPIM, F. D. N. Estilos fluviais e evidências de mudanças ambientais na planície do rio Miranda, Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, 21 mar. 2014.
- MERINO, Eder R. **Caracterização geomorfológica do sistema deposicional do rio Miranda (borda sul do Pantanal mato-grossense, MS) com base em dados orbitais**. 2011. 71f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2011.
- MERINO, Eder R. **Evolução geomorfológica e mudanças paleo-hidrológicas na porção sul do Pantanal: a planície interleques do rio Negro e leques fluviais coalescentes**. 2016. 110f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2016.
- MIALL, Andrew D. **Fluvial Sedimentology**. Calgary: Geological Survey of Canada, 1978.
- MORAIS, E. S. DE *et al.* Floodplain evolution in a confluence zone: Paraná and Ivaí rivers, Brazil. **Geomorphology**, v. 257, p. 1–9, mar. 2016.
- MOSLEY, M. P. An Experimental Study of Channel Confluences. **The Journal of Geology**, v. 84, n. 5, p. 535–562, set. 1976.
- MUELLER, David *et al.* **Measuring discharge with acoustic Doppler current profilers from a moving boat**. Washington, D.C.: U.S. Department of Interior, 2013, 95 p.
- MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, n. 1, p. 57–73, fev. 2000.
- NICHOLS, G. J.; FISHER, J. A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Sedimentary Geology**, v. 195, n. 1–2, p. 75–90, fev. 2007.
- NOBRE, P.; SRUKLA, J. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464–2479, out. 1996.

- OBERG, K.; MUELLER, D. S. Validation of Streamflow Measurements Made with Acoustic Doppler Current Profilers. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 12, p. 1421–1432, dez. 2007.
- OLARIU, C.; BHATTACHARYA, J. P. Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of River-Dominated Delta Systems. **Journal of Sedimentary Research**, v. 76, n. 2, p. 212–233, 1 fev. 2006.
- OLIVEIRA, E. J. **Reconstrução da paisagem pantaneira da região de Poconé durante o Holoceno**. 2017 30f. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá, MT, 2017.
- PADOVANI, C. R.; PONTARA, R. C.; PEREIRA, J. G. Mudanças recentes de leito no baixo curso do rio Taquari, no Pantanal mato-grossense. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 49, p. 33–38, 2001.
- PADOVANI, C. R. **Dinâmica espaço-temporal das inundações do Pantanal**. Tese—Piracicaba: Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” - Universidade de São Paulo, 2010.
- PADOVANI, Carlos Roberto. **Dinâmica espaço-temporal das inundações no Pantanal**. 2010. 175 f. Tese (Doutorado em Ecologia Aplicada) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.
- PAES, Renato José. **Dinâmica sedimentar e hidrológica na confluência do rio Ivaí com o rio Paraná, município de Icaraíma- PR**. 2007. 53f. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental), Universidade de Guarulhos, Guarulhos, 2007.
- PARSONS, D. R. *et al.* Form roughness and the absence of secondary flow in a large confluence–difffluence, Rio Paraná, Argentina. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 1, p. 155–162, jan. 2007.
- PARSONS, D. R. *et al.* Velocity Mapping Toolbox (VMT): a processing and visualization suite for moving-vessel ADCP measurements. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 11, p. 1244–1260, 15 set. 2013.
- PAZ, A. R. DA *et al.* Large-scale modelling of channel flow and floodplain inundation dynamics and its application to the Pantanal (Brazil). **Hydrological Processes**, v. 25, n. 9, p. 1498–1516, 30 abr. 2011.
- PUPIM, F. DO N.; ASSINE, M. L.; SAWAKUCHI, A. O. Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: Channel patterns and paleoenvironmental changes. **Quaternary International**, v. 438, p. 108–125, maio 2017.
- PUPIM, Fabiano do Nascimento. **Geomorfologia e paleo-hidrologia dos megaleques dos rios Cuiabá e São Lourenço, Quaternário da bacia do Pantanal**. 2014. 119f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2014.
- RAMONELL, C. G. **Geología y geomorfología de la laguna Setúbal y su entorno (Santa Fe, Argentina)**. 2005. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas. Dep de Geología, Fac de Cs Físico-Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis, San Luis, Argentina, 2005.

- RANNIE, William F. The Portage La Prairie "Floodplain Fan". In: RACHOCKI, Andrzej; CHURCH, Michael (Eds.), **Alluvial Fans: a Field Approach**. Chichester: Wiley, 1990, p 179-193.
- RHOADS, B. L.; JOHNSON, K. K. Three-dimensional flow structure, morphodynamics, suspended sediment, and thermal mixing at an asymmetrical river confluence of a straight tributary and curving main channel. **Geomorphology**, v. 323, p. 51–69, dez. 2018.
- RHOADS, B. L.; KENWORTHY, S. T. Flow structure at an asymmetrical stream confluence. **Geomorphology**, v. 11, n. 4, p. 273–293, mar. 1995.
- RHOADS, B. L.; KENWORTHY, S. T. Time-averaged flow structure in the central region of a stream confluence. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 23, n. 2, p. 171–191, fev. 1998.
- RHOADS, B. L.; RILEY, J. D.; MAYER, D. R. Response of bed morphology and bed material texture to hydrological conditions at an asymmetrical stream confluence. **Geomorphology**, v. 109, n. 3–4, p. 161–173, ago. 2009a.
- RHOADS, B. L.; RILEY, J. D.; MAYER, D. R. Response of bed morphology and bed material texture to hydrological conditions at an asymmetrical stream confluence. **Geomorphology**, v. 109, n. 3–4, p. 161–173, ago. 2009b.
- RICCOMINI, Claudio; COIMBRA, Armando M. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. **Boletim IG-USP. Série Didática**, São Paulo, v. 6, p. 01-37, 1993.
- RILEY, J. D. *et al.* Influence of junction angle on three-dimensional flow structure and bed morphology at confluent meander bends during different hydrological conditions. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, n. 2, p. 252–271, fev. 2015a.
- RILEY, J. D.; RHOADS, B. L. Flow structure and channel morphology at a natural confluent meander bend. **Geomorphology**, v. 163–164, p. 84–98, ago. 2012.
- ROBERTS, M. **Flow dynamics at open channel confluent-meander bends**. Thesis—Leeds, England: University of Leeds, 2004.
- ROBERTS, M.V.T. **Flow dynamics at open channel confluent-meander bends**, PhD Thesis. University of Leeds, 2004.
- ROZOVSKII, I.L., Flow of Water in Bends of Open Channels. **Academy of Sciences of the Ukrainian SSR**: Kiev [Traduzido do Russo pelo Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1961], 1957.
- SANTOS, M.; STEVAUX, J. Facies and architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Parana river. **Quaternary International**, v. 72, n. 1, p. 87–94, out. 2000.
- SANTOS, V. C.; STEVAUX, J. C. Processos fluviais e morfologia em confluências de canais: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 1, 31 mar. 2017.
- SANTOS, Vanessa Cristina dos. **Ambientes de confluência no contexto da rede de drenagem: exemplo da bacia hidrográfico do rio Ivaí – estado do Paraná**. 2015. 458 f. Tese (doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2015.
- SANTOS, Vanessa Cristina dos. **Ambientes de confluência no contexto da rede de drenagem: exemplo da bacia hidrográfico do rio Ivaí – estado do Paraná**. 2015. 458 f. Tese (doutorado

- em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2015.
- SILVA, R.C.V.; WILSON, G. **Hidráulica Fluvial**. Rio de Janeiro: COPFE/UFRJ. 2005, 256p.
- SIMONS, D. B.; ŞENTÜRK, F. **Sediment transport technology: water and sediment dynamics**. Rev. ed ed. Littleton, Colo., USA: Water Resources Publications, 1992.
- SOARES, Emilio Alberto A. **Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas**. 2007. 205f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.
- SOUZA FILHO, Edward Elias de. **Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná em Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR)**. 1993, 214 f. Tese (doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1993.
- STEVAUX, J.C.; LATRUBESSE, E. **Geomorfologia Fluvial**. Oficina de Textos: São Paulo, 2017, 336p.
- STEVAUX, J. C. *et al.* Flow structure and dynamics in large tropical river confluence: example of the Ivaí and Paraná rivers, Southern Brazil. **Geociências**, São Paulo, v. 28, p. 1-13, 2009a.
- STEVAUX, José C. *et al.* Morphodynamics in the Confluence of large regulated Rivers: the case of Paraná and Paranapanema Rivers. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**, v. 16, n. 2, p. 101-109, 2009b.
- STEVAUX *et al.* Changing fluvial styles and backwater flooding along the Upper Paraguay River plains in the Brazilian Pantanal wetland. **Geomorphology** (no prelo).
- STUIVER, M., REIMER, P.J., AND REIMER, R.W. CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2018-1-11.
- SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Edgard Blücher, 2007.
- SUI, B.; HUANG, S. Numerical analysis of flow separation zone in a confluent meander bend channel. **Journal of Hydrodynamics, Ser. B**, v. 29, n. 4, p. 716–723, ago. 2017.
- SYVITSKI, J. P. M. *et al.* Floods, floodplains, delta plains — A satellite imaging approach. **Sedimentary Geology**, v. 267–268, p. 1–14, ago. 2012.
- SZUPIANY, R. N. *et al.* Comparison of Fixed- and Moving-Vessel Flow Measurements with an aDp in a Large River. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 12, p. 1299–1309, dez. 2007.
- SZUPIANY, R. N. *et al.* Morphology, flow structure, and suspended bed sediment transport at two large braid-bar confluences: LARGE CONFLUENCE MORPHOLOGY AND FLOW STRUCTURE. **Water Resources Research**, v. 45, n. 5, maio 2009.
- TURRA, T.; MARQUES, V.; STEVAUX, J. Confluence Bar of the São Pedro Brook in the Paraná River: Genesis and Environmental Importance. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 19, n. 1, 14 ago. 2011.
- UMAR, M.; RHOADS, B. L.; GREENBERG, J. A. Use of multispectral satellite remote sensing to assess mixing of suspended sediment downstream of large river confluences. **Journal of Hydrology**, v. 556, p. 325–338, jan. 2018.

- USSAMI, Naomi; SHIRAIWA, Shozo; DOMINGUEZ, José M. L. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: the Pantanal wetland, SW Brazil. **Tectonics**, v. 18, n. 1, p. 25-39, 1999.
- RIJN, L. C. V. Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 110, n. 10, p. 1431–1456, out. 1984.
- VOGEL, J. S. *et al.* Performance of catalytically condensed carbon for use in accelerator mass spectrometry. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms**, v. 5, n. 2, p. 289–293, nov. 1984.
- WANG, X. *et al.* Experimental study on flow behavior at open channel confluences. **Frontiers of Architecture and Civil Engineering in China**, v. 1, n. 2, p. 211–216, maio 2007.
- WARREN, Lucas V. *et al.* Underneath the Pantanal wetland: a deep-time history of Gondwana assembly, climate change, and the dawn of metazoan life. In: BERGIER, I.; ASSINE, M.L. (Org.). **Dynamics of the Pantanal wetland in South America**. New York: Springer, 2016, p. 83-110.
- WHITNEY, B. S. *et al.* A 45kyr palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South America. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 307, n. 1–4, p. 177–192, jul. 2011.
- WINTLE, A. G.; MURRAY, A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation Measurements**, v. 41, n. 4, p. 369–391, abr. 2006.
- ZANI, H.; ASSINE, M. L. Paleocanais no megaleque do rio Taquari: mapeamento e significado geomorfológico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 1, p. 37–43, 1 mar. 2011.
- ZANI, H.; ASSINE, M. L.; MCGLUE, M. M. Remote sensing analysis of depositional landforms in alluvial settings: Method development and application to the Taquari megafan, Pantanal (Brazil). **Geomorphology**, v. 161–162, p. 82–92, ago. 2012.
- ZANI, Hiran *et al.* Redes de Drenagem Distributária e Formas Depositionais no Megaleque do Taquari, Pantanal Mato-Grossense. Uma Análise Baseada no Processamento de Dados SRTM. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. São Paulo, v. 10, n. 2, p.23-28, 2009.
- ZERVAS, D. *et al.* SedLog: A shareware program for drawing graphic logs and log data manipulation. **Computers & Geosciences**, v. 35, n. 10, p. 2151–2159, out. 2009.
- ZINGER, J. A. *et al.* Flow structure and channel morphodynamics of meander bend chute cutoffs: A case study of the Wabash River, USA: MORPHODYNAMICS OF MEANDER BEND CHUTE CUTOFFS. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 118, n. 4, p. 2468–2487, dez. 2013.