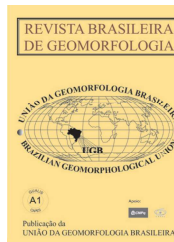


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 20, nº 1 (2019)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i1.1444>



COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLANÍCIE DO RIO CUIABÁ, PANTANAL MATO-GROSSENSE

COMPARTMENTALIZATION AND GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE CUIABÁ RIVER FLOODPLAIN, MATO GROSSO, PANTANAL

Fabiana Cristina Meira

*Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho"
Av. 24 A, 1515, Rio Claro, São Paulo. CEP: 13506-900. Brasil
E-mail: fabianacz@yahoo.com.br*

José Cândido Stevaux

*Universidade Federal do Mato Grosso do Sul
Campus de Três Lagoas. Av. Ranulfo Marques Leal, 3220 - Distrito Industrial, Três Lagoas, MS, CEP: 79610-100. Brasil
E-mail: josecstevaux@gmail.com*

Pablo Vidal Torrado

*Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo
Av Pádua Dias 11, Piracicaba, São Paulo. CEP: 13418-900. Brasil
E-mail: pvidal@usp.br*

Mario Luís Assine

*Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho"
Av. 24 A, 1515, Rio Claro, São Paulo. CEP: 13506-900. Brasil
E-mail: mario.assine@unesp.br*

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):
02/06/2018
Aceito (Accepted):
03/09/2018

Palavras-chave:

Geomorfologia; Geocronologia;
Pantanal; Planície Fluvial.

Keywords:

Morphotectonic; Litho-
Structure; Remote Sensing.

Resumo:

A bacia do rio Cuiabá, situada no estado do Mato Grosso, drena uma área aproximada de 36.000 km². Ao adentrar no Pantanal Mato-Grossense, o rio Cuiabá passa a depositar os sedimentos transportados do planalto formando um complexo de planícies e configurando um extenso megaleque fluvial com área de 14.580 km². O trecho estudado abrange uma planície confinada com 1.850 km² e está inserido no setor proximal deste megaleque, tratada aqui como planície confinada, uma vez que se encontra entre terrenos mais elevados. Este trabalho teve como meta compreender a evolução da planície em questão, a partir de sua compartimentação geomorfológica. A planície do rio Cuiabá foi compartimentada em sete unidades: 1) Planície de Meandros com Controle Estrutural (PMCE); 2) Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo (CMCA); 3) Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno (CMCM); 4) Planície de Sistema Anabranching Antigo (PSAA); 5) Planície de Sistema Anabranching com Lagoas de Rompimento (PSALR); 6) Planície de Sistema Anabranching com Controle Lito-Estrutural (PSACLE); 7) Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo (PASSAA). Os

depósitos dessas unidades variaram de argila a areia grossa com cascalho. Em alguns compartimentos ocorrem camadas litoplínticas significativamente extensas. Datações por ^{14}C e LOE informaram idades entre ^{14}C 8.710 ± 30 anos cal. AP e LOE 260 ± 30 anos AP. No início do Holoceno, o rio Cuiabá possuía padrão de canal meandrante em toda a sua extensão. A partir de 8.710 anos AP ocorreram avulsões que provocaram a migração do sistema para SW e o sistema fluvial adquiriu padrão *anabanching*. Por volta de 5.530 anos AP, devido à baixa taxa de sedimentação, a planície sofreu pedogênese com posterior desenvolvimento de camada litoplíntica que se estende por vários compartimentos, em especial, aqueles no setor onde o rio possui padrão *anabanching*, onde a gênese de camadas litoplínticas está ligada a *deficit* hídrico. O posicionamento atual do canal principal do rio Cuiabá data de aproximadamente 2.250 anos AP. As análises associadas ao levantamento bibliográfico apontam para uma mudança climática de úmido para seco, por volta de 5.000 anos AP, coincidindo com a idade da camada litoplíntica; entretanto observa-se a mudança do padrão fluvial de meandrante para *anabanching* iniciando em torno de 8.710 AP, concluindo que não há relação com a mudança climática. Atualmente o rio continua com padrão *anabanching* em evolução e avançando para um setor no qual a camada litoplíntica encontra-se fraturada, condicionando o traçado do rio e funcionando como nível de base local.

Abstract:

The Cuiabá River watershed, located in the state of Mato Grosso, drains an area of approximately 36,000 km². When it enters the Pantanal area in Mato Grosso, the Cuiabá river starts depositing the sediments transported from its plateau, forming a complex of plains and setting up an extensive fluvial megafan with an area of 14,580 km². This study comprises a confined plain with 1.850 km² which is inserted in the proximal section of that megafan, henceforth called 'contained plain', since it is located among higher terrains. This work intended to understand the evolution of this plain based on its geomorphological compartmentation. The plain of the Cuiabá river was compartmentalized into seven units: 1) Meanders Plain with Structural Control (PMCE); 2) Belt Meanders Old Cuiabá (ADCC); 3) Belt Meanders Cuiaba Modern (CMCM) 4) System Plain Old Anabanching (PSAA); 5) System Plain Anabanching with Disruption of Ponds (PSALR); 6) System Plain Anabanching with Control Lito-Structural (PSACLE); 7) Current Plain Superimposed on Anabanching Old System (PASSAA). The deposits of these units ranged from clay to coarse sand with gravel. In some compartments there were significantly extended litoplíntic layers. Datings for ^{14}C and LOE reported ages between ^{14}C $8,710 \pm 30$ cal years BP and LOE 260 ± 30 years BP. At the beginning of the Holocene, the Cuiabá River had a meandering channel pattern on its whole extension. From 8,710 years BP avulsions occurred and caused the system migration to SW, and the fluvial system acquired an anabanching pattern. Around 5,530 years BP, due to the low sedimentation rate, the plain suffered pedogenesis with the posterior development of a litoplíntic layer which spreads itself into multiple compartments, especially those in the sector where the river has got the anabanching pattern, the genesis of litoplíntic layers is linked to water deficit. The current position of the main channel of the Cuiabá river dates from about 2,250 years BP. The analysis's results, associated with bibliographical researches, point to a climate change, from humid to dry, that occurred around 5,000 years BP, coinciding with the age of that litoplíntic layer; however, we can observe that the change of the river pattern from meandering to anabanching started around 8710 years BP, showing that there is no relationship between those two changes. Currently the river keeps an anabanching pattern, evolving and moving towards a sector in which the litoplíntic layer is broken, affecting the layout of the river and functioning as the local base level.

Introdução

O Pantanal Mato-Grossense é uma depressão tectônica com sedimentação ativa cuja atividade remonta ao Plio-Pleistoceno (Almeida, 1964). Todo o pacote sedimentar é depositado discordantemente sobre metassedimentos da Faixa Paraguai e sobre o *cráton*

Amazônico e possui uma tendência geral de afinamento textural para o topo (SHIRAIWA, 1994).

Com área de 138.183 km², é uma das maiores planícies inundáveis do mundo, constituindo um mosaico de ambientes deposicionais, sustentando uma grande biodiversidade sendo reconhecido pela UNESCO como

Reserva da Biosfera Mundial em 2000. Os sedimentos são depositados na forma de extensos megaleques fluviais, que recebem o nome dos rios principais que os constroem. Neste sentido, destaca-se o megaleque do rio Paraguai, que é o rio tronco, coletor das águas de toda a bacia hidrográfica, podendo ser considerado o nível de base regional para todo o pantanal (ZANI *et al.*, 2009). Os outros sistemas deposicionais importantes são os megaleques dos rios Cuiabá, São Lourenço, Taquari, Taboco, Aquidauana e Nabileque. Esses sistemas deposicionais guardam testemunhos das oscilações climáticas ocorridas no Quaternário, constituindo, dessa forma, um importante registro para a compreensão das mudanças climáticas passadas, cuja reconstituição pode colaborar com prognósticos para mudanças climáticas futuras (BEIRIGO, 2009, 2011 e 2013; NASCIMENTO, 2012; NASCIMENTO *et al.*, 2013).

Os megaleques do Pantanal Mato-Grossense vêm sendo estudados há várias décadas (BRAUN, 1977; AB'SABER, 1988) e tem sido crescente o número de publicações que enfatizam os processos relacionados à sua gênese, principalmente considerando causas climáticas (ASSINE & SOARES, 2004; ASSINE *et al.*, 2005; ZANI, 2008; ZANI e ASSINE, 2009; ZANI *et al.*, 2009; ASSINE & SILVA, 2009; SILVA, 2010; KUERTEN, 2010; CORRADINI, 2011; KUERTEN & ASSINE, 2011; MERINO, 2011; ZANI e ASSINE, 2011; CORRADINI & ASSINE, 2012; PUPIM *et al.*, 2012; PUPIM, 2014; PUPIM *et al.* 2017; KUERTEN *et al.*, 2013; MERINO *et al.*, 2013; MACEDO *et al.*, 2014). Outros estudos vêm colaborando para a compreensão da evolução geológica e geomorfológica dos megaleques fluviais do Pantanal como, por exemplo, os trabalhos de geofísica e tectônica de Almeida (1964), Shiraiwa (1994), Ussami *et al.*, (1999), Alvarenga *et al.* (2000), Shiraiwa e Ussami (2001) e Fisseha (2003). Adicionalmente, os estudos relacionados à gênese e evolução de solos do Pantanal Mato-Grossense podem acrescentar informações que colaboram para a compreensão da influência de mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário. Nesse sentido, destacam-se os trabalhos realizados ao Norte, na sub-região de Barão do Melgaço pela equipe coordenada por Vidal Torrado (ESALQ/USP), (BEIRIGO, 2009, 2011 e 2013; NASCIMENTO, 2012; NASCIMENTO *et al.*, 2013), na sub-região de Poconé (CORINGA *et al.*, 2012) e no sul, na sub-região da Nhecolândia (BARBIÉRO *et al.*, 2002, 2008).

A bacia do rio Cuiabá, situada no estado do Mato

Grosso, drena uma área aproximada de 36.000 km² (ANA - Agência Nacional das Águas). Essa bacia hidrográfica apresenta duas características distintas ao longo do seu percurso. Inicialmente o rio Cuiabá percorre uma superfície de erosão (superfícies aplainadas) comportando-se como um rio de planalto, controlado pela estrutura geológica, com algumas nascentes a 500 m de altitude (CHIARANDA *et al.*, 2016). Ao adentrar no Pantanal Mato-Grossense passa a fazer parte de um sistema deposicional, cujas altitudes variam de 150 m a 90 m. Nessas condições o rio passa a depositar os sedimentos transportados do planalto formando um complexo de planícies e configurando um extenso megaleque fluvial de baixo gradiente topográfico, cerca de 0,16 m/km (MIALL, 1996; HARVEY, 2002; ASSINE, 2010).

Este trabalho apresenta a evolução geocronológica da planície do rio Cuiabá a partir da compartimentação das unidades geomorfológicas, análise de fácies e datação de seus depósitos sedimentares. O trecho estudado está situado no terço inicial do megaleque do rio Cuiabá, abrangendo uma extensão de 1.850 km² (Figura 1). Este trecho apresenta-se confinado entre terraços do rio Cuiabá, à direita e a borda do megaleque do rio São Lourenço, à esquerda, formando uma extensa unidade de planície fluvial confinada.

Meios e Métodos

O estudo e compartimentação geomorfológica da planície do rio Cuiabá foram realizados com base na análise e cruzamento de informações de diversos produtos de sensoriamento remoto, tais como: a) imagens do sensor TM/Landsat 5 de diferentes datas do ano de 2011, as quais foram processadas por análise de Componentes Principais, importantes na visualização de zonas homólogas de acordo com a metodologia descrita por Zapparoli e Riedel (2012); b) imagens multi-espectrais SPOT do ano de 2006 que foram úteis na vetorização de feições geomorfológicas de maior detalhe como drenagem, paleocanais, lagoas e *crevasse splays*; c) Mosaico GeoCover Landsat-7 (Cerca 2000) que auxiliou na interpretação visual das zonas homólogas; e d) MDT (Modelo de Elevação Digital) SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), utilizado como base para gerar superfície de tendência e resíduos, na elaboração de perfil longitudinal do rio e perfis transversais ao longo do canal principal (rio Cuiabá), produtos úteis na interpretação da hierarquia cronológica dos paleocanais.

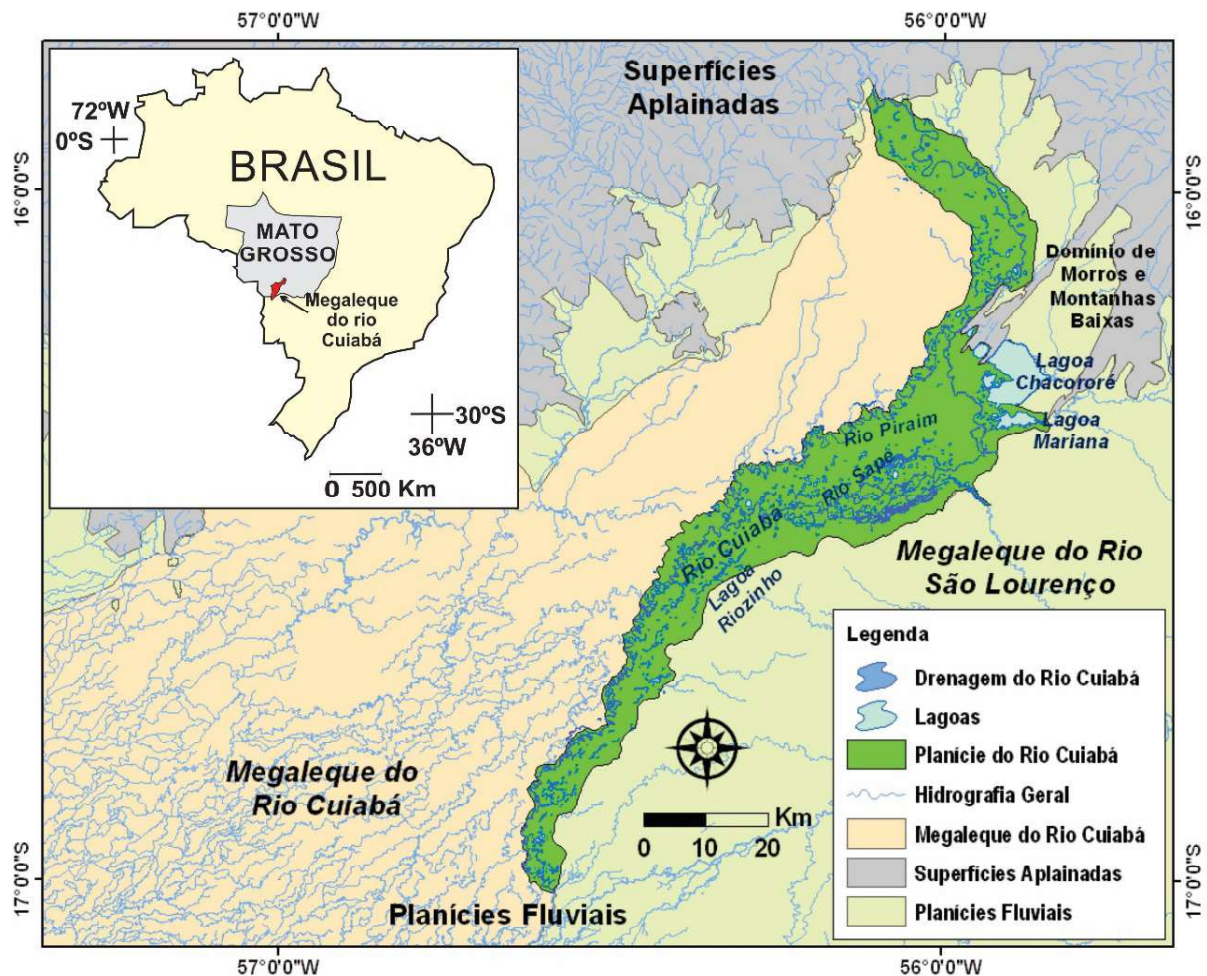


Figura 1 - Localização da área do estudo correspondente à planície de inundação do rio Cuiabá, extremo Sul do Estado do Mato Grosso.

A interpretação dos compartimentos e dos processos geomorfológicos se baseou no reconhecimento de padrões de canal, morfometria da planície, morfologia das lagoas, distribuição de rompimentos de diques (*crevasses*), orientação e densidade de paleocanais, distribuição de solos e de vegetação, descrições sedimentológicas e datações.

Foram realizadas 5 campanhas de campo entre 2011 e 2013. A primeira teve o objetivo de reconhecer a área de estudo através de um sobrevoo (março de 2011). A segunda campanha, que teve duração de 15 dias (setembro de 2011), foi realizada dentro da RPPN (Reserva Particular do Patrimônio Natural) SESC Pantanal, e teve como objetivo reconhecer as feições geomorfológicas, a realização de tradagens, bem como abertura de trincheiras para análise morfológica de solos conforme Santos *et al.* (2005) e coleta de material para posteriores análises em laboratório como datações, análises químicas e físicas.

Em setembro de 2012 e outubro de 2013 foram realizadas perfurações com vibro-testemunhador (tipo

vibro-core), descrições sedimentológicas de perfis de barrancos expostos em todo o trecho estudado e coleta de material para análises químicas, físicas e datações.

Nas sondagens de campo realizadas por meio da técnica de vibro-testemunhador (*vibro core*), foram utilizados tubos de alumínio de 6 m de comprimento e 3" (76 mm) de diâmetro, acoplados em mangote vibrador por braçadeiras e conectados a um motor estacionário de 4 tempos, que transmite uma força vibratória ao tubo facilitando a perfuração do terreno. A retirada do tubo foi realizada com talha manual acoplada a uma armação de madeira que funcionou como suporte. O procedimento de abertura dos tubos ocorreu em laboratório com a utilização de uma esmerilhadeira angular 4 1/2 - GWS 6-115 – Bosch, em ambiente sem presença de luz, sendo utilizada luz LED vermelha para a retirada de sedimentos para datação pelo método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Em seguida, foram realizadas as descrições das características sedimentológicas.

Os testemunhos dos barrancos foram coletados de acordo com as fácies sedimentares e paleossolos encontrados, dos quais foram escolhidas camadas arenosas, com o objetivo de datar os grãos de quartzo por LOE. Tais amostras não podem receber a luz solar, e assim sendo, foram coletadas com tubos de PVC opacos ou de alumínio que foram fincados utilizando marreta, retirados e tampadas as suas extremidades. As datações pelo método LOE foram realizadas pelo laboratório Datação, LTDA.

As datações por ^{14}C (MAS) foram feitas em depósitos que continham quantidade significativa de matéria orgânica para utilização do método. Essas datações foram realizadas por Beta Analyte Testing Laboratory, Miami, Florida, USA.

As análises de $\delta^{13}\text{C}$, que determinam a composição isotópica e o teor de carbono orgânico total (COT) do material estudado e que servem para aferir os dados de datações, além de identificar o tipo de vegetação presente nos sedimentos, foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis – CENA/USP, em um espectrômetro de massa acoplado a um analisador elementar ANCA SL, Europa Scientific. Os resultados de COT foram expressos em gramas por quilograma (g. Kg^{-1}) de peso seco e os da composição isotópica são apresentados em unidade de δ (‰), determinada em relação ao padrão internacional PDB e referem-se à média de duas determinações, com precisão aproximada de 0,2‰ ($\delta^{13}\text{C} = (\text{RAmostra} - \text{RPDB}) / \text{RPDB} * 1000$, onde $R = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ para razão isotópica do carbono).

As análises químicas, utilizadas para caracterizar os solos e sedimentos, foram realizadas nos laboratórios destinados à pesquisa do Departamento de Ciência do Solo da ESALQ/USP de acordo com os métodos descritos no manual de métodos de análise de solo (EMBRAPA, 1997).

As análises granulométricas foram realizadas no laboratório de sedimentologia e pedologia do Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente da Universidade Estadual de Maringá (GEMA/UEM). As análises granulométricas das frações finas (argila e silte) dos solos e sedimentos foram realizadas pelo método da pipeta (USDA, 1996), enquanto as granulométricas das frações mais grossas (areia e cascalho) foram analisadas de acordo com Suguio (1973).

Compartimentação Geocronológica

A planície fluvial do rio Cuiabá foi compartimentada em sete unidades (Figura 2): 1) Planície de

Meandros com Controle Estrutural (PMCE); 2) Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo (CMCA); 3) Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno (CMCM); 4) Planície de Sistema Anabranching Antigo (PSAA); 5) Planície de Sistema Anabranching com Lagoas de Rompimento (PSALR); 6) Planície de Sistema Anabranching com Controle Lito-Estrutural (PSACLE); 7) Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo (PASSAA).

As litologias variaram de argila a areia grossa com cascalho, predominando a fração arenosa. Em alguns compartimentos ocorrem camadas litoplínticas significativamente extensas. Todas as idades obtidas por datação (LOE e ^{14}C) abrangem o Holoceno, sendo que a mais antiga apresentou idade de ^{14}C 8.710 ± 30 anos cal. AP e a mais recente com cerca de LOE 260 ± 30 anos (Tabela 1).

Este compartimento abrange o trecho norte da planície fluvial confinada, limita-se a noroeste com terrenos cristalinos do Grupo Cuiabá e leques aluviais formados na borda das escarpas dos planaltos. Fazem parte desse compartimento as lagoas de Chacororé e Mariana (Figura 2). Essas lagoas represam água de afluentes advindos dos planaltos situados a Nordeste e também advindos do rio Cuiabá. Próximo à lagoa Chacororé, devido à presença de serras orientadas na direção NE, acontece uma deflexão de 90° para SW no canal do rio Cuiabá. Neste trecho o canal tende a retilíneo devido ao controle estrutural (figura 2).

A “Planície de Meandros com Controle Estrutural” (PMCE) é representada por dois perfis sedimentares, pontos 2 e 3 (Figura 3). O perfil 2 apresenta depósitos de planície (argilo-siltosos) intercalados com depósitos de areia fina com *ripples* (depósitos de dique marginal), apresentando plintita a partir da profundidade de 3,5 m. O perfil 3 apresenta depósitos de planície com lentes de areia fina entre as profundidades de 1 e 2,5 m, imediatamente abaixo ocorre um depósito delgado de material orgânico (resto de plantas), com idade de aproximadamente ^{14}C 370 ± 25 anos cal. AP (Tabela 1) seguido de depósito de dique e canal a partir da profundidade de 3,5 m. O depósito de canal apresenta nodulações e cimentação por óxidos de Ferro configurando uma camada maciça e impermeável. De modo geral esse compartimento está limitado pelos componentes estruturais do relevo, condicionando o rio a um estilo retilíneo. O índice de sinuosidade é baixo, em torno de 1,2 e o gradiente topográfico desse segmento está em torno de 0,22 m/km. A ocorrência de barras laterais é baixa, ocorrendo barras em pontal (*point bars*) incipientes.

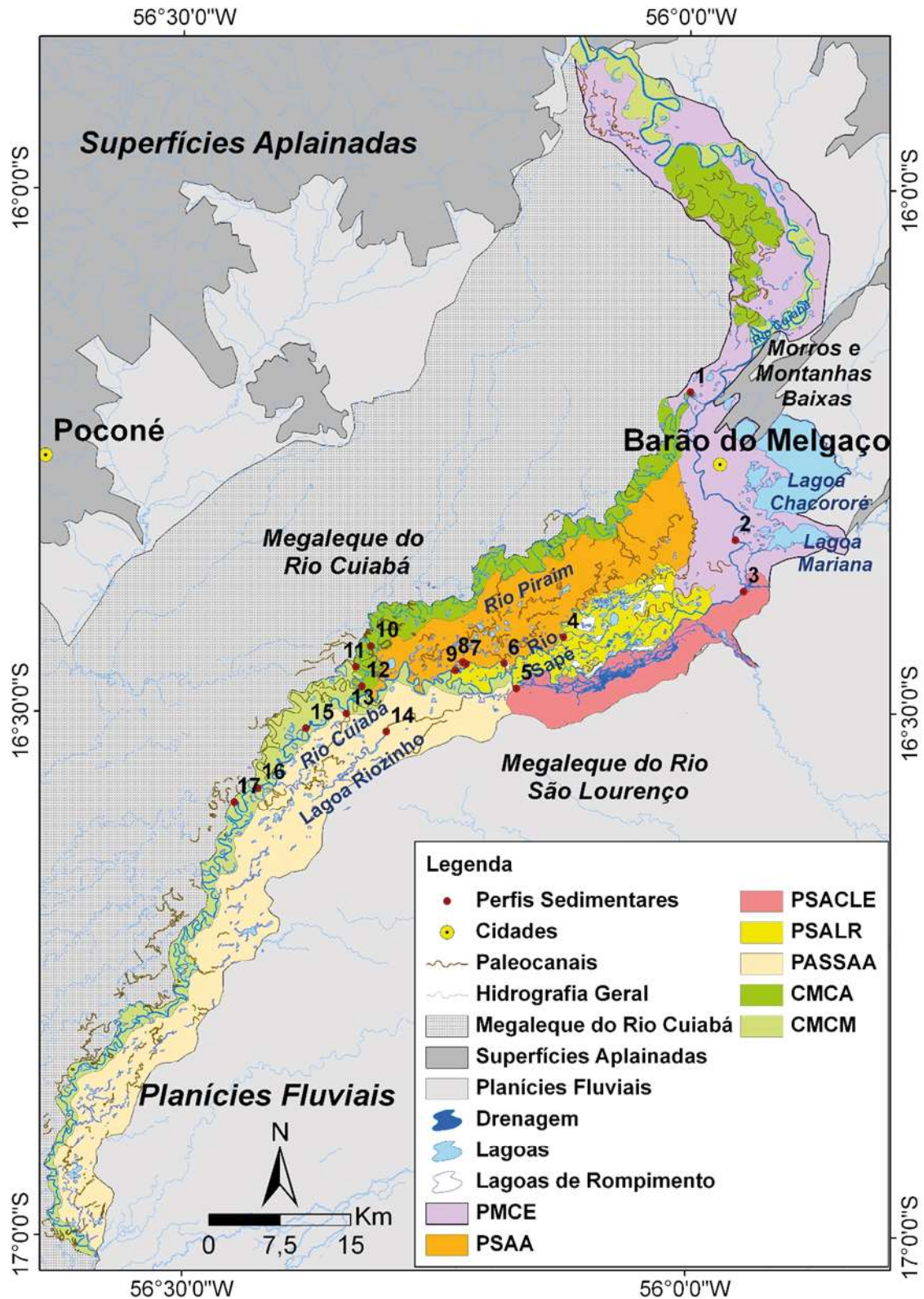


Figura 2 - Compartimentação geomorfológica da planície do rio Cuiabá – Planície de Meandros com Controle Estrutural (PMCE); Planície de Sistema Anabranching Antigo (PSAA); Planície de Sistema Anabranching com Controle Lito-Estrutural (PSACLE); Planície de Sistema Anabranching com Lagoas de Rompimento (PSALR); Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo (PASSAA); Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo (CMCA); Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno (CMCM). Datum WGS 1984; bases: Imagens Spot (2006), Mosaico Geocover (2000), Mapa de Geodiversidade de Mato Grosso (CPRM), dados SRTM e Mapa Geológico (IBGE).

Tabela 1: Compartimentos geomorfológicos e datações

COMPARTIMENTO	PONTO	PROF. (CM)	OBSERVAÇÕES	IDADE
1) Planície de Meandros com Controle Estrutural (PMCE)	3 (¹⁴ C)	200	Meandro - Terço superior próximo da lagoa Chacororé, turfa delgada sobre litoplinita Material datado: resto de plantas $\delta^{13}\text{C} = -18,3$ (arbustiva)	370 ± 25
2) Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo (CMCA)	1 (¹⁴ C)	180	Desembocadura Cuiabá/cabeceira do Piraim Material datado: argila com MO $\delta^{13}\text{C} = -15,3$ (gramíneas)	4.690 ± 30
	10 (LOE)	445	Piraim - Antigo canal do Cuiabá Textura: areia média a grossa na base com granodecrescência ascendente.	8.400 ± 1.350
	12 (LOE)	50	Barra lateral vegetada conectada ao ponto 12, formando planície atual do rio Piraim Textura: areia fina a muito fina e argila.	260 ± 30
3) Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno (CMCM)	13(¹⁴ C)	250	Meandro - Terço inferior Textura: argila Material datado: resto de plantas $\delta^{13}\text{C} = -17,6$ (gramíneas)	2.250 ± 20
	16 (LOE)	160	Meandro - Terço inferior Textura: areia fina	6.300 ± 860
	17 (LOE)	220	Meandro - Terço inferior Textura: areia fina e argila	750 ± 120
	17 (LOE)	325	Meandro - Terço inferior Textura: areia média a fina	1.650 ± 250
4) Planície de Sistema Anabranching Antigo (PSAA)	8 (LOE)	90	Anabranching (barranco) Textura: argila, areia muito fina e matéria orgânica	3.700 ± 570
	8 (¹⁴ C)	140	Anabranching (barranco) Textura: areia média Material datado: resto de plantas $\delta^{13}\text{C} = -25,5$ (arbórea)	8.710 ± 30
5) Planície de Sistema Anabranching com Lagoas de Rompimento (PSALR)	7 (LOE)	60	Anabranching (barranco) Textura: areia fina e argila	5.340 ± 730
	6 (¹⁴ C)	250	Anabranching (barranco) Textura: argila Material datado: argila com MO $\delta^{13}\text{C} = -17,5$ (gramíneas)	3.220 ± 25
	4 (¹⁴ C)	120	Anabranching (barranco) Textura: areia fina e argila com concentração de sódio e nódulos de petroplintita Material datado: nódulos $\delta^{13}\text{C} = -22,6$ (arbórea)	5.040 ± 25
6) Planície de Sistema Anabranching com Controle Lito-Estrutural (PSACLE)	18 (¹⁴ C)	Leito do rio	Petroplintita (assoalho do rio) Textura: areia fina a média cimentada por óxido de ferro Material datado: nódulos $\delta^{13}\text{C} = -20,5$ (arbórea)	5.530 ± 30
	5 (¹⁴ C)	250	Acima da petroplintita Textura: argila, areia muito fina, nódulos de plintita e petroplintita Material datado: nódulos $\delta^{13}\text{C} = -19,3$ (arbustiva)	4.520 ± 30
7) Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo (PASSAA)	14 (¹⁴ C)	150	Planície - Terço inferior Textura: argila e areia fina Material datado: argila com MO $\delta^{13}\text{C} = -19,03$ (arbustiva)	4.300 ± 90
	14 (¹⁴ C)	350	Planície - Terço inferior Textura: areia grossa a média Material datado: nódulos $\delta^{13}\text{C} = -15,6$ (gramíneas)	8.540 ± 50

Planície de Meandros com Controle Estrutural (PMCE)

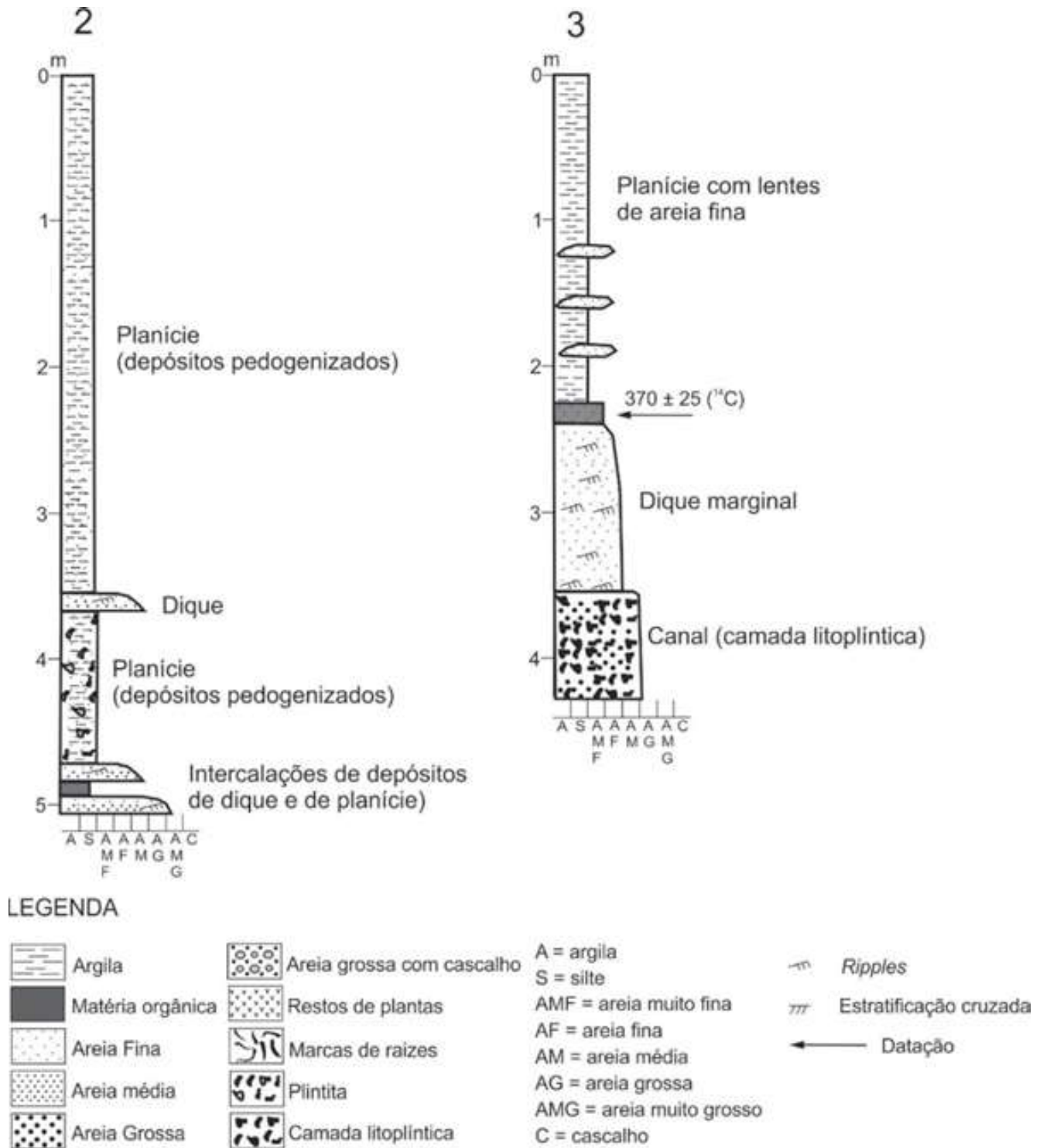


Figura 3 - Perfis sedimentares: Planície de Meandros com Controle Estrutural (PMCE) - (2) Intercalações de depósitos de diques com ripples e argilas com nódulos de Fe, na base e depósitos de planície pedogenizados para o topo. (3) Depósito de canal na base do perfil, cimentado por Fe constituindo camada maciça, depósitos de dique com ripples na profundidade de 3 m sobrepostos por depósito orgânico, para cima, depósito de planície.

Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo (CMCA)

O compartimento “Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo” (CMCA) ocorre em dois trechos desconectados. Um no início da planície fluvial confinada e outro à ju-

sante, onde funciona atualmente como um canal secundário do rio Cuiabá, denominado rio Piraim (Figura 2). Sua posição é mais elevada do que o atual curso do rio Cuiabá (Figura 4), com perfil longitudinal variando de

155 a 140 m de altitude no trecho à montante numa distância longitudinal de 20 km e gradiente topográfico de 0,83 m/km, logo que o rio Cuiabá adentra pela planície pantaneira. E entre 138 a 128 m de altitude no trecho à jusante, totalizando 88 km, com gradiente topográfico

de 0,11 m/km (Figura 2), a partir de uma bifurcação, onde tem início o segmento *anabranching* da planície. Esses paleocanais, tanto o inativo à montante, quanto o ocupado pelo canal secundário do rio Cuiabá, o rio Piraim, apresentam sinuosidade alta ($S = 3$).

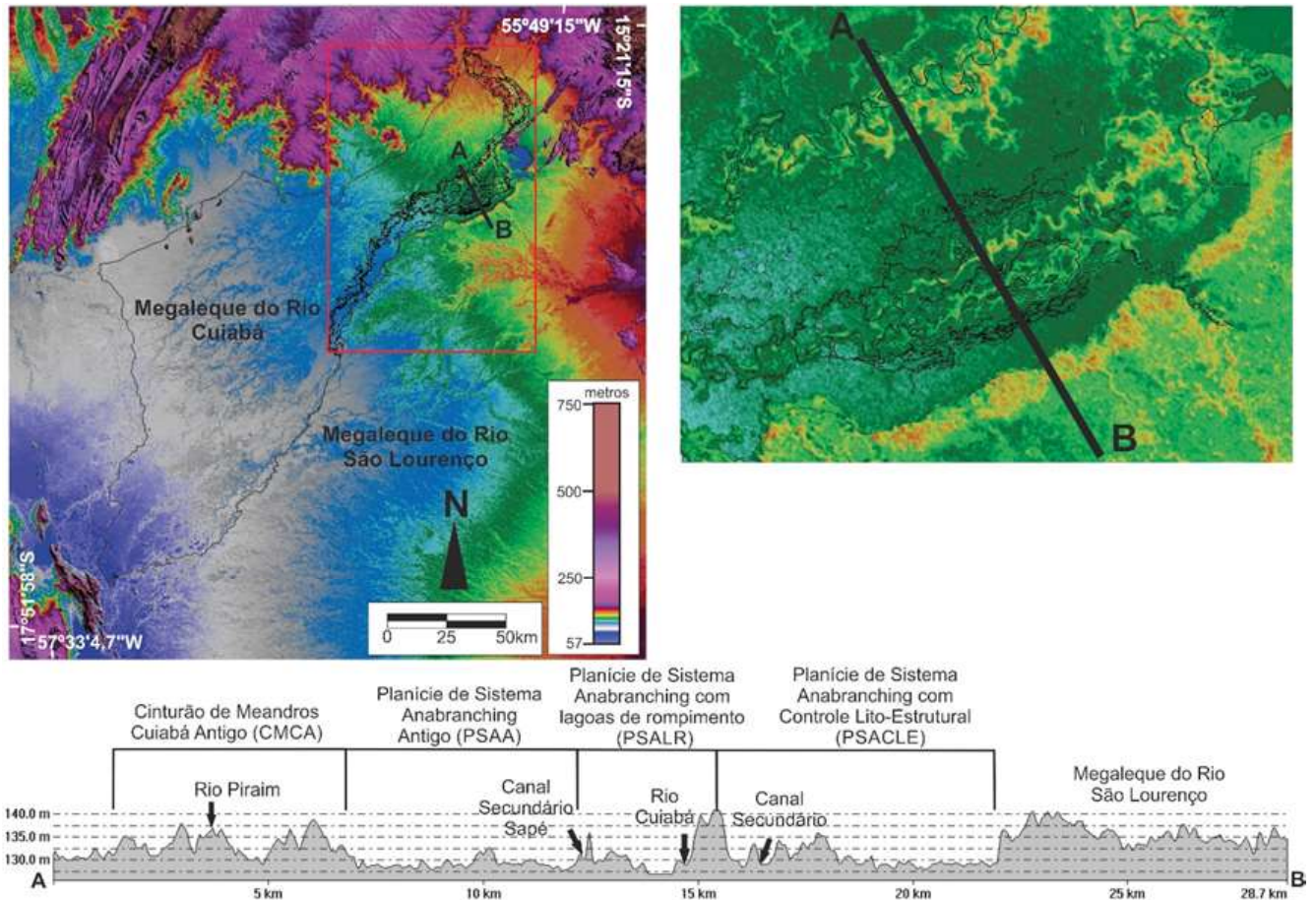


Figura 4 - Seção topográfica transversal demonstrando o compartimento de paisagem Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo (CMCA) com altitudes maiores e os três compartimentos anabranching com planícies em nível altimétrico bem menor (PSAA, PSALR e PSACLE). Modelo extraído de dados SRTM (TOPODATA).

Os perfis sedimentares 1, 10, 11 e 12 (Figura 5) são representativos desse compartimento. No perfil 1 ocorrem intercalações entre depósitos de dique marginal e planície de inundação. Na profundidade de 1,8 m (camada areno-argilosa) foi registrada idade de ^{14}C 4.690 \pm 30 anos cal. AP (Tabela 1).

Já os perfis 10, 11 e 12 apresentam faciologias que remetem a *point bars* de estratificações cruzadas planares de médio porte, com seqüências típicas em granodecrescência ascendente atingindo a finos (lama) de planície de inundação no topo. O elemento arquitetônico mais marcante é o de acréscimo lateral (*lateral accretion*) que pode ser acompanhado por dezenas de

metros ao longo do barranco (Figura 6). Os depósitos de canal apresentam idade aproximada de 8.400 \pm 1.350 anos (LOE). Os depósitos dos perfis 10, 11 e 12 (Figura 5) apresentam mosqueados de coloração ferruginosa (laranja) e plintitas com matriz de sedimentos argilosos cinza, indicando oscilação no nível do lençol freático, porém sem presença de petroplintitas.

As feições presentes na planície como *scroll bars* e *oxbow lakes* com largura média de 110 m (Figura 6), são de tamanho muito superior às dimensões das feições atuais do rio Piraim, com largura média de 40 m (Figura 7). As diferenças são também de ordem sedimentológica, pois em contraste com as areias

grossas a médias dos paleocanais, os depósitos atuais são formados por areia fina a muito fina, sugerindo fluxos de menor energia. O estreitamento do canal do Piraim parece ter sido progressivo com o crescimento e anexação de barras laterais à margem do canal, num processo muito parecido com o observado por Ramonell

et. Al. (2007) em alguns trechos do rio Paraná médio, Argentina. Datação por luminescência realizada em um depósito junto de barra lateral anexada (não ilustrado) apontaram idade de 260 ± 30 anos para a profundidade de 0,50 m. Sedimentos coletados no fundo do canal constituem-se basicamente de areia fina a muito fina.

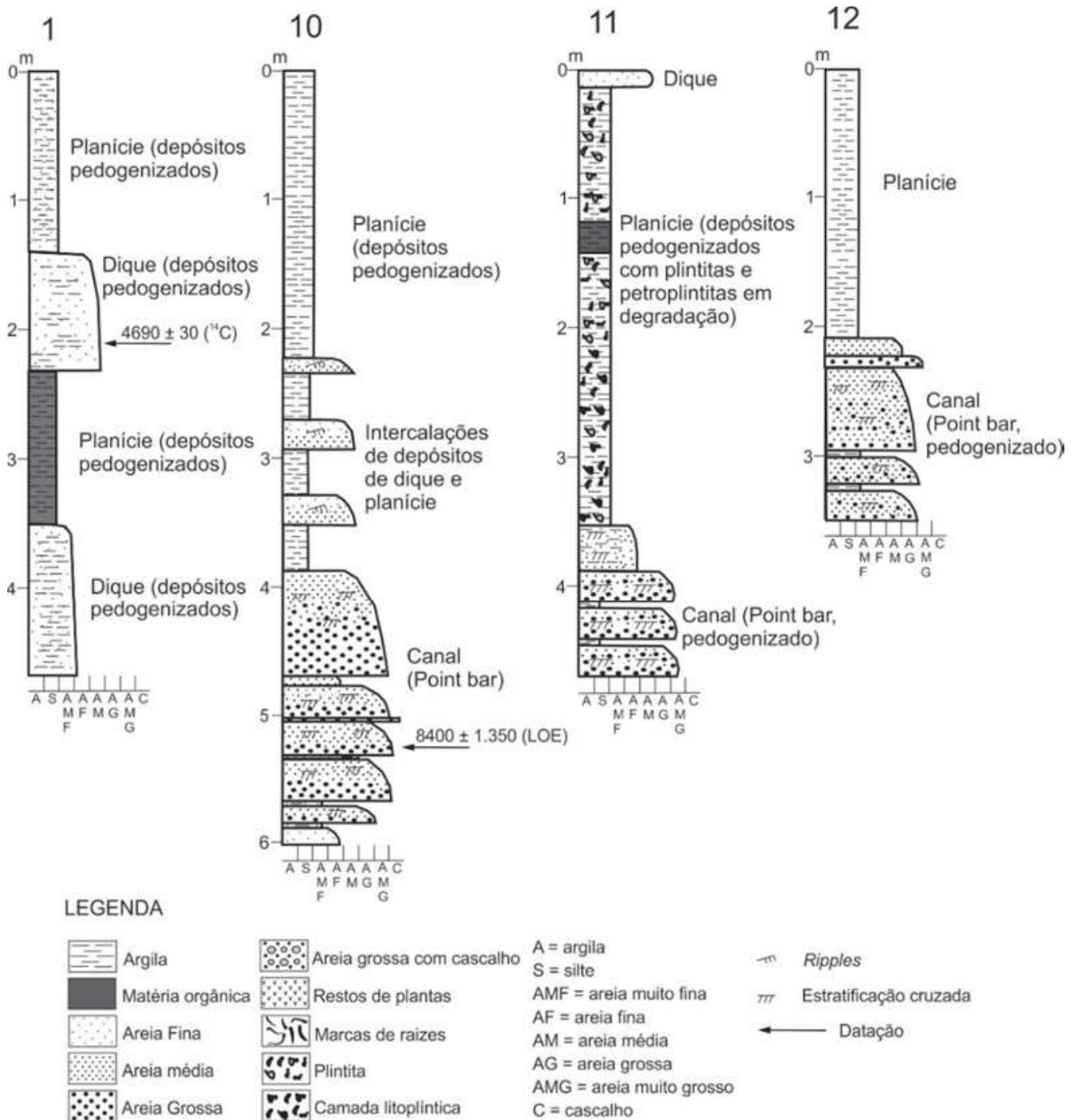


Figura 5 - Perfis sedimentares: Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo (CMCA) - (1) Intercalações de depósitos de diques marginais e planície, pedogenizados; (10, 11 e 12) Depósitos de canal, com estratificação cruzada planar, compostos por areia média a muito grossa, com depósitos de planície pedogenizados no topo.



Figura 6 - Depósito de point bar - (A) Imagem Spot (2006) demonstrando a discrepância entre o canal atual do rio Piraim com as feições impressas na planície, como oxbow lakes e scroll bars. (B) Depósito de point bar nas margens do rio Piraim que ocupa um paleocanal do rio Cuiabá. Acreção lateral da esquerda para a direita da foto.



Figura 7 - Formação de barra lateral composta por areia fina a muito fina no canal do rio Piraim (à esquerda da imagem), canal secundário do rio Cuiabá; oxbow lake com largura similar aos que ocorrem no canal principal do rio Cuiabá (150 m), no segmento inferior (à direita).

Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno (CMCM)

O compartimento da planície definido como “Cinturão de Meandros Moderno” (CMCM) ocorre em dois setores da planície fluvial confinada, um no terço superior e outro no terço inferior (Figura 2), são assim definidos por configurarem, morfológicamente, a atual planície de inundação. Apesar de serem segmentos com padrão meandrante, estes são distintos entre si.

O segmento situado no terço superior é composto por dois trechos, sendo o primeiro, à montante, com 40 km de extensão longitudinal, altitudes entre 149 e 141 m e gradiente topográfico de 0,22 m/km e o segundo com 19 km de extensão, altitudes entre 139 e 136 m e gradiente de 0,15 m/km. Ambos os trechos apresentam sinuosidade ($S = 2,2$) e largura do canal entre 110 e 140 m. Esse segmento apresenta planície com baixa densidade de meandros abandonados, além disso, trechos do canal tendem a padrão retilíneo, condicionados pela estrutura geológica (metassedimentos resistentes do Grupo Cuiabá) com orientação NE. Verifica-se que o rio está encaixado, e embora formando planície, não

demonstra características de migração livre do canal conforme descrito na bibliografia (HOOKE, 1984; GÜNERALP e MARSTON, 2012).

À jusante, no segmento inferior, o compartimento apresenta 77 km de extensão, com altitudes que decrescem de 128 para 114 m e gradiente de 0,15 m/km. O rio apresenta alta sinuosidade ($S \sim 3$), com alta densidade de *oxbow lakes* impressos na planície (Figura 8).

Datações e descrições dos perfis sedimentares foram realizadas apenas no segmento inferior. Quatro perfis sedimentares (13, 15, 16 e 17) desse compartimento estão representados na figura 9.

No perfil 13 (figura 9) é possível interpretar depósitos de lagoa de abandono (*oxbow lakes*) constituídos por argila e silte, ricos em matéria orgânica, com maior densidade de bioturbações na base. Nessa camada ocorre transição abrupta para depósito típico de planície, com argila muito oxidada (a 2,5 m de profundidade), com mosqueados e plintitas com presença de ferro e manganês. No ponto de transição foi obtida a idade de ^{14}C 2.250 \pm 20 anos AP.

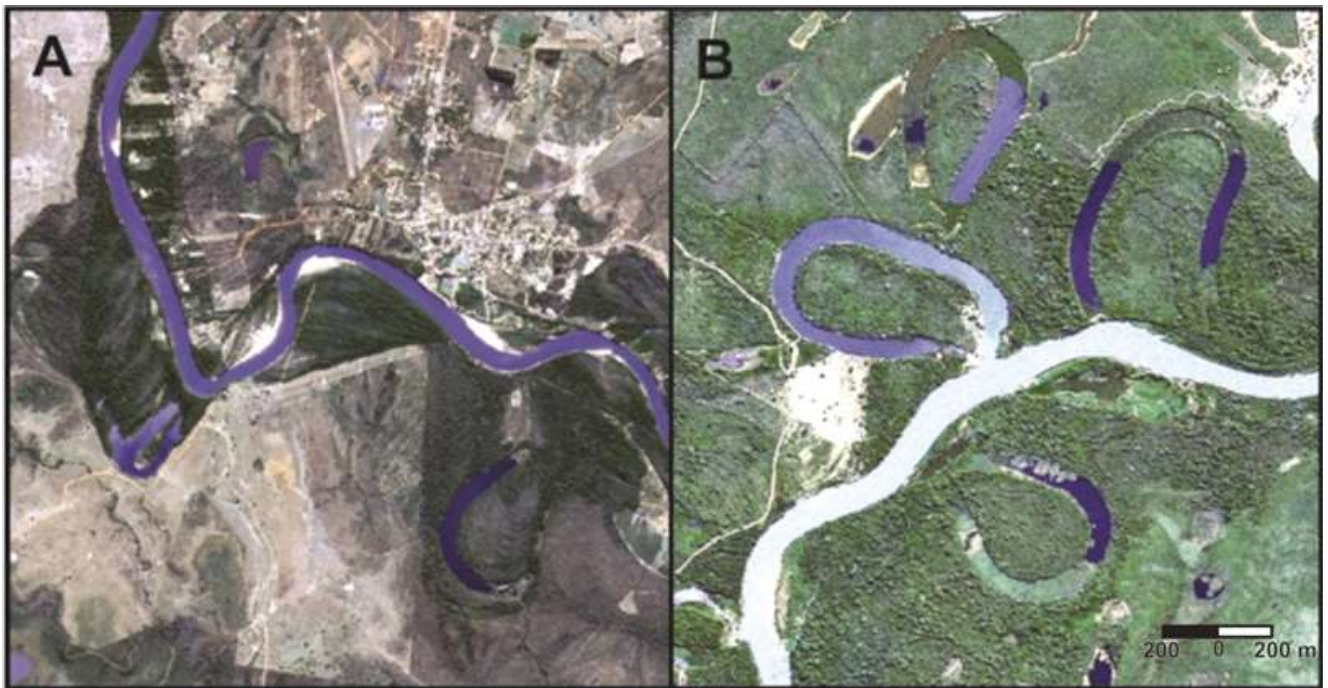


Figura 8 - Características do compartimento geomorfológico (CMCM) - (A) Trecho meandrante do rio Cuiabá no segmento superior da planície fluvial confinada, com baixa densidade de oxbow lakes; (B) Trecho meandrante do rio Cuiabá no segmento inferior, com alta densidade de oxbow lakes em diferentes estágios de abandono.

No perfil 15 (figura 9), as características sedimentológicas indicam depósitos de *point bar*, que atualmente vem sofrendo forte erosão fluvial. Na parte inferior do perfil ocorrem *sets* decimétricos granodecrescentes de areia muito grossa a grossa, com grânulos e seixos na base, passando a areia grossa a média para o topo, com estratificação cruzada. O intervalo superior é essencialmente lamoso, intercalado com depósitos delgados de dique, que são mosqueados de coloração laranja devido à oxidação de ferro após as cheias.

À jusante (perfil 16 da figura 9) ocorre um depósito de planície de inundação com diques marginais, datados de LOE 6.300 ± 860 anos (Tabela 1) para a profundidade de 1,6 m. Na base do perfil, na profundidade de 3 m, que coincide com o nível do rio durante o período seco, ocorre uma camada litoplíntica em processo de degradação devido ao clima úmido atual (BEIRIGO, 2014). A idade registrada para esse perfil é particularmente antiga se comparada com os outros perfis do mesmo compartimento. O perfil descrito está próximo a um paleocanal do compartimento “Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo” (PASSAA).

Portanto, esses depósitos são aqui interpretados como pertencentes a feições originadas anteriormente, quando o rio possuía sua posição mais ao Sul, e ocupava um paleocanal denominado atualmente como Riozinho (ver figura 2).

Seguindo à jusante, o perfil 17 (Figura 9) apresenta depósitos com características de planície de inundação proximal (MIAL, 2006) intercalados com depósitos de dique com areia fina a muito fina, lamosa com *ripples* visíveis até a profundidade de 3 m. Abaixo ocorrem depósitos de *point bar* com granodecrescência ascendente, composto por areia grossa a média e grânulos. O perfil apresenta densa bioturbação resultante do crescimento de raízes. As datações indicam idade de LOE 750 ± 120 anos a 2,2 m e LOE 1.650 ± 250 anos a 3,5 m de profundidade.

Pode-se, dessa forma, identificar duas planícies distintas: aquela à jusante, na qual ocorrem feições clássicas de planície de rio meandrante (HOOKE, 1983; HOOKE, 2004; MIAL, 2006; GÜNERALP e MARSTON, 2012), e a de montante, com um rio bastante confinado, com gradiente maior em relação ao cinturão de meandros desenvolvidos na de jusante.

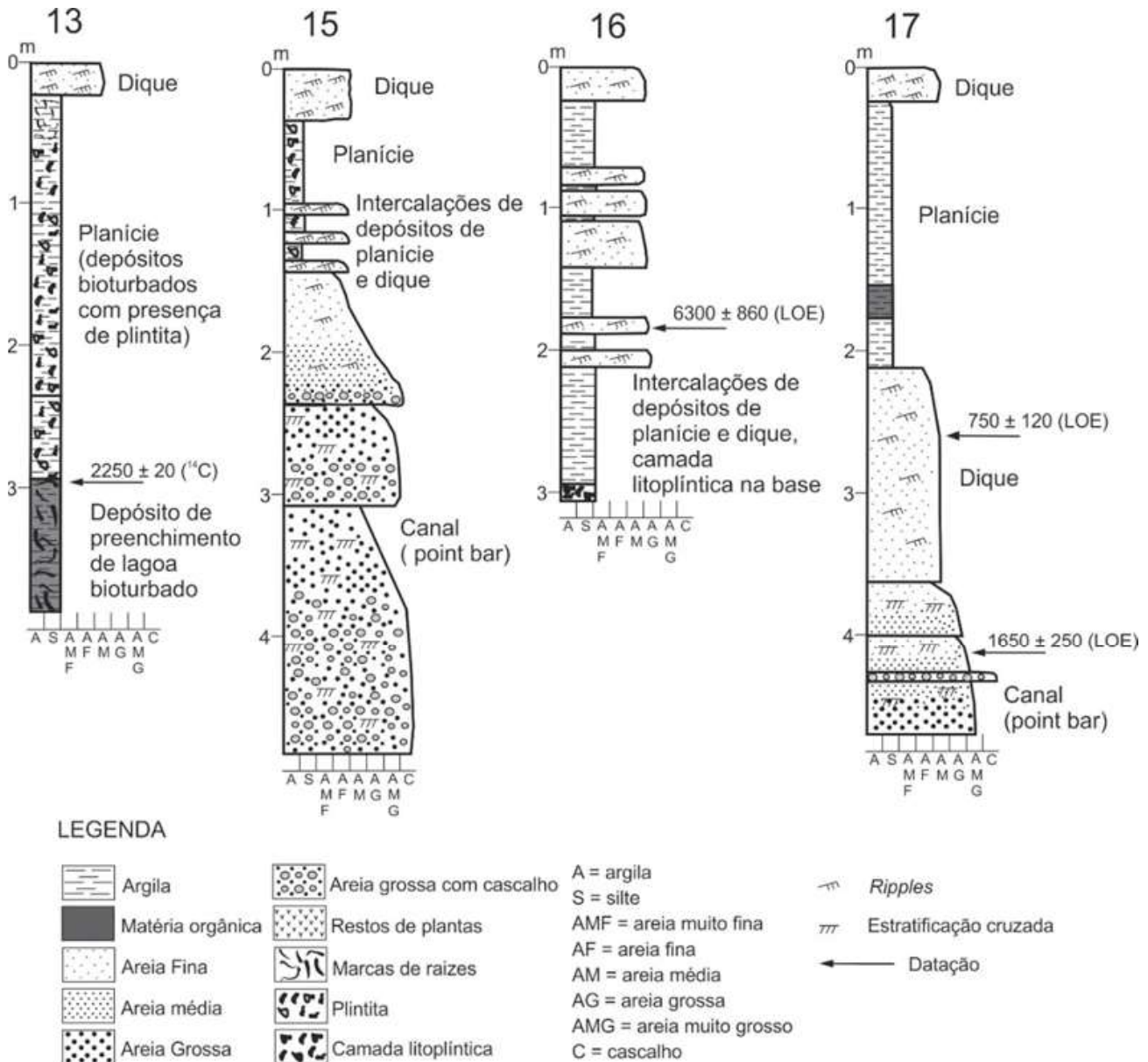


Figura 9 - Perfis sedimentares: Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno (CMCM) - (13) Depósito de preenchimento de lagoa na base e planície de inundação para o topo; (15) Depósito de point bar na base e planície proximal para o topo; (16) Depósitos de planície intercalados com diques; (17) Depósitos de point bar na base e planície para o topo.

Planície de Sistema Anabranching Antigo (PSAA)

Esse compartimento situa-se no setor onde o rio Cuiabá possui padrão *anabranching*, entre o canal secundário denominado rio Piraim e as anastomoses que derivam do canal principal atual (Figuras 2 e 10). Apresenta alta densidade de paleocanais sinuosos que cruzam obliquamente o compartimento, estes margeados por lagoas circulares colmatadas e *oxbow lakes*. Os paleocanais apresentam orientação preferencial de N/NE para SW. O compartimento encontra-se topograficamente mais baixo do que o compartimento “Cinturão de Meandros Cuiabá

Antigo” (CMCA), possuindo altitudes que variam entre 126 e 130 m, podendo chegar a 132 m nos paleodiques. Os paleocanais desse compartimento possuem a mesma orientação dos paleocanais distribuídos na “Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo” (PASSAA), levantando à hipótese de que um dia já foram conectados (Figura 10). Entretanto, atualmente, o compartimento “Planície de Sistema Anabranching Antigo” (PSAA), não inunda por extravasamento do rio durante as cheias como o compartimento “Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo” que é totalmente tomado por água de inundação.

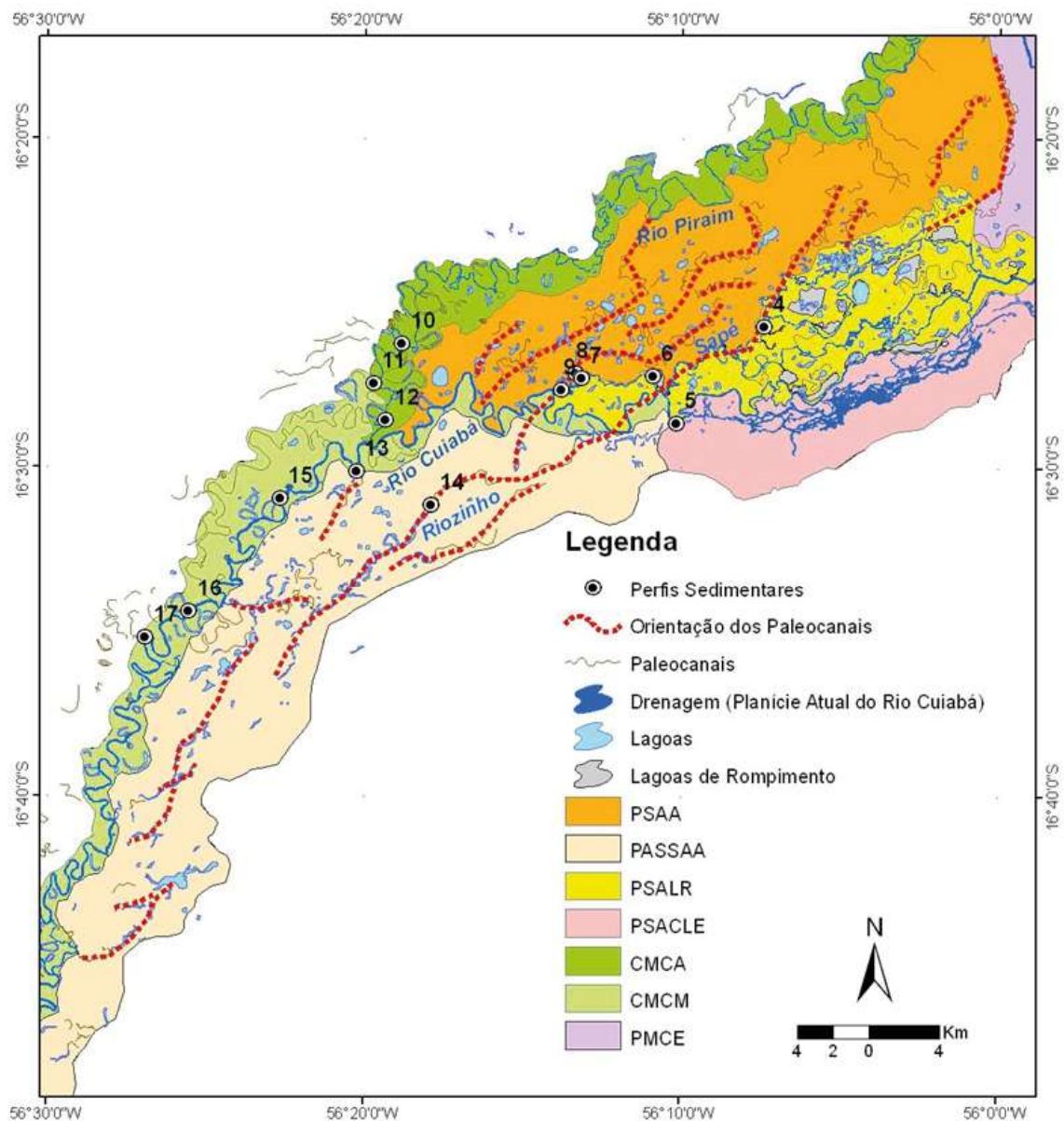


Figura 10 - Tracejado vermelho indica o padrão de orientação N/NE-SW dos paleocanais e lagoas dos compartimentos “Planície de Sistema Anabranching Antigo” (PSAA) e “Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo” (PASSAA).

Testemunho coletado de lagoa colmatada nesse compartimento por meio de vibro-testemunhador até a profundidade de 1,60 m (perfil 8 das figuras 2, 10 e 11) apresentou areia grossa maciça na base encimadas por uma camada de 10 cm de areia fina a muito fina lamosa com ondulações (*ripples*) e presença de raízes. Estes sedimentos foram datados em ^{14}C 8.710 ± 30 anos cal. AP. A partir daí em direção ao topo, os sedimentos são organo-argilosos, com lâminas delgadas de areia fina a muito fina à 1 m de profundidade, a datação por LOE desses sedimentos consta de 3.700 ± 570 anos AP (profundidade de 0,9 m).

Sugere-se que, até 8.710 anos AP, funcionava um canal fluvial com capacidade de transporte de areia grossa a média nesse ponto, que foi posteriormente abandonado. Por volta de 3.700 ± 570 anos AP, ocorrem sucessivas intercalações de areia fina a média e argila, sugerindo uma atividade maior nos pulsos de inundação, e atualmente um rompimento de dique retornou a depositar sedimentos arenosos finos em forma de *crevasse splay* (topo). Esse ponto (perfil 8, figura 11) localiza-se muito próximo ao compartimento “Planície de Sistema Anabranching com Lagoas de Rompimento” (PSALR), que possui alta densidade de *crevasse splays*.

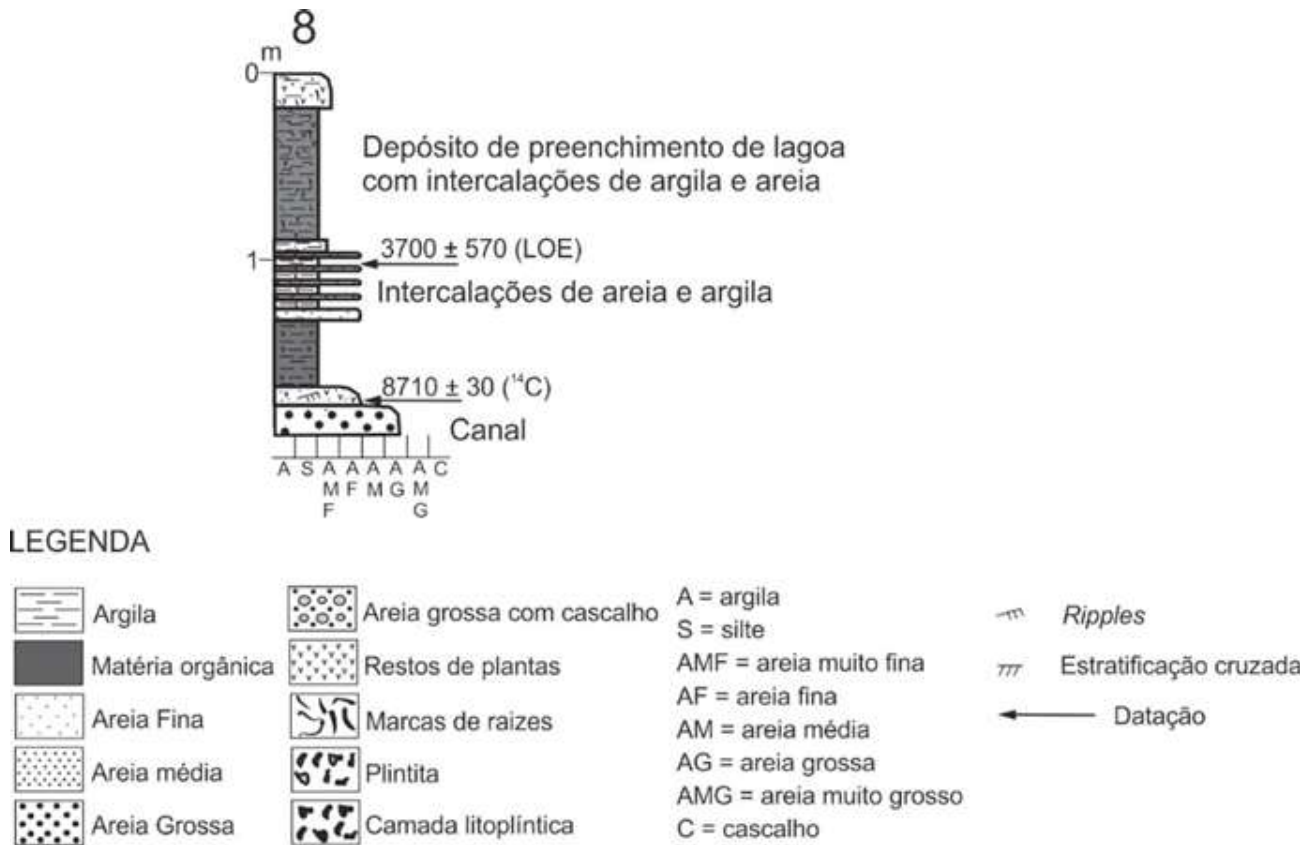


Figura 11 - Perfil sedimentar: Planície de Sistema Anabranching Antigo (PSAA) - com depósitos de canal na base e planície para o topo.

Planície de Sistema Anabranching Ativa com Lagoas de Rompimento

Neste compartimento geomorfológico, o rio Cuiabá se subdivide em múltiplos canais, cujos diques marginais são pouco desenvolvidos e a planície de inundação está repleta de lagoas de rompimento de dique (*crevasse splay*s), (Figuras 2 e 10).

Esses canais secundários fluem sobre um leito litoplíntico, sendo que em algumas regiões ocorrem solos com acúmulo de sódio, condições típicas de ambientes com intensa evaporação. Este acúmulo de sódio pode estar relacionado com avulsão e abandono de canais ou com longos períodos secos provocados por mudança climática. Notou-se que nos limites ao norte o compartimento apresenta barrancos expostos, entre 2 e 3 m acima do nível do rio (Figura 12 A), enquanto nos limites ao sul, os diques marginais são muito pouco desenvolvidos, não ultrapassando a média de 0,5 m (Figura 12 B).

Os perfis 4, 6, 7 e 9 (Figuras 2 e 14) representam esse compartimento. No perfil 4 (Figura 14), até a profundidade de 0,3 m ocorrem depósitos recentes repre-

sentativos dos diques atuais, abaixo ocorre um depósito bastante pedogenizado, configurando um paleossolo, com alto teor de sódio e presença de camada litoplíntica com halos de coloração mais clara, indicando degradação (BEIRIGO, 2014). A partir de 1,6 m, o solo se torna muito duro, resistente à erosão fluvial e responsável pela diminuição da profundidade dos canais secundários em alguns pontos. Nesse depósito foram encontrados pedaços de carvão, pequenos fragmentos de ossos e cascalho que podem ser de atividade antrópica. Um testemunho coletado a 1 m de profundidade apresentou idade de ^{14}C 5.040 ± 25 anos cal. AP (perfil 4 da figura 14).

Outro ponto descrito neste compartimento (perfil 6 da figura 14), consiste em um rompimento de dique que se conecta para o interior da planície com um paleocanal. Aí foi coletado um testemunho até a profundidade de 3,80 m. Na base desse perfil ocorrem sedimentos arenosos de fração arenosa grossa, quartzosa, maciça e cimentada por óxidos de ferro. Logo acima a areia grossa está misturada com argila e ocorrem algumas petroplintitas e muitas plintitas, a matriz é mosqueada e gleizada, predominando manchas de coloração verme-

lha que indicam oxidação. As petroplintitas apresentam halos externos amarelados, indicando degradação (BEIRIGO, 2014). Na profundidade de 2,50 m o depósito apresenta densa porosidade, o material é muito argiloso e com tonalidade mais escura indicando a presença de

matéria orgânica. A datação por ^{14}C , nesse depósito, indicou idade de 3.220 ± 25 anos cal. AP. A partir de 2 m de profundidade até a superfície ocorrem depósitos representativos de dique marginal, com areia fina e *ripples*.

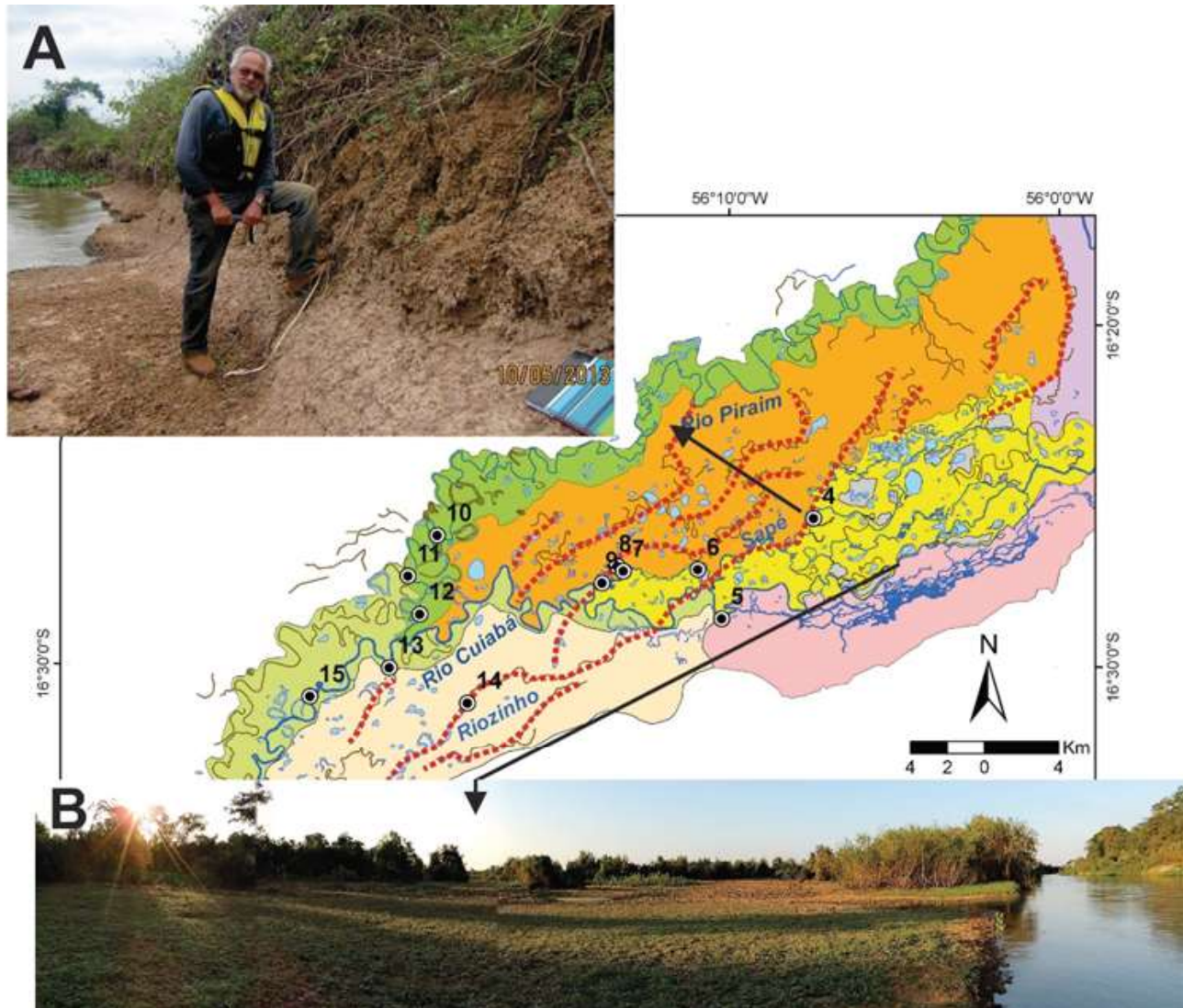


Figura 12 - Feições do compartimento “Planície de Sistema Anabranching Ativa com Lagoas de Rompimento” (PSAALR) - (A) Barranco descrito no canal secundário “Sapé” (limite à direita do compartimento), na base ocorrem depósitos ricos em sódio e cimentados por óxidos de Fe; (B) Crevasse splay desenvolvida nas margens do canal principal (rio Cuiabá), situada no limite à esquerda do compartimento.

O perfil 7 (Figuras 2, 13 e 14) representa um testemunho retirado das margens de um canal secundário. Os canais atuais estão se desenvolvendo sobre paleocanais do compartimento “Planície de Sistema Anabranching Antiga” (PSAA). O testemunho foi coletado até 1,40 m de profundidade. O perfil apresenta na base um *set* com 20 cm contendo areia grossa a média com granodrecência ascendente e *ripples*, acima ocorre areia grossa

a fina com granodrecência ascendente e *ripples*. Seguem-se outras camadas de areia média a fina, com *ripples* e granodrecência ascendente. O intervalo superior é formado por uma camada argilo-arenosa, porosa e com raízes, com espessura de 0,2 m, configurando um horizonte A de solo. A datação por LOE apresentou idade aproximada de 5.340 ± 730 anos, para a profundidade de 0,6 m do perfil 7.



Figura 13 - Pontos 7, 8 e 9, distribuídos em um canal formado por rompimento de dique marginal. Imagem de satélite (Spot, 2006).

O perfil 9 (Figuras 2, 13 e 14) foi descrito numa ilha de um canal secundário, seus depósitos consistem em areia fina a muito fina, com granodrecrescência ascendente e *ripples*, intercalados com depósitos delgados de lama desenvolvidos sobre relíquitos de um paleodique (Figura 13).

Planície de Sistema Anabranching com Controle Lito-Estrutural (PSACLE)

Este compartimento apresenta altitudes semelhantes às dos compartimentos “Planície de Sistema Anabranching Antiga” (PSAA) e “Planície de Sistema Anabranching com Lagoas de Rompimento” (PSALR), entre 128 e 130 m, porém, a presença de paleocanais e *crevasse splays* é incipiente. Esse compartimento tem seus limites com o rio Cuiabá ao Norte e o megaleque do rio São Lourenço ao Sul (Figura 2), cuja altitude é quase 3 m mais elevada do que o compartimento em questão.

Ocorre uma camada litoplíntica em subsuperfície, visivelmente fraturada em toda a sua extensão. Essa camada aparece no assoalho do leito dos canais secundários do rio Cuiabá desse compartimento, influenciando no trabalho do rio, impedindo que o leito se aprofunde, formando, até mesmo, sutis corredeiras em alguns pontos (Figura 16-D). Nesse compartimento a drenagem apresenta muitas mudanças de direção, formando ângulos retos, tanto nos canais secundários, quanto no principal (Figura 16-C).

No perfil 5 (Figuras 15 e 16-A), situado às margens do rio Cuiabá, ocorre depósito argilo-arenoso, densamente bioturbado, com petroplintitas dispersas, a partir de 3 m da superfície. Na profundidade de 4 m ocorre uma camada litoplíntica rígida e impermeável. A datação por ^{14}C na profundidade de 3,5 m apresentou idade de ^{14}C 4.520 ± 30 anos cal. AP. Para o interior do compartimento, em setores mais rebaixados, essa camada endurecida (litoplíntita) está muito mais próxima da superfície (menos de 1 m). Em um

testemunho (camada litoplíntica) coletado do assoalho do leito de um canal secundário (Figuras 16-B e 16-D) o material apresentou idade de ^{14}C 5.530 ± 30 anos cal. AP. A interpretação para a ocorrência

dessa extensa camada litoplíntica é que, por volta de 5.530 anos AP., houve o rebaixamento do lençol freático ocasionando o endurecimento dos sedimentos e nódulos impregnados por Fe.

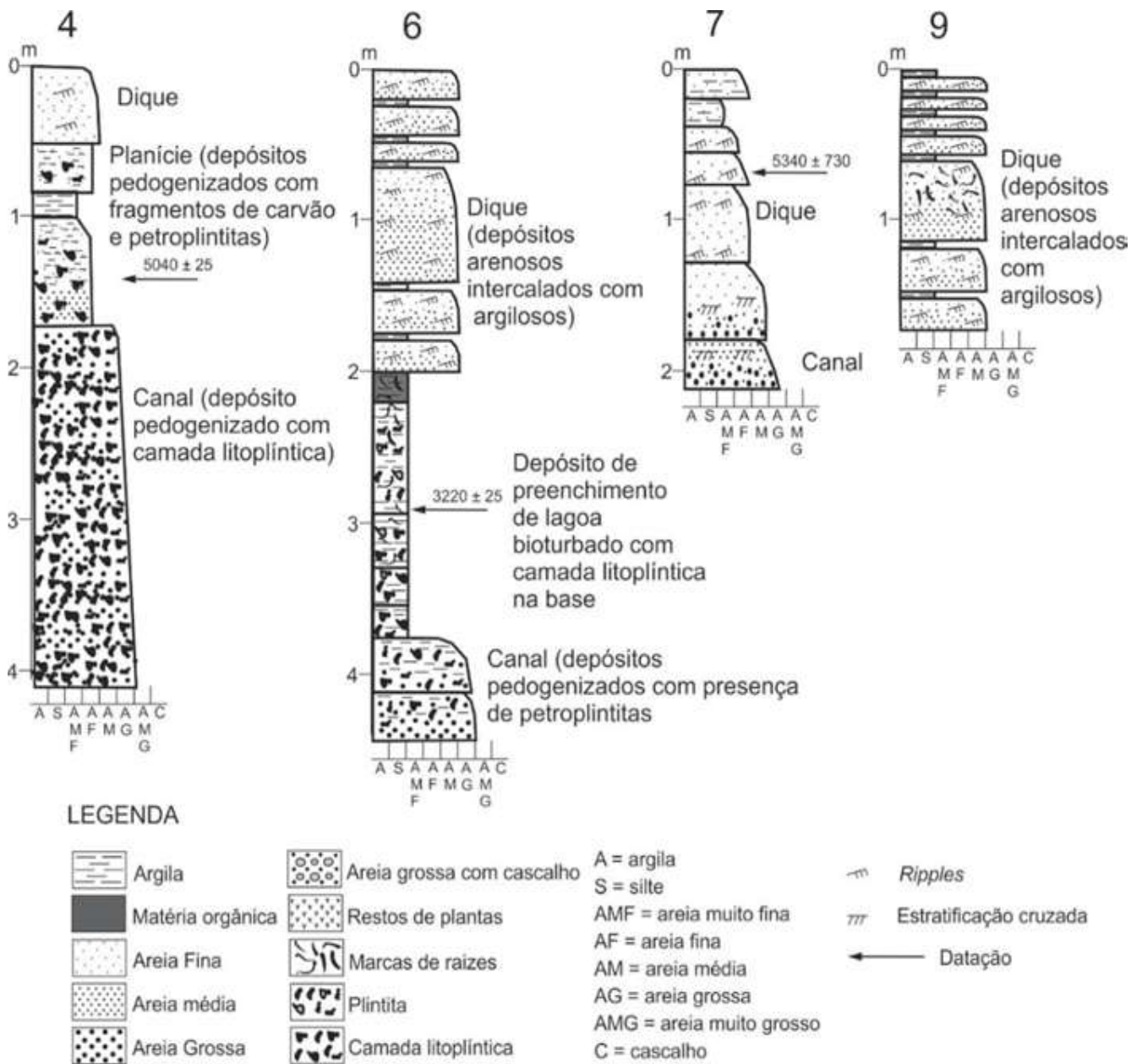


Figura 14 - Perfis sedimentares descritos no compartimento Planície de Sistema Anabranching com Lagoas de Rompimento (PSALR).

Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo (PASSAA)

Trata-se da planície aluvial atual do rio Cuiabá, localizada no segmento inferior da planície confinada, que faz limite com o megaleque do rio São Lourenço.

Este compartimento geomorfológico apresenta uma grande densidade de paleocanais e lagoas de diversas formas. Predominantemente, há paleocanais sinuosos, bem longos, com direção NE-SW, basicamente a mesma direção do rio atual. Em torno de alguns paleocanais

ocorrem lagoas circulares, muitas delas já totalmente colmatadas. Foi reconhecido, no perfil 14 (Figuras 2 e 17) um paleossolo a 1m de profundidade datado em ^{14}C e 4.300 anos cal. AP. Esse paleossolo apresenta sedimentos semelhantes ao depósito atual, contendo apenas uma porcentagem maior de silte e areia muito fina. Abaixo desse paleossolo, ocorrem sedimentos arenosos (perfil 14, figuras 2 e 17) de granulometria grossa a média na base e fina para o topo do set (granodrecrescência ascendente) com estratificação cruzada, típico depósito de canal, cimentado por óxido de ferro com idade de

^{14}C 8.540 \pm 50 anos cal. AP.

A idade e granulometria dos sedimentos arenosos (de canal fluvial) coincidem com a apresentada no perfil 8 (Figuras 2 e 11), paleocanal sedimentado, do compartimento “Planície de Sistema Anabranching Antigo” (PSAA), ^{14}C 8.710 \pm 30 anos cal. AP, sugerindo que nesse período, os compartimentos “Planície de Sistema Anabranching Antigo” (PSAA) e “Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo” (PASSAA) faziam parte do mesmo sistema, por onde fluía o rio Cuiabá.

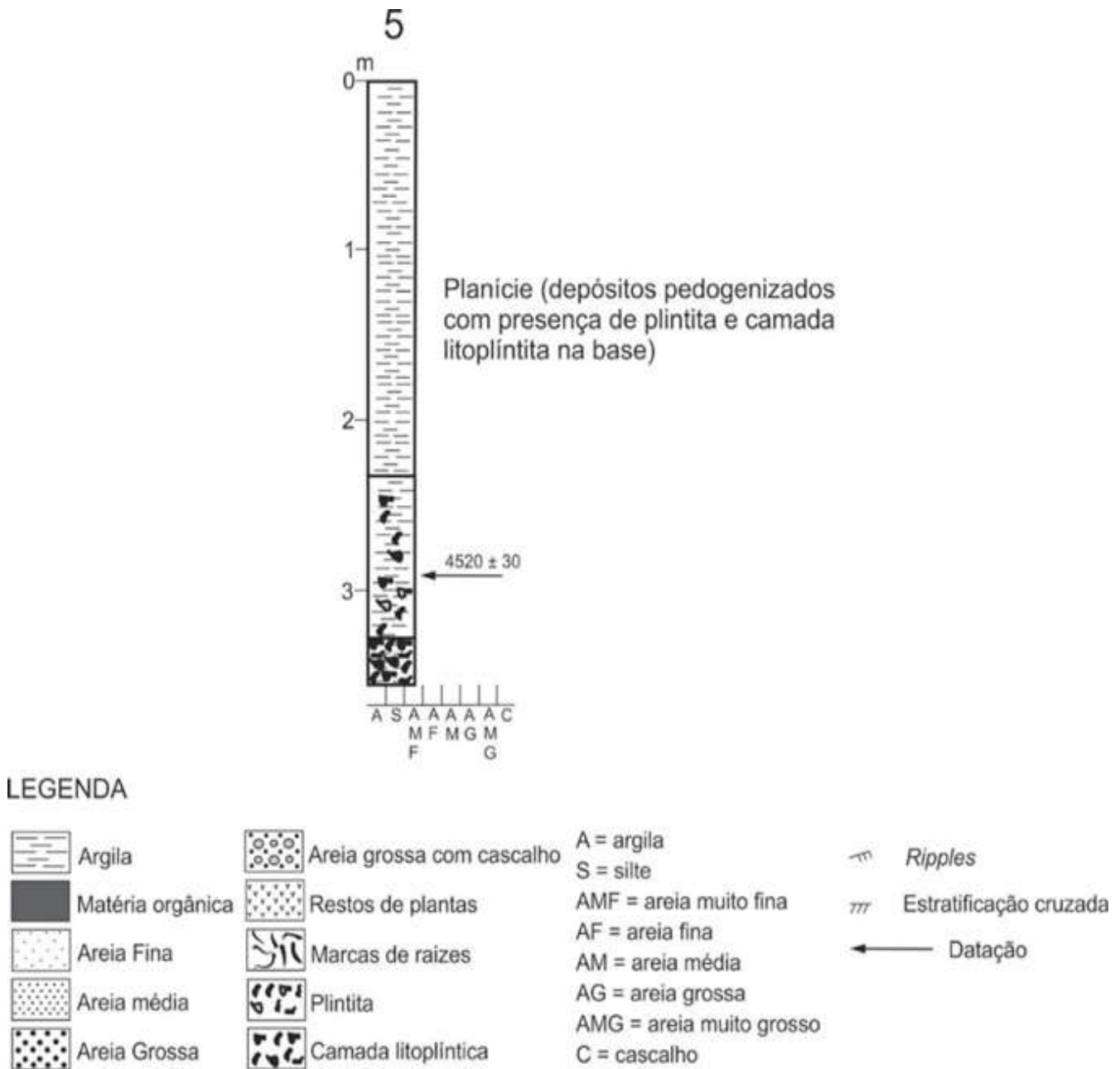


Figura 15 - Perfil sedimentar do compartimento Planície de Sistema Anabranching com Controle Lito-Estrutural (PSACLE) - descrito no ponto 5

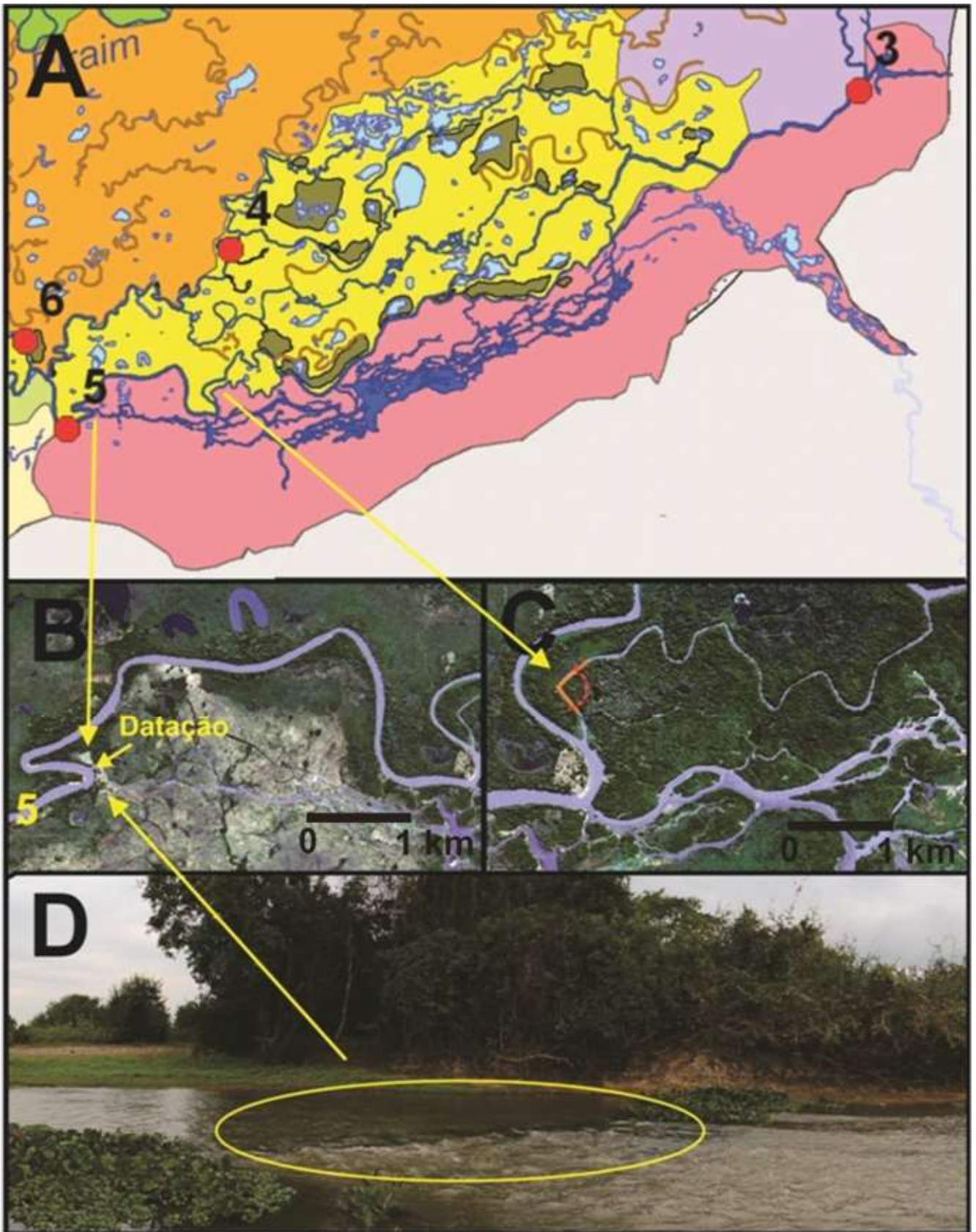


Figura 16 - Feições do compartimento “Planície de Sistema Anabanching com Controle Lito-Estrutural” (PSACLE) - (A) Compartimento “Planície de Sistema Anabanching com Controle Lito-Estrutural” (PSACLE); (B e D) Ponto de coleta de material para datação; (C)

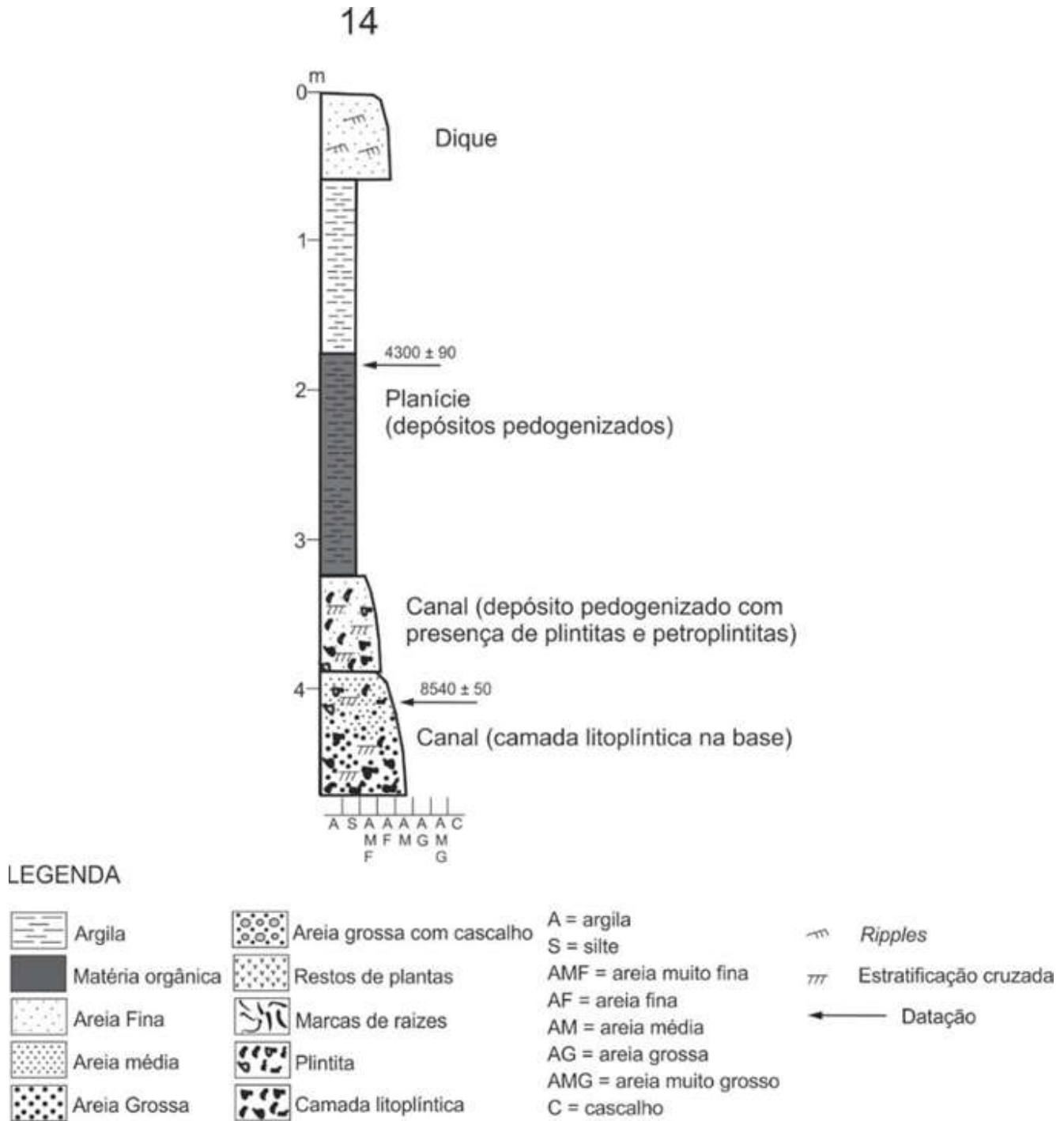


Figura 17 - Perfil sedimentar do compartimento “Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabranching Antigo” (PASSAA) - perfil 14.

Conclusões

Para a compartimentação e análise da evolução geomorfológica da planície confinada do rio Cuiabá levou-se em consideração o padrão de canal, a distribuição e orientação dos paleocanais, a densidade e características das lagoas, a distribuição de *crevasse splays*, a caracterização de sedimentos e paleossolos, as

datações e a distribuição da camada litoplíntica.

A partir da análise dos elementos citados acima, sugere-se que no início do Holoceno, o rio Cuiabá possuía padrão de canal meandrante em toda a extensão da planície confinada. Este antigo rio fluía pelo paleocanal, hoje denominado rio Piraim, e seguia pelo paleocanal denominado atualmente como lagoa Riozinho (Figura 2).

Entretanto, avulsões e migrações para SW, iniciadas em torno de 8.710 anos AP, povoaram as planícies (Planície de Sistema Anabanching Antiga” - PSAA, e “Planície Atual Sobreposta a Sistema Anabanching Antigo” - PASSAA) de paleocanais, com depósitos de areia grossa a fina, com granodecrescência ascendente, muitos deles interconectados, com muitas lagoas circulares ou alongadas circundando-os (Figura 10). Por volta de 5.530 anos AP, os dois compartimentos mencionados acima não receberam sedimentação significativa, permitindo o desenvolvimento de solo, que posteriormente, com o rebaixamento do lençol freático, transformou-se em camada litoplíntica, indicando possível *deficit* hídrico decorrente de mudança climática, clima mais seco (MCGLUE *et al.*, 2012; METCALF *et al.*, 2014). O mesmo processo de formação de solos e posterior transformação em camada litoplíntica ocorreu no compartimento “Planície de Sistema Anabanching com Controle Lito-Estrutural” (PSACLE), no mesmo período. O posicionamento atual do canal do rio Cuiabá data de aproximadamente 2.250 anos AP, para os sedimentos mais antigos encontrados. Atualmente as camadas litoplínticas, assim como as plínticas desenvolvidas em outros compartimentos, apresentam nódulos com halos externos de coloração mais clara, indicando saída de ferro decorrente do aumento da umidade, sugerindo clima mais úmido (BEIRIGO, 2014).

Apesar de terem sido confirmadas mudanças climáticas por volta de 5.000 anos AP para o Pantanal Mato-Grossense, caracterizando período mais seco (MCGLUE *et al.*, 2012; METCALF *et al.*, 2014), estas não explicam a mudança no estilo fluvial do segmento médio do rio, de meandrante para *anabanching*, uma vez que os registros de avulsões e abandono do canal principal tiveram início por volta de 8.710 AP e continuaram até os dias atuais, atravessando vários eventos climáticos.

A camada litoplíntica (em sedimentos de no máximo 5.530 anos AP) localizada no trecho *anabanching* (Planície de Sistema Anabanching com Controle Lito-Estrutural – PSACLE) se formou durante clima mais seco (MCGLUE *et al.*, 2012; METCALF *et al.*, 2014). Entretanto, esta apresenta inúmeras fraturas, sugerindo que o endurecimento plintítico foi anterior à estruturação, posto que o mesmo seria imperceptível em material inconsolidado. Atualmente o rio continua com padrão *anabanching* em evolução e avançando para esse setor no qual a camada litoplíntica encontra-se fraturada, condicionando o traçado do rio e funcionando como nível de base local.

Agradecimentos

Ao SESC/Pantanal que prestou apoio logístico e disponibilizou funcionários para acompanhar a pesquisa dentro da RPPN-Sesc/Pantanal. Ao CNPq que forneceu bolsa de estudos e financiamento da pesquisa (142721/2011-5 e 304925-2017-9) e à FAPESP (2014/06889-2). Ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (IGCE/UNESP). Ao Departamento de Ciência do Solo (Esalq/USP). Ao Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente da Universidade Estadual de Maringá (GEMA/UEM).

Referências Bibliográficas

- AB’SÁBER, A. N. O. Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. **Revista Brasileira de Geografia**, 50: 9-57. (Especial Cinquentenário). 1988.
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia do centro-oeste Matogrossense, **Bol. Div. Geol. Mineral**, 215, 133 pp., Dep. Nac. Prod. Miner., Rio de Janeiro. 1964.
- ANA - Agência Nacional de Águas. (2004) **Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacia Hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Paraguai**.
- ALVARENGA, C. J. S. de, MOURA, C. A. V., GORAYEB, P. S. S., ABREU, F. A. M. (2000). Paraguay and Araguaia Belts. (org.) **Tectonic Evolution of South América**, eds. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos D.A., p. 183 – 193, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.
- ASSINE, M. L. (2010) Leques aluviais. (org.) PEDREIRA, A.J.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.; TESTA, V. **Ambientes de Sedimentação do Brasil**. Rio de Janeiro, Petrobras.
- ASSINE, M.L.; SILVA, A. Contrasting fluvial styles of the Paraguay river in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 113, p. 189–199, 2009.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, Oxford, v. 114, p. 23–34. 2004.
- ASSINE, M.L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v.70, p. 357- 371, 2005.
- BARBIERO, L.; FILHO, A.; FURQUIM, S ; FURIAN, S ; SAKAMOTO, A ; VALLES, V ; GRAHAM, R ; FORT, M ; FERREIRA, R; NETO, J. Soil morphological control on saline and freshwater lake hydrogeochemistry in the Pantanal of Nhecolândia,

- Brazil. **Geoderma** (Amsterdam), v. 148, p. 91-106, 2008.
- BARBIÉRO, L.; QUEIROZ NETO, J.P.; CIORNEI, G.; SAKAMOTO, A.Y.; CAPELLARI, B.; FERNANDES, E.; VALLES, V. Geochemistry of water and ground water in the Nhecolândia, Pantanal of Mato Grosso, Brazil: variability and associated processes. **Wetlands**, Wilmington, v. 22, p. 528-540, 2002.
- BEIRIGO, R. M. **Sistema pedológico Planossolo-Plintossolo no Pantanal de Barão de Melgaço-MT**. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior. Piracicaba, SP, 2008.
- BEIRIGO, R. M. **Formação e degradação de feições redoximórficas em solos do Pantanal-MT**. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior. Piracicaba, SP, 2013.
- BEIRIGO, R.M.; VIDAL-TORRADO, P.; STAPE, J.L.; COUTO, E.G.; ANDRADE, G.R.P. (2011). **Solos da reserva particular do patrimônio natural SESC Pantanal**. Rio de Janeiro: SESC, v. 176 p.
- BRAUN, E. W. G. Cone aluvial do Taquari, unidade geomórfica marcante da planície quaternária do Pantanal. **Revista Brasileira Geografia**, 39: 164-180. 1977.
- CHIARANDA, R.; COLPINI, C.; SOARES, T.S. Caracterização da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá. **Advances in Forestry Science**, v. 3, n. 1, p. 13-20, 2016.
- CORINGA, E.A.O.; COUTO, E.G.; PEREZ, X.L.O.; VIDAL-TORRADO, P. Atributos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 42, p. 19–28, 2012.
- CORRADINI, F.A. **Geomorfologia fluvial, mudanças ambientais e evolução do megaleque do rio São Lourenço, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense**. 2011. 164p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2011
- CORRADINI, F.A.; ASSINE, M.L. Compartimentação geomorfológica e processos deposicionais no megaleque fluvial do rio São Lourenço, Pantanal mato-grossense. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42(5), p. 20-33, 2012.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. (2004). **Mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso**: escala 1:1,000,000. CPRM, Cuiabá, Brazil. (http://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm).
- CROSTA, A. P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Campinas - SP. 1992, 170p.
- FISSEHA S. F. W. **Estruturas geotectônicas crustais da bacia do Pantanal e faixa Paraguai: Implicações tectônicas**. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2003, 189p.
- GÜNERALP, I.; MARSTON, R. A. Process–form linkages in meander morphodynamics: Bridging theoretical modeling and real world complexity. **Progress in Physical Geography**. 2012, 36: 718
- HARVEY, A. M. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. **Geomorphology**. 2002. 45, 67-87.
- HOOKE, J.M. and Harvey, A.M. (1983). Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. (org) J. Collinson and J. Lewin (Editors), **Modern and Ancient Fluvial Systems**, J. Int. Assoc. Sediment. Sp. Publs., 6: 121-132.
- HOOKE, J. M. Cutoffs galore! occurrence and causes of multiple cutoffs on a meandering river. **Geomorphology**, v. 61, p. 225-238, 2004.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. (2009). **Geomorfologia: Estado do Mato Grosso do Sul**. IBGE/CISCEA (Projeto SIVAM). Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais - Diretoria de Geociências. Mapa escala 1:250:000.
- IBGE. (2008). **Mapas temáticos Amazônia Legal - 1:250.000**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
- KUERTEN, S. **Evolução geomorfologia e mudanças ambientais no megaleque do Nabileque, Quaternário do Pantanal Mato-grossense**. Tese (doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro: 2010. 96p.
- KUERTEN. S.; ASSINE, M.L. O rio Paraguai no megaleque do Nabileque, sudoeste do Pantanal Mato-Grossense, MS. **Revista Brasileira de Geociências**, 41: 642-653. 2011.
- KUERTEN, S.; PAROLIN, M.; ASSINE, M.L.; McGlue, M.M. Sponge spicules indicate Holocene environmental changes on the Nabileque River floodplain, southern Pantanal, Brazil. **Journal of Paleolimnology**. 49: 171-183. 2013.
- MACEDO, H.A.; ASSINE, M.L.; SILVA, A.; PUPIM, F.N.; MERINO, E.R.; STEVAUX, J.C. 2014. Mudanças paleo-hidrológicas na planície do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia** 15(1): 75-85.
- MCGLUE, M.M.; SILVA, A.; ZANI, H.; CORRADINI, F.A.; PAROLIM, M.; ABEL, E.J.; COHEN, A.S.; ASSINE, M.L.; ELLIS, G.S.; TREES, M.A.; KUERTEN, S.; GRADELLA, F.S.; RASBOLS, G.G. Lacustrine records of Holocene flood pulse

- dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brazil), **Quaternary Research**, 78 (2): 285-294. 2012.
- MERINO, E.R. **Caracterização geomorfológica do sistema deposicional do rio Miranda (borda sul do Pantanal matogrossense, MS) com base em dados orbitais**. Dissertação (mestrado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro: 2011. 71p.
- MERINO, E.R.; ASSINE, M.L.; PUPIM, F. N. Estilos fluviais e evidências de mudanças ambientais na planície do rio Miranda, Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia** 14(2): 75-85. 2013.
- METCALFE, S.E.; WHITNEY, B.S.; FITZPATRICK, K.A.; MAYLE, F.E.; LOADER, N.J.; STREET-PERROTT, F.A.; MANN, D.G. Hydrology and climatology at Laguna La Gaiba, lowland Bolivia: complex responses to climatic forcings over the last 25 000 years. **Journal of Quaternary Science** 29(3): 289-300. 2014.
- MIALL, A. D. (1996). **The Geology of Fluvial Deposits**. Berlin, Springer-Verlag. 582p
- MIALL, A.D. How do we identify big rivers? And how big is big? **Sedimentary Geology** 186, 39–50, 1996.
- NASCIMENTO, A. F. **Relações pedologia-Geomorfologia e sedimentologia do Pantanal Norte**. Piracicaba, 2012. Tese de Doutorado, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 2012.
- NASCIMENTO, A. F. do; FURQUIM, S. A. C.; COUTO, E. G.; BEIRIGO, R. M.; OLIVEIRA JUNIOR, J. C.; CAMARGO, P. B. de; VIDAL-TORRADO, P. Genesis of textural contrasts in subsurface soil horizons in the northern Pantanal-Brazil. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 37, p. 1113-1127, 2013. 15p.,
- PUPIM, F.N. **Geomorfologia e Paleo-Hidrologia dos Megaleques dos Rios Cuiabá e São Lourenço, Quaternário da Bacia do Pantanal**. Tese de Doutorado, IGCE, Câmpus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Rio Claro, 2014.
- 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, 2017.
- RAMONELL, C.G., E. DRAGO, A. PAIRA; M. AMSLER. “Levee toe scour: a mechanism of sediment reworking in the Paraná River floodplain”. **Workshop on Morphodynamic Proc. in Large Lowland Rivers**, Santa Fe. 2007.
- SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C. & ANJOS, L.H. (2005). **Manual de descrição e coleta de solos no campo**. 5.ed. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 100p.
- SHIRAIWA, S. **Flexura da litosfera continental sob os Andes Centrais e a origem da Bacia do Pantanal**. Tese (Doutorado em Astronomia e Geofísica) – Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994. 86p.
- SHIRAIWA, S. & USSAMI, N. Gravity survey of the PantanalWetland: data acquisition and processing. **Brazilian Journal of Geophysics**, 19(3): 315–323, 2001.
- SILVA, J.S.V.; ABDON, M.M. Delimitação do Pantanal Brasileiro e suas sub-regiões. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 33 (Número Especial): 1703-1711, out., 1998.
- SUGUIO, K. (1973). **Introdução a sedimentologia**. Sao Paulo: Edgard Blucher, Universidade de São Paulo, São Paulo, 317p.
- USSAMI, N.; SHIRAIWA, S.; DOMINGUEZ, J.M.L. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: the Pantanal wetland, SW Brazil. **Tectonics**, Washinton, v. 18, p. 25–39, 1999.
- VALERIANO, M. M.; ALBUQUERQUE, P. C. G. (2010). **TOPODATA: processamento dos dados SRTM**. São José dos Campos: INPE.
- ZANI, H. **Mudanças morfológicas na evolução do megaleque do Taquari: uma análise com base em dados orbitais**. 2008. 96p. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2008.
- ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; CORRADINI, F. A. Redes de drenagem distributária e formas deposicionais no Megaleque do Taquari, Pantanal: uma análise baseada no MDE-SRTM. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, p. 21-28, 2009.
- ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; *et al.* Geoformas deposicionais e feições erosivas no Pantanal Mato-Grossense identificadas por Sensoriamento Remoto. **Geografia**, v. 34, n. Especial, p. 643-654, 2009.
- 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, 2011.
- ZAPAROLI, F.C.M.; STEVAUX, J.C.; RIEDEL, P.S. Técnicas de realce de imagens do sensor landsat 5 para identificação de paleoformas no megaleque do rio Cuiabá. **SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2012.