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

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E MUDANÇAS PALEO-HIDROLÓGICAS NA PORÇÃO SUL DO PANTANAL: A PLANÍCIE INTERLEQUES DO RIO NEGRO E LEQUES FLUVIAIS COALESCENTES

EDER RENATO MERINO

Rio Claro (SP)
2016

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

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E MUDANÇAS PALEO-HIDROLÓGICAS NA PORÇÃO SUL DO PANTANAL: A PLANÍCIE INTERLEQUES DO RIO NEGRO E LEQUES FLUVIAIS COALESCENTES

EDER RENATO MERINO

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Mario Luis Assine

Rio Claro (SP)
2016

551.42 Merino, Eder Renato
M562e Evolução geomorfológica e mudanças paleo-hidrológicas na porção sul do Pantanal: a planície interleques do rio Negro e leques fluviais coalescentes / Eder Renato Merino. - Rio Claro, 2017
126 f. : il., figs., gráfs., tabs., quadros, fots., mapas

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

1. Geomorfologia. 2. Hidrologia. 3. Megaleques. 4. Compartimentação geomorfológica. 5. Datação LOE. I. Título.

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

EDER RENATO MERINO

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E MUDANÇAS PALEO-HIDROLÓGICAS NA PORÇÃO SUL DO PANTANAL: A PLANÍCIE INTERLEQUES DO RIO NEGRO E LEQUES FLUVIAIS COALESCENTES

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. JOSE CANDIDO STEVAUX

Prof. Dr. FRANCISCO SERGIO BERNARDES LADEIRA

Prof. Dr. ANTONIO CONCEIÇÃO PARANHOS FILHO

Prof. Dr. LUCAS VERÍSSIMO WARREN

Prof. Dr. MARIO LUIS ASSINE - Orientador

Resultado: **APROVADO**

Rio Claro - SP, 05 de dezembro de 2016

Dedico esta Tese à minha Família e aos meus Amigos
que sempre estiveram ao meu lado acreditando
e incentivando seja qual fosse a situação.

AGRADECIMENTOS

O processo de "aprender", nem sempre é uma tarefa simples. Às vezes ocorre de forma natural e autodidata, mas grande parte do tempo se da por meio de uma parceria, seja com um professor, um amigo, um técnico ou mesmo pessoas que passam rapidamente por nossa vida. Para mim esta Tese de Doutorado foi um processo de parceria que resume tudo isso, em alguns pontos fui obrigado a aprender sozinho, mas grande parte do processo contei com a ajuda de diversas pessoas, sem as quais este documento não existiria. Talvez eu cometa o erro de esquecer alguém, mas tenham certeza que isso não torna a pessoa menos importante.

Agradeço a meu orientador, Prof. Dr. Mario Luis Assine, que desde a Graduação me proporciona grandes oportunidades de aprendizado, acadêmicas, profissionais e pessoais. Sou grato pela paciência e respeito que aprendemos a ter um pelo outro. Enfim sou grato por não desistir, quando eu mesmo já havia entregue os pontos.

Fabiano Pupim, você é... o cara!!! Agradeço por tudo que me ensinou nos últimos anos e pelas incontáveis ajudas e conversas. Agradeço pelas oportunidades de aprendizado acadêmico e profissional, mas agradeço principalmente pela amizade que criamos. Tenho você não somente como amigo, mas como um exemplo!

Hudson Macedo, você também é o cara!!! Sem tua ajuda não teria conseguido desenvolver muito do que aqui esta apresentado. Tenha certeza que tem meu eterno agradecimento pela ajuda, aprendizado e pela amizade. Você é uma pessoa que aprendi a admirar e respeitar, tanto pela sua capacidade, quanto pela hombridade e caráter.

Ao Prof. Aguinaldo Silva por sua incansável capacidade de ajudar ao próximo, muitas vezes até mesmo abrindo mão de seus compromissos pessoais. Pessoas como você são raras e guardo um imenso respeito por ti. Muito obrigado por toda ajuda com os trabalhos de campo (que bem sabemos que no Pantanal muitas são extenuantes), obrigado pela convivência e amizade.

Agradeço imensamente aos demais companheiros de pesquisa, que apesar de não estarmos tão próximos ao longo desses anos, mas que mesmo assim compartilhamos muitos momentos bons. Agradeço ao Renato Guerreiro que me acompanha desde o Mestrado, ambos sempre correndo contra o tempo, mas fazendo tudo dar certo no final. Agradeço a Deborah Mendes, Prof. Dr. Lucas Warren, Filipe

Varejão, Patricia Mescolotti, Michele Andriolli, Thaís Tinós, Mateus Vidotti, Danilo Picolli, Juliana Emy, Eder Spatti, Luiz Pereira, Camila Barbosa.

Sou grato por minha família por simplesmente serem quem são e estarem sempre a meu lado, a começar por minha mãe Carmem, minhas irmãs, sobrinhos, cunhados e ao meu pai que já partiu há anos. Agradeço a meus amigos pessoais Rui Guilherme por toda ajuda e paciência e aos amigos do Xamanismo.

Parte do Doutorado foi desenvolvida em Austin - TX, onde fui recebido amigavelmente pelo Prof. Dr. Edgardo Latrubesse, de quem pude receber grandes ensinamentos. Agradeço a Robert Bean, por me convidar para morar em sua casa durante minha estadia e também aos amigos Edward Park e Charles Wight.

Tudo no Pantanal é difícil, portanto agradeço imensamente a Adriano Saraceni Bandeira da empresa BR-PEC Agropecuária, pelo apoio logístico e concessão de acesso à propriedade durante trabalhos de campo. A Roberto Klabin, Cézar Queirós e Helder Brandão pelo apoio e acesso às fazendas Caiman e Rio Negro, e também ao Sr. Khalil por apoio e permissão de entrada na Fazenda Nova Estância. Agradeço à UFSM e todos os funcionários da base de apoio à pesquisa às margens do rio Miranda e também do campus Pantanal. Sou grato aos professores Sidney Kuerten (UEMS) e Edna Maria Facincani (UFMS) pela cordialidade e colaboração nos trabalhos do megaleque do rio Aquidauana.

Por fim agradeço ao apoio financeiro da FAPESP (processo 2014/06889-2) e também ao apoio do CNPq e da CAPES, que concederam bolsas de estudos para realização do doutorado no Brasil e estágio sanduiche no exterior, respectivamente. Também agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente (UNESP), e ao auxílio financeiro para trabalhos de campo e congressos, bem como agradeço ao apoio diário dos funcionários da pós-graduação, em especial à Rosangela Vacello e a Maria Dorta.

"A mente que se abre para uma nova idéia
jamais retorna ao seu tamanho original..."
(Albert Einstein)

RESUMO

O Pantanal é uma das maiores áreas alagáveis do planeta cuja dinâmica de inundação e o aporte sedimentar dos rios são os principais agentes que controlam a evolução de suas paisagens. Até o momento, as pesquisas sobre o trato deposicional moderno da Bacia do Pantanal têm se concentrado na planície tronco do rio Paraguai e nos sistemas de megaleques. Todavia, pouco tem-se realizado nas planícies interleques que são importantes áreas de captação e distribuição de águas e sedimento dos sistemas distributivos coalescentes. A planície interleque do rio Negro, limitada ao norte pelos megaleques do Taquari e do Negro e ao sul pelos megaleques do Aquidauana, Taboco e Miranda, constitui umas das principais áreas de captação da porção sul do Pantanal. A fim de compreender a evolução da planície interleques do rio Negro e sua interação com os sistemas deposicionais adjacentes foram conduzidos estudos geomorfológicos e hidrossedimentológicos a partir da integração de dados orbitais, sedimentológicos e geocronológicos. Também foram realizados estudos sobre a geomorfologia do megaleque do rio Aquidauana, um dos únicos grandes sistemas da borda sul sem estudos sistemáticos. Com isso buscou-se identificar, mapear e caracterizar de forma integrada os principais registros de mudanças paleo-hidrológicas na porção sul da bacia. Imagens de satélite e modelos digitais de elevação foram utilizados na compartimentação geomorfológica e na identificação de mudanças paleo-hidrológicas. Levantamento da descarga fluvial por ADCP (*Accoustic Doppler Current Profiler*) e coleta de carga sedimentar suspensa e de fundo permitiram a caracterização hidrossedimentológica dos principais rios da porção sul da bacia. Datações por luminescência opticamente estimulada (LOE) e descrição de fácies sedimentares permitiram o estabelecimento das idades das feições morfológicas bem como caracterização de descrição da arquitetura dos depósitos. A planície interleques do rio Negro foi dividida em sete compartimentos distintos: 1) planície interleques confinada; 2) lobo progradacional do rio Negro; 3) zona de alagamento permanente; 4) lobo deposicional moderno do rio Aquidauana; 5) zona de transição; 6) planície com lagoas interligadas por canais intermitentes; 7) planície em degradação por rede de canais tributários. O megaleque do rio Aquidauana foi compartimentado em três domínios: 1) lobo deposicional pleistocênico; 2) cinturão de meandros em vale inciso; e 3) lobo distributário atual. Modelo evolutivo da porção sul do Pantanal foi proposto com base no reconhecimento e estabelecimento da cronologia relativa e absoluta das principais mudanças paleo-hidrológicas ocorridas nos sistemas deposicionais desde o Pleistoceno Médio ao recente, dos quais as principais feições indicativas de mudanças foram: 1) rede de paleocanais distributários abandonados; 2) paleocinturão com mais 70 km de extensão, mapeado desde a porção central da planície interleques do rio Negro até próximo à foz do rio Miranda; 3) diferentes gerações de paleocinturões no megaleque do rio Miranda; 4) avulsão fluvial do rio Aquidauana que fez com que o rio deixasse de ser afluente do rio Negro e se tornasse afluente do rio Miranda 60 km para jusante.

Palavras-chave: planície interleques, megaleques, compartimentação geomorfológica, hidrologia, sensoriamento remoto, datação LOE.

ABSTRACT

The Pantanal wetland, in central-west Brazil, is one of largest seasonally flooded freshwater wetlands in the globe, with unique landscapes and a hotspot for wildlife, being rivers flood dynamics and its sediment load major agents in the landscape evolution. Until now, researches about the basin modern alluvial tract are focused on the Paraguay river trunk plain and on the megafan systems. Nonetheless, little has been done in interfan plains that are important areas of catchment and distribution of water and sediment from the coalescing distributary systems. The Negro river interfan plain, bordered to the north by the Taquari and the Negro and to the south by the Aquidauana, Taboco and Miranda, is one of the main catchment area of the Pantanal. In order to understand the evolution of the Negro rive interfan plain and its interaction with the adjacent depositional systems were performed geomorphological and hydrosedimentological studies based on the integration of orbital, sedimentological and geochronological data. Studies were also conducted on the Aquidauana megafan, one of the only major systems of the southern border without geomorphological studies. Thus, it was possible to identify, map and characterize the major records of paleohydrological changes in the southern portion of the basin in an integrated way. Satellite imagery and digital elevation models were used on the geomorphological zonation and for identifying paleohydrological changes. Survey of river discharge by ADCP (Accoustic Doppler Current Profiler), and collection of suspended and bed sediment load allowed hydrossedimentological characterization of the main rivers of the southern portion of the basin. Optically stimulated luminescence (OSL) dating and sedimentary description of facies allowed either the establishment of absolute ages of morphological features and characterization of the deposits architecture. The Negro interfan plain was divide in seven compartments: 1) confined interfan plain; 2) Negro river progradational lobe; 3) permanent flooded zone; 4) Aquidauana river modern depositional lobe; 5) transition zone; 6) plain with lakes interconnected by intermittent channels; and 7) degradational plain by tributary channels. The Aquidauana megafan was divide into three areas: 1) Pleistocene degrational lobe; 2) entrenched meander belt; and 3) modern depositional lobe originated by avulsion. Evolutional model of the southern Pantanal was proposed based on the recognition and establishment of relative and absolute chronology of major paleohydrological changes in the depositional systems from the Middle Pleistocene to recent, being the main changes: 1) network of abandoned distributary paleochannels; 2) over 70 km long paleomeander belt, mapped from the central portion of the Negro river interflan plain to near the mouth of the Miranda river; 3) different generations of paleomeander belts on the river Miranda megafan; 4) fluvial avulsion on the Aquidauana river that made the river change its mouth towards 60 km downstream in the river Miranda mouth.

Keywords: interfan plain, megafans, geomorphological zonation, hydrology, remote sensing, OSL dating.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 1
2. CONTEXTUALIZAÇÃO DA PESQUISA 4
2.1. Trato dos sistemas deposicionais do Pantanal 7
2.1.1. Leques fluviais com área fonte em planaltos sedimentares 10
2.1.2. Leques fluviais com area fonte em terras baixas 11
2.1.3. As planícies do rio Paraguai 11
2.1.4. Sistemas de planícies interleques 12
2.2. Área estudada 13
2.2.1. Clima 14
2.2.2. Geomorfologia 14
2.2.3. Geologia 16
3. OBJETIVOS 19
4. MÉTODOS E MEIOS 20
4.1. Processamento digital de imagens de sensores remotos 20
4.2. Compartimentação geomorfológica 26
4.3. Validação de campo, descrição e amostragem de material geológico 26
4.4. Dados hidrossedimentológicos 27
4.5. Caracterização sedimentológica 29
4.6. Análise por luminescência oticamente estimulada (LOE/SAR) 29
5. MEGALEQUE DO RIO AQUIDAUANA: CANAIS DISTRIBUTÁRIOS PLEISTOCÊNICOS, INCISÃO FLUVIAL E AGRADAÇÃO NO HOLOCENO 32
5.1. Introdução 32
5.2. Resultados 34
5.2.1. Compartimentação geomorfológica 34
5.2.2. Lobo pleistocênico 34
5.2.3. Cinturão de meandros em vale inciso 37
5.2.4. Lobo distributário atual 39
5.3. Discussão: evolução geomorfológica e mudanças ambientais 40
5.3.1. Leque pleistocênico 40
5.3.2. Incisão Fluvial 41
5.3.3. Agradação do vale por rio meandrante 43
5.3.4. Avulsão fluvial e formação lobo deposicional moderno 44

5.4. Conclusões do capítulo 46
6. PLANÍCIE INTERLEQUES DO RIO NEGRO: COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E DINÂMICA HIDROSSEDIMENTAR 47
6.1. Introdução 47
6.2. Resultados 49
6.2.1. Planície interleques confinada 50
6.2.2. Lobo progradacional do rio Negro 53
6.2.3. Zona de alagamento permanente 55
6.2.4. Lobo deposicional moderno do rio Aquidauana 57
6.2.5. Zona de transição 58
6.2.6. Planície com lagoas interligadas por canais intermitentes 59
6.2.7. Planície em degradação por rede de canais tributários 60
6.3. Discussão dos resultados 60
6.4. Conclusões do capítulo 71
7. MUDANÇAS PALEO-HIDROLÓGICAS NA PORÇÃO SUL DO PANTANAL 74
7.1. Introdução 74
7.2. Resultados 76
7.2.1. Megaleque do Negro 76
7.2.2. Megaleque do Miranda 81
7.2.3. Megaleque do Aquidauana 84
7.2.4. Megaleque do rio Taboco 85
7.3. Discussão 87
7.3.1. Pleistoceno Superior 89
7.3.2. Holoceno Inferior/Médio 90
7.3.3. Holoceno Superior 92
7.4. Conclusões do capítulo 93
8. CONCLUSÃO 95
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 97

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Bacia hidrográfica do Alto Rio Paraguai (modificado de Assine et al., 2015b).. 1
Figura 2 - Geologia Regional da Bacia do Pantanal (modificado de Assine et al., 2015b). 4
Figura 3 - Padrões de inundação da Bacia do Pantanal.. 6
Figura 4 - Diferentes classificações do Pantanal (modificado de Assine et al., 2015b). 8
Figura 5 - Trato deposicional da Bacia do Pantanal (modificado de Assine et al., 2015a), com indicação da área estudada (retângulo vermelho).....9
Figura 6 - MDE da Bacia do Pantanal com destaque para as áreas fontes dos principais rios, megaleques e planícies interleques (baseado em Assine et al., 2015a).....13
Figura 7 - Mapa Geomorfológico da área investigada (modificado de IBGE, 2009a e b). 15
Figura 8 - Mapa geológico da investigada (modificado de Lacerda Filho et al., 2004). 17
Figura 9 - Nível médio mensal do rio Aquidauana na estação de Porto Ciríaco no período de 2000-2011. 25
Figura 10 - Distribuição das seções do levantamento hidrossedimentológico realizado em campo. 28
Figura 11 - Vazão, precipitação e perfil longitudinal do rio Aquidauana. 33
Figura 12 - Mapa dos compartimentos geomorfológicos do megaleque do rio Aquidauana 34
Figura 13 - Cinturão de meandros em vale inciso. 37
Figura 14 - Lobo distributário atual do rio Aquidauana. 39
Figura 15 - Avulsão fluvial do rio Aquidauana. 44
Figura 16 - Contexto regional da área estudada. 48
Figura 17 - Compartimentos geomorfológicos da planície interleques do rio Negro. 50
Figura 18 - Vazão do rio Negro: Estações Bocaina e Faz. Rio Negro (em m³/s, adaptado de Mendes, 2014).....51

Figura 19 - Seções de transversais de ADCP de cada ponto onde foi amostrado sedimento em suspensão e carga de fundo. 52
Figura 20 - Canal do rio Negro (localização na Figura 17). 54
Figura 21 - Índices de água (NDWI, MNDWI) e de umidade do solo (NMDI). 55
Figura 22 - Canal do rio Negro com ilhas flutuantes de baceiros e macrófitas. 56
Figura 23 - Mapa de frequência de inundação do baixo curso da planície interleques do rio Negro. 57
Figura 24 - Detalhe do baixo curso da Planície interleques do rio Negro. 58
Figura 25 - Depósitos de *crevasse splay* (leque de espraiamanto). 59
Figura 26 - Dinâmica hidrológica na planície interleques. 62
Figura 27 - Vazante do Castelo. 63
Figura 28 - Canais anabranching da área permanemente alagada. 65
Figura 29 - Avulsões recentes na planície interleques do rio Negro. 66
Figura 30 - Canal do rio Negro na área permanentemente alagada.. 67
Figura 31 - Lineamentos geológicos da planície interleques do rio Negro. 68
Figura 32 - Trechos dos rios Negro e Aquidauana. 70
Figura 33 - Lobos progradacionais dos rios Negro e Aquidauana. 70
Figura 34 - Sistemas Deposicionais da Porção sul da Bacia do Pantanal. 75
Figura 35 - Mudanças paleo-hidrológicas no megaleque do rio Negro. 77
Figura 36 - Mudanças paleo-hidrológicas na porção distal da planície interleques do rio Negro. 79
Figura 37 - Paleocinturões da porção distal da planície interleques do rio Negro. 79
Figura 38 - Perfil sedimentológico da amostras NE-P6 e XA-P1. 80
Figura 39 - Mudanças paleo-hidrológicas do megaleque do rio Miranda. 82
Figura 40 - Perfil sedimentológico da amostras MI-AT, MI-PC e Corixo do Mutum. 83
Figura 41 - Concreções carbonáticas na amostra Corixo do Mutum. 84
Figura 42 - Mudanças paleo-hidrológicas no megaleque do rio Aquidauana. 85
Figura 43 - Mudanças paleo-hidrológicas no megaleque do rio Taboco. 86
Figura 44 - Mudanças paleo-hidrológicas e estágios evolutivos da porção sul da Bacia do Pantanal. 88

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Dados Orbitais utilizados na pesquisa. 22

Tabela 2 - Relação de Imagens Landsat e Dados de Vazão da Estação de Porto Ciríaco utilizados para processamento dos índices de umidade utilizados no trabalho. 24

Tabela 3 - Tabela das idades OSL das amostras do megaleque do rio Aquidauana com respectivas taxas de dose 36

Tabela 4 - Levantamento hidrossedimentológico dos principais rios da porção sul do Pantanal. 53

Tabela 5 - Tabela das idades OSL das amostras dos paleocinturões da porção sul do Pantanal.....80

1. INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica do Alto Paraguai (BAP) é um grande mosaico paisagístico drenado pelo rio Paraguai e seus afluentes. Com área de aproximadamente 600.000 Km^2, estende-se por vasta área do centro-oeste brasileiro (estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul) e alcança territórios da Bolívia e do Paraguai (ANA, 2004).

Três províncias geomorfológicas principais compõem a bacia (Figura 1): a) planaltos, compostos por rochas sedimentares da Bacia do Paraná e por rochas metamórficas do embasamento cristalino; b) terras baixas, também chamadas de depressões, com grandes exposições de rochas metamórficas pré-cambrianas e; c) planícies aluviais, na parte central onde se desenvolve o trato deposicional moderno da bacia do Pantanal, que constitui uma das maiores planícies alagáveis ou *"wetlands"*do planeta, bem como também abrange parte da planície do Chaco (Alho et al., 1988; Por, 1995; Keddy et al., 2009; Assine et al., 2015a).

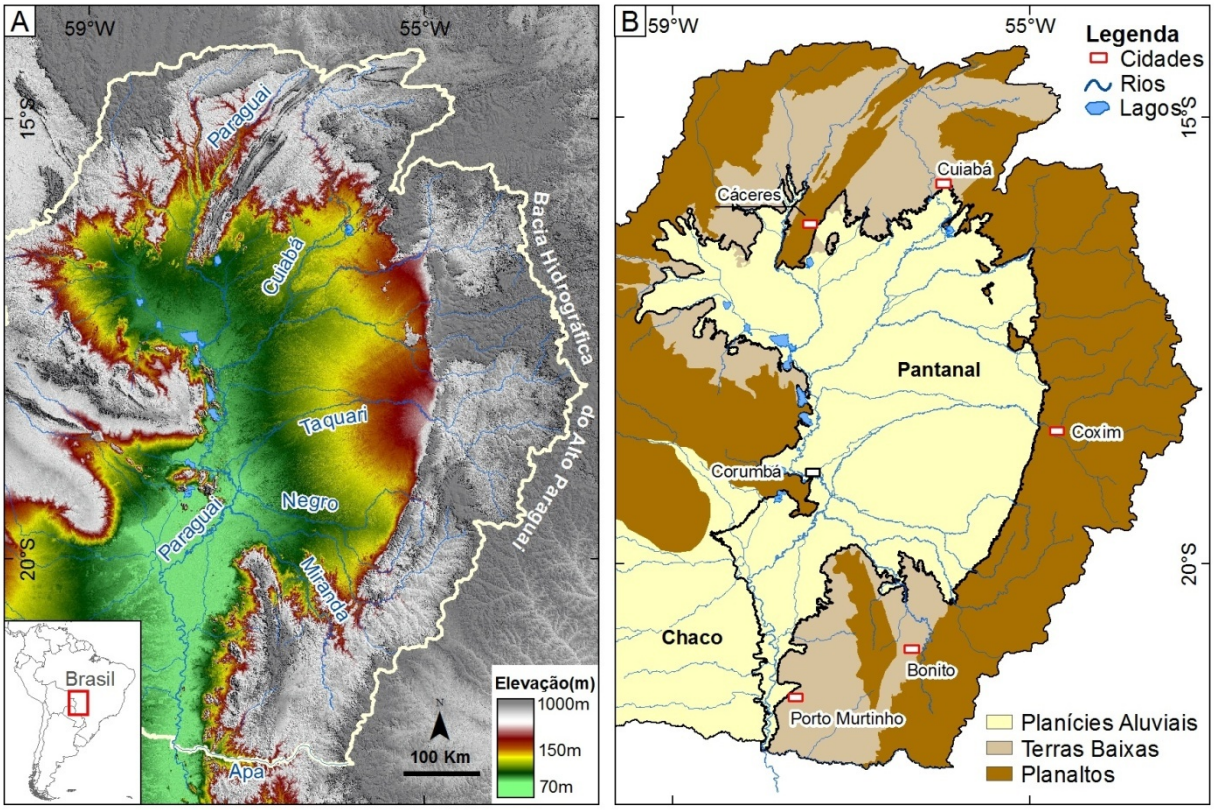

Figura 1 - Bacia hidrográfica do Alto Rio Paraguai (modificado de Assine et al., 2015b). A) Modelo digital de elevação(MDE) SRTM (90m); B) Províncias geomorfológicas da BAP.

As *wetlands* estão entre os ambientes mais diversificados do planeta, refúgios para grande diversidade biológica, onde inúmeras espécies de plantas e animais e ambientes únicos se desenvolvem (Harris et al., 2005). O entendimento da dinâmica, funcionamento e evolução é dessas áreas é fundamental devido à sua importância na deposição e transporte de sedimentos, recarga de aqüíferos, armazenamento de carbono, manutenção da biodiversidade, produção pesqueira dentre outros fatores físicos, ecológicos e econômicos (Phillips, 1989; Barbier, 1994; Keddy et al., 2009;. Turner et al., 2000). Em termos globais, as *wetlands ainda* não são bem caracterizadas e uma das razões principais é a falta de informação sobre sua dinâmica hidrológica (Melack & Hess, 2004).

De acordo com a Convenção de RAMSAR (tratado intergovernamental que visa ação nacional e cooperação internacional para a conservação e uso racional das *wetlands* e seus recursos), existem cerca de 1.670 regiões designadas como "*Wetlands* de Importância Internacional" (MacKay et al., 2009), sendo que dez delas possuem mais de 50.000 km^2. O Pantanal (Figura 1), que possui extensão territorial de aproximadamente 150.000 Km^2 (Junk et al., 2006; Padovani, 2010), é uma das maiores áreas úmidas contínuas de água doce do planeta, mundialmente conhecido devido às suas paisagens únicas e por se tratar de um verdadeiro *hotspot* da vida selvagem onde se desenvolvem populações sustentáveis de espécies ameaçadas em outras partes do Brasil e da América do Sul (Harris et al., 2005).

Há décadas, dados orbitais são utilizados em estudos sobre o Pantanal. Trabalhos pioneiros destacaram a grande dimensão do megaleque do Taquari (Braun, 1977; Tricart, 1982), já Klammer (1982), baseado em imagens de radar, classificou a paisagem da Nhecolândia como dunas longitudinais fósseis de direção NNE-SSW e NNW-SSE. Nos últimos anos geocientistas têm utilizado dados orbitais de múltiplas plataformas, fundindo técnicas de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento com Geomorfologia e Sedimentologia, ajudando a compreender melhor a dinâmica e evolução da planície pantaneira. Tal abordagem favoreceu o desenvolvimento de diversas pesquisas sobre o trato deposicional e a dinâmica hidrológica da bacia do Pantanal, seja de forma integrada (Assine et al., 2015a, b, c) ou em pesquisas distintas para cada sistema separadamente, tais como os estudos realizados na planície do rio Paraguai (Assine & Silva, 2009; Silva, 2010; Macedo et al., 2014), nos leques fluviais do Taquari (Assine et al., 2005; Zani et al., 2009; Zani

et al., 2012), do São Lourenço (Corradini & Assine, 2012; Assine et al., 2014; Pupim, 2014), 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; Pupim et al., 2016).

As pesquisas desenvolvidas até o momento sobre a evolução geológica e geomorfológica do trato deposicional da bacia do Pantanal se concentraram na planície tronco do rio Paraguai e nos sistemas de megaleques. Pouco foi desenvolvido sobre os sistemas de planícies interleques. Os trabalhos desenvolvidos por Mendes (2014), que estudou a geocronologia das formas deposicionais e evolução da planície interleques do rio Negro em seu médio curso, e a caracterização geomorfológica do sistema fluvial formado pela planície interleques do rio Piquiri, desenvolvido por Pupim et al., (2014), são pioneiros até o momento em caracterizar detalhadamente esse tipo de sistema no Pantanal. Tendo em vista a ausência de estudos integrados sobre os sistemas deposicionais que compõem a porção sul do Pantanal e o baixo número de pesquisas com relação às planícies interleques, a presente pesquisa teve como escopo estudar a geomorfologia, a dinâmica hidrossedimentológica e a interação do baixo curso da planície interleques do rio Negro com os demais sistemas deposicionais coalescentes na borda sul do Pantanal. Também foram realizados estudos sobre a geomorfologia do megaleque do rio Aquidauana, um dos únicos grandes megaleques do Pantanal sem estudos sistemáticos. Com isso buscou-se identificar, mapear e caracterizar de forma integrada os principais registros de mudanças paleo-hidrológicas na porção sul da bacia.

2. CONTEXTUALIZAÇÃO DA PESQUISA

A Bacia do Pantanal é uma ampla bacia sedimentar cenozoica ainda ativa, com eixo orientado numa direção aproximada norte-sul e espessura sedimentar que ultrapassa os 500 m em seu depocentro (Figura 2). Geomorfologicamente é circundada pelos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira a leste, Guimarães e Parecis a norte, Urucum-Amolar a oeste e Bodoquena na parte sul (Assine, 2003; Assine, 2004). Rochas metamórficas pré-cambrianas compõem as terras baixas (ou depressões) que circundam a bacia ao norte, sul e a oeste, enquanto os planaltos de leste são formados por rochas paleozoicas da Bacia do Paraná (Assine et al., 2015b; Figura 2).

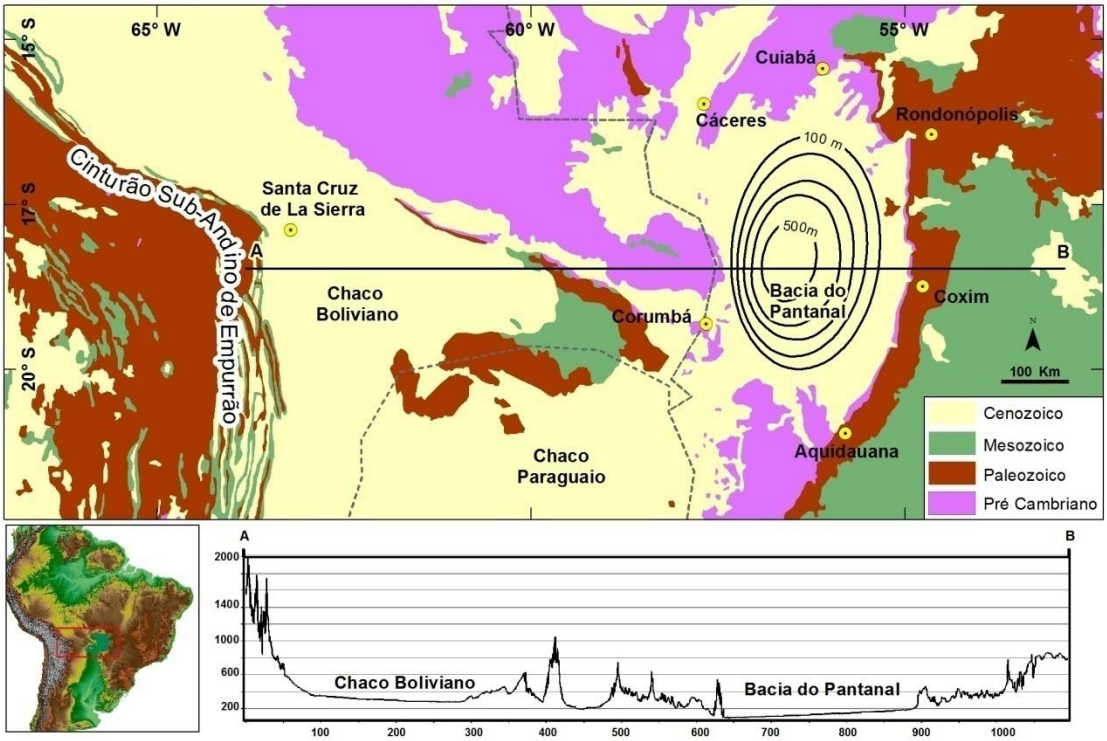

Figura 2 - Geologia Regional da Bacia do Pantanal (modificado de Assine et al., 2015b). Perfil topográfico elaborado a partir do SRTM 90m da América Sul.

A formação da bacia tem sido associada com a tectônica andina (Almeida & Lima, 1959), mais especificamente pela flexura litosférica do sistema de *foreland* adjacente aos Andes Central (Horton & Decelles, 1997; Ussami et al., 1999). No entanto, o mecanismo de formação da bacia permanece sem solução e novas informações devem ser consideradas, tais como as anomalias negativas de velocidade de propagação de ondas sísmicas em diferentes profundidades

litosféricas na região do Pantanal (Feng et al., 2007). Além disso, o início da bacia durante o Quaternário é incerto e a falta de dados geocronológicos deixa em aberto a possibilidade de que a bacia poderia ter se formado durante um intervalo de tectonismo generalizado no sul do Brasil durante o Eoceno-Mioceno (Assine et al. 2015b).

Tectônica ativa é confirmada por terremotos recentes e subsidência diferencial no interior da bacia (Assumpção et al., 2004; Assumpção & Sacek 2013). A movimentação diferencial ao longo dos planos de falhas pode ser inferida devido aos sismos superficiais, comuns na área, que são interpretados como geração de espaço de acomodação que resultam em grandes áreas permanentemente alagadas ao longo da bacia (Assine et al., 2015a).

Rios erosivos que drenam planaltos sedimentares paleozoicos e dissecam os terrenos pré-cambrianos, alimentam a bacia e tornam-se desconfinados ao alcançar a planície pantaneira, onde os rios adquirem padrão aluvial. Tais características favorecem a sedimentação devido a combinação de fatores como desconfinamento do canal, redução no gradiente topográfico e consequente diminuição na velocidade de fluxo (Assine et al., 2015c). A diminuição da declividade, a agradação vertical do canal e o aumento no volume de água durante as cheias favorecem transbordamento dos rios, desencadeando rompimentos laterais (*crevasses*), que, eventualmente, podem evoluir para avulsões que provocam a mudança completa do canal principal para outra direção (Slingerland & Smith, 2004; Assine et al., 2015c). As características morfológicas da planície e alta disponibilidade de sedimentos determinam a natureza avulsiva dos canais ativos e dos paleocanais e (Assine, 2005; Assine et al., 2014).

A planície apresenta regime sazonal de cheias que causam alagamentos periódicos na região (Figura 3), porém o pulso de inundação, ou onda de cheia (Junk *et al.*, 1989), faz com que diferentes áreas apresentem picos de inundação defasados. Toda água é drenada por um sistema hidrológico composto por um rio tronco, o Paraguai, que coleta água das planícies aluviais e megaleques de seus principais afluentes de margem esquerda (Cuiabá, Miranda, Taquari, Negro) (Assine et al., 2015b). Um vasto arranjo de canais intermitentes, regionalmente conhecidos como "corixos e vazantes" completam o sistema de drenagem da bacia e ajudam a escoar as águas após a passagem do pulso de cheia. Canais abandonados e

pequenos rios intermitentes (reativados durante as cheias anuais) formam os "corixos". Já as grandes áreas rebaixadas, muitas com centenas de metros de largura, e que coletam e drenam grande volume de água e sedimento durante as cheias anuais compõem o sistema de "vazantes".

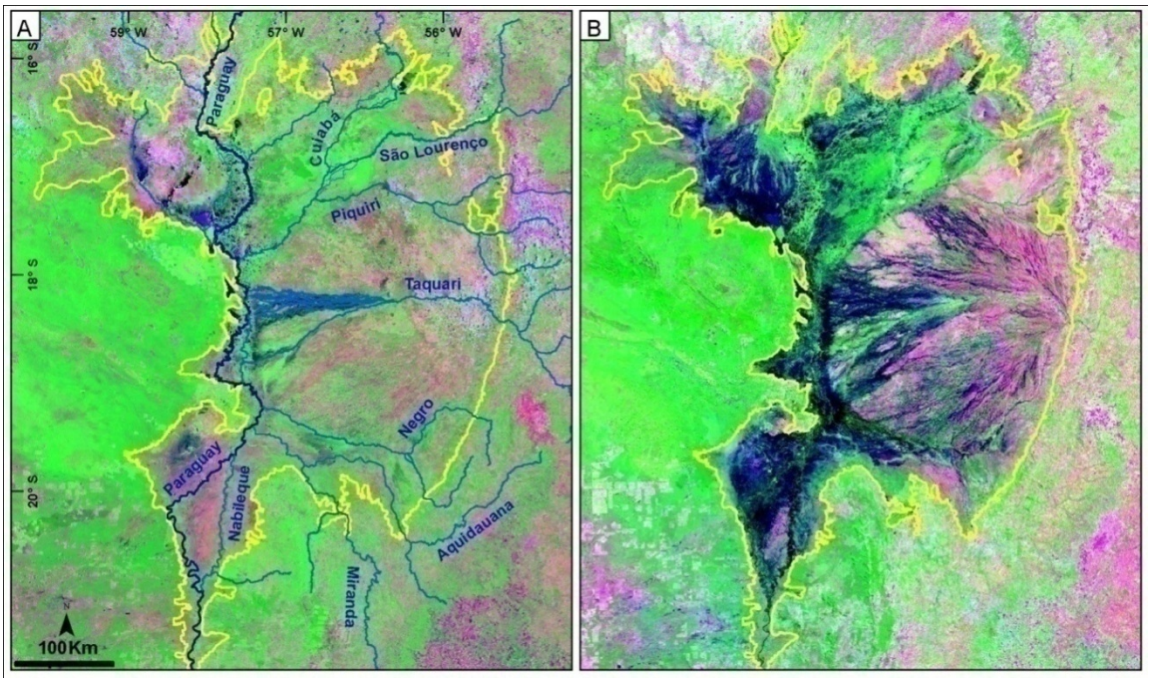

Figura 3 - Padrões de inundação da Bacia do Pantanal. A) Estação seca de 2008, composição colorida MODIS/Terra MOD13Q1 R(MIR)G(EVI)B(Blue); B) Estação cheia de 2011, composição colorida MODIS/Terra MOD13Q1 R(MIR)G(EVI)B(Blue). Linha amarela representa os limites da bacia baseado na classificação de Padovani, 2010)

O Pantanal apresenta grande diversidade fitogeográfica, visto que a área é zona de confluência de vários biomas como o Cerrado, Amazônia, Mata Atlântica e Chaco (Pott & Silva, 2015). A vegetação é fortemente influenciada pelo pulso de inundação, exigindo grande adaptação da biota local, mas que por sua vez também favorece a vasta diversidade existente na região (Junk et al., 1989; Evans et al. 2010). As distintas formações vegetacionais estão diretamente relacionadas a formas e processos geomorfológicos. Cordões florestais localmente conhecidos como cordilheiras e áreas florestadas, de formato arredondado, conhecidas como capões, ocorrem em áreas ligeiramente mais elevadas (1 a 2 m) que as planícies adjacentes, normalmente livres de alagamentos e com solos bem drenados (Prance & Schaller, 1982; Pott & Pott, 2004). Áreas permanentemente alagadas tendem a concentrar grande quantidade de macrófitas aquáticas e plantas epífitas que formam "ilhas flutuantes" localmente como "camalotes" quando o substrato é formado por

plantas do gênero *Eichhornia* (aguapé) ou "baceiros" quando o substrato flutuante foi substituído por solo orgânico (Pott & Pott, 2000; Pivari et al., 2008).

A grande espessura dos depósitos sedimentares preservados nos leques, megaleques e planícies aluviais demonstram que o desenvolvimento das atuais características físicas e naturais da paisagem pantaneira estiveram sujeitas às flutuações climáticas do Quaternário, incluindo as condições de precipitações altamente sazonais e clima seco do Pleistoceno, bem como registros das condições úmidas e quentes Holoceno (Ab'Sáber, 1988; McGlue et al., 2012). Muitos paleocanais e grandes cinturões de meandros abandonados observados sobre a superfície dos sistemas modernos através de imagens de satélite, se originaram da ação de rios com estilos fluviais que marcadamente contrastam com os canais modernos dos sistemas, fornecendo uma perspectiva clara para compreender os impactos climáticos e tectônicos na dinâmica fluvial da planície (Assine & Soares, 2004; Merino et al. 2013; Assine et al., 2014; Macedo et al., 2014; Pupim et al., 2016).

2.1. Trato dos sistemas deposicionais do Pantanal

As várias morfologias dos sistemas de deposição modernos do Pantanal foram previamente classificadas de acordo com características da paisagem, a dinâmica das cheias e hidroperíodos, tipo de vegetação e nomes de locais (por exemplo, Hamilton et al., 1996; Silva & Abdon, 1998; Padovani, 2010 - Figura 4).

A planície do Pantanal compreende um complexo sistema deposicional composto por vários sistemas fluviais localizado no centro da BAP. Esta planície aluvial de grande escala consiste em um sistema dinâmico de planícies aluviais e leques fluviais formados por rios com rede de canais heterogêneas e ligados ao rio Paraguai, tronco do sistema (Assine et al., 2015a). Rios com padrões de drenagem distintos formam sistemas aluviais diversos. Os rios Taquari e São Lourenço, principais afluentes do Paraguai, formam os maiores megaleques do trato, seguidos por sistemas de menor escala tais como aqueles desenvolvidos pelos rios Itiquira, Negro, Taboco, Aquidauana, Jaurú, Miranda, Nabileque e Corixo Grande (Figura 5, Assine et al., 2015a).

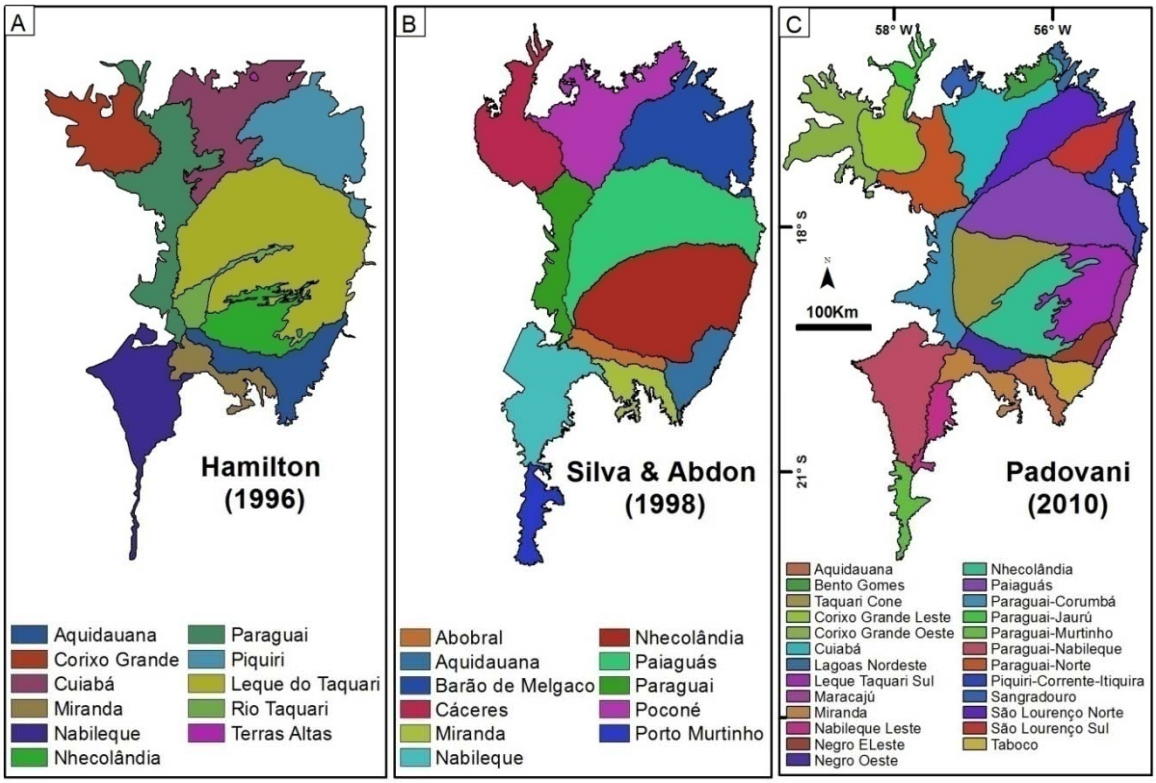

Figura 4 - Diferentes classificações do Pantanal (modificado de Assine et al., 2015b).

O Pantanal é uma bacia exorréica, com o rio Paraguai transportando água e sedimentos para Bacia do Chaco. No entanto, a maior parte do sedimento transportado pelos rios é depositado dentro do Pantanal. Os dados de estações de medição dos principais rios (Paraguai, Cuiabá, São Lourenço, Piquiri, Taquari, Aquidauana e Miranda) em suas respectivas entradas no Pantanal revelam que aproximadamente 25 milhões de toneladas/ano de sedimento em suspensão é transportado pelos rios de suas áreas fonte até a bacia do Pantanal. Todavia, apenas 10% desse total é registrado em estações de medição localizadas no rio Paraguai em sua porção sul, na estação de Porto Murtinho, o que significa que 90% do aporte sedimentar é retido na bacia (Assine et al., 2015a).

O trato do sistema deposicional moderno da Bacia do Pantanal foi classificado de acordo com as características geológicas e geomorfológicas da área fonte de cada sistema (Assine et al., 2015a; Figura 5). Dessa abordagem quatro categorias principais foram identificadas: a) leques fluviais com área fonte em planaltos sedimentares; b) leques fluviais com área fonte em terrenos pré-cambrianos (terras baixas); c) planícies tronco do rio Paraguai; d) planícies interleques.

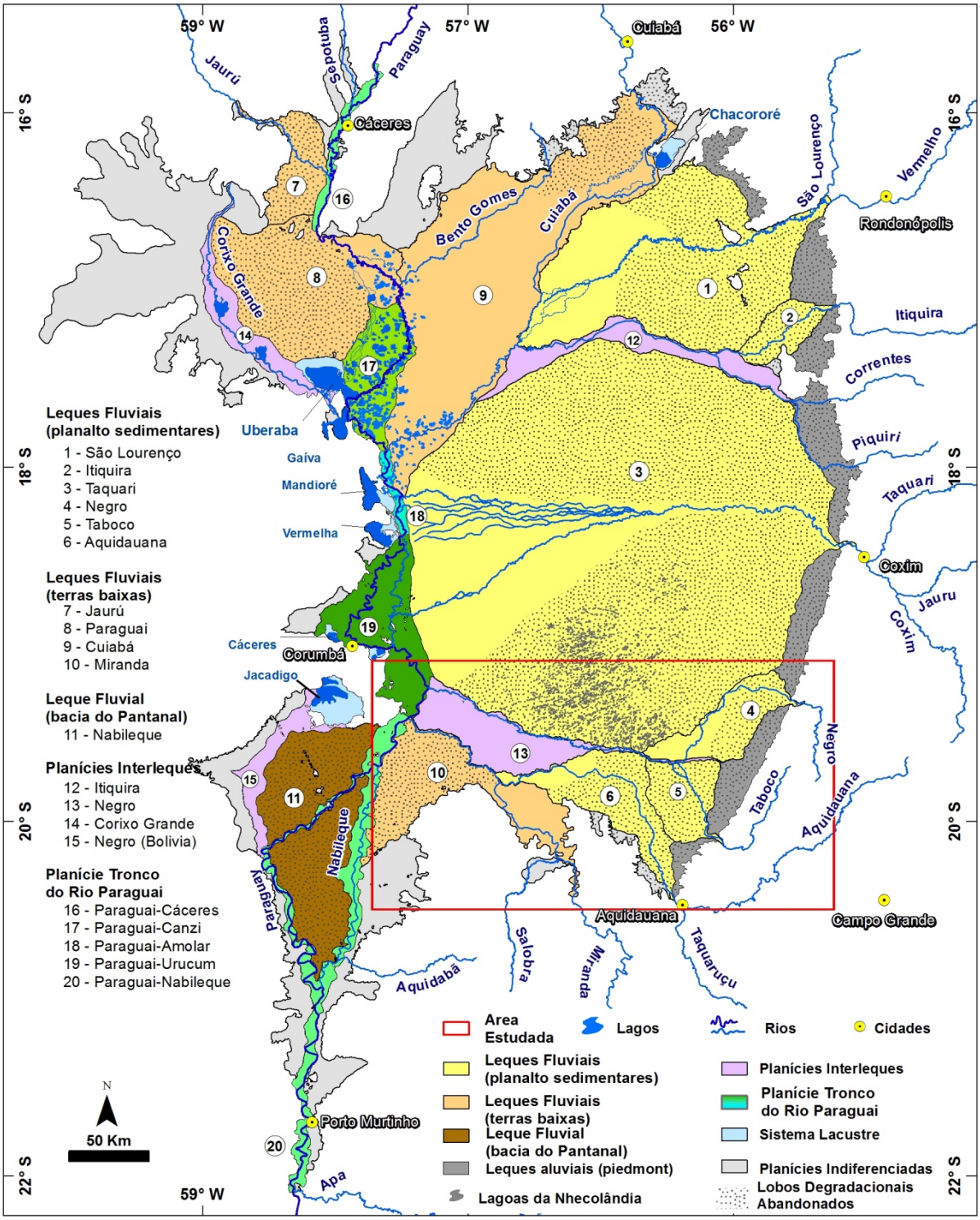

Figura 5 - Trato deposicional da Bacia do Pantanal (modificado de Assine et al., 2015a), com indicação da área estudada (retângulo vermelho).

Leques aluviais de fluxo gravitacional ocorrem no sopé da borda da bacia associado às escarpas orientais que são caracterizadas por arenitos de granulação grossa e conglomerados suportados por matriz (Boggiani & Coimbra, 1995; Nascimento et al., 2015). Também são reconhecidos planícies adjacentes e

sistemas lacustres complexos, desenvolvidos em planícies fluviais ativas (ex. grandes lagos da planície do rio Paraguai) ou em lobos abandonados de megaleques (lagoas da Nhecolândia) com formas, escalas e propriedades químicas distintas (McGlue et al.; 2011, McGlue et al.; 2015). Os lagos da planície do Paraguai foram formados por represamento de água decorrente de agradação do cinturão de meandros do rio e pelo confinamento na borda da bacia. As lagoas da região da Nhecolândia apresentam orientações que podem estar relacionadas a controles tectônicos e outros mecanismos que ainda não são claramente entendidos, no entanto, incluindo flutuações climáticas de longo prazo (Bezerra & Mozeto, 2008; McGlue et al., 2012).

2.1.1. Leques fluviais com área fonte em planaltos sedimentares

Esses megaleques estão concentrados na borda leste da bacia e têm como área fonte planaltos desenvolvidos em depósitos paleozoico-mesozoicos da Bacia sedimentar do Paraná. Intensa erosão fluvial na bacia de captação mantém o alto aporte sedimentar transportado para o Pantanal, cerca de 22.5 milhões de toneladas/ano, que representa quase de 90% da carga sedimentar suspensa da bacia. Por volta de 72% desse montante, nos dias atuais, são transportados pelo rio Taquari (Assine et al., 2015a).

Após cruzarem os íngremes escarpamentos da bacia de drenagem, os rios adentram à bacia do Pantanal onde originam grandes leques fluviais (megaleques). Tais sistemas são formados devido ao elevado aporte sedimentar dos rios, que acaba depositado na bacia em decorrência do gradiente topográfico reduzido da área. Casos típicos desses sistemas são os megaleques do Taquari, um dos maiores do mundo com área de aproximadamente 50.000 km^2, e do São Lourenço com 13.000 km^2 (Figura 5), caracterizados por lobos deposicionais distais modernos com canais entrincheirados em depósitos aluviais de idade pleistocênica na porção apical do leque (Assine et al., 2015a; Pupim, 2014). Outros sistemas pertencentes a este grupo, porém com áreas mais reduzidas são os megaleques do Aquidauana, Taboco, Itiquira e Negro (Figura 5).

2.1.2. Leques fluviais com area fonte em terras baixas

Essa categoria de megaleque apresenta área fonte em terrenos rebaixados com rochas ígneas e metamórficas de idade pré-cambriana e o aporte sedimentar desses sistemas é bastante inferior ao dos megaleques de planaltos sedimentares, transportando apenas 1.1 milhão ton/ano (Assine et al., 2015a - Figura 5). Dentre os sistemas que compõem esta categoria se encontra o megaleque do rio Cuiabá, o segundo maior leque do Pantanal com área de 15.000 km^2, com lobo pleistocênico relativamente pequeno quando comparado aos lobos abandonados de outros sistemas como o Taquari e o São Lourenço, mas que também apresenta paleocanais entrelaçados se bifurcando para jusante (Pupim, 2014; Pupim et al., 2016). O rio Paraguai forma um megaleque em seu alto curso após alcançar a planície pantaneira, próximo à cidade de Cáceres, apresenta lobos abandonados de idade pleistocênica com um sistema distributário de paleodrenagem e lobo atual dominado pelo canal atual do rio Paraguai com padrão de canal dominantemente meandrante, mas que apresenta bifurcações e avança sobre uma região com centenas de pequenas lagoas (Assine & Silva, 2009). Outros sistemas de menor escala completam essa categoria de sistema como os megaleques do Jaurú a norte do megaleque do rio Paraguai e o Miranda ao sul da bacia.

2.1.3. As planícies do rio Paraguai

O rio Paraguai corre de norte para sul constituindo-se caracterizado por uma complexa morfologia de estilos contrastantes de planícies desde sua entrada na bacia do Pantanal (próximo a Cáceres no estado de Mato Grosso) e ao longo de toda a planície aluvial até sua área mais ao sul, além do Planalto da Bodoquena, onde alcança a Bacia do Chaco (Assine & Silva, 2009; Assine et al., 2015a). A planície fluvial apresenta geomorfologia complexa que reflete o controle tectônico na margem ocidental da bacia do Pantanal, e interações com a porção distal dos megaleques de leste, que resulta no desenvolvimento de vários estilos fluviais desde sua entrada na bacia até seu limite sul. O canal principal está localizado numa planície fluvial composta por cinco compartimentos, cada um com formas

deposicionais, padrão de canais e comportamento hidrológicos distintos (Assine et al., 2015a; Figura 5): a) a planície Paraguai-Caceres localizada no limite norte da bacia onde desenvolveu um vale inciso em rochas cristalinas do Pré-Cambriano; b) a planície Paraguai-Canzi caracterizada pelo baixo gradiente topográfico com numerosos canais abandonados que avançam sobre uma planície flúvio-lacustre que inclui desde os grandes lagos da bacia (Lagoa Uberaba e Gaiva) e centenas de lagoas menores; c) a planície Paraguai-Amolar é uma área confinada entre a Serra do Amolar e o megaleque do Taquari onde se forma um gargalo (*hydraulic bottleneck*) que barra temporariamente a onda de cheia; d) a planície do Paraguai-Corumbá esta localizada ao sul da lagoa Vermelha e é um vasto sistema de ~27km de largura onde os rios Paraguai e Paraguai-Mirim desenvolvem trechos de canais com padrão *anabranching*; e) por fim a planície do Paraguai-Nabileque que se caracteriza por um grande cinturão de meandros inciso na superfície pleistocênica do megaleque do Nabilque.

2.1.4. Sistemas de planícies interleques

Os sistemas de planícies interleques são planícies fluviais localizadas entre leques fluviais e apresentam aumento da descarga fluvial e aporte sedimentar para jusante (Sinha & Friend, 1994, Figura 5). Embora tais sistemas recebam água e sedimento principalmente de sistemas fluviais adjacentes, elas também são alimentadas por leques aluviais originados no sopé das escarpas que limitam a Bacia do Pantanal a leste e de terrenos rebaixados da Bacia do Chaco a oeste.

A planície do rio Corixo Grande está localizada na fronteira noroeste do Pantanal, e coleta água e sedimento derivada de lobos abandonados do megaleque do Paraguai formando planícies aluviais indiferenciadas criadas por canais efêmeros originários do território boliviano. A planície do Rio Negro (Bolívia / Paraguai) é outro sistema interleque que contorna a franja do megaleque do Nabileque e também drena águas dos megaleques Otuquis-Tucavaca e Pilcomayo, que estão situados a oeste da bacia do Pantanal (Kuerten & Assine, 2011).

As planícies interleques do Piquiri e do Negro separam o megaleque do Taquari de sistemas coalescentes ao norte e ao sul respectivamente (Figura 6A). Ambos os rios são perenes com cinturões de meandros confinados em vales incisos

entre grandes megaleques (Figura 6B e C). Padrão meandrante de canal predomina ao longo de toda extensão da planície do rio Piquiri (Pupim et al., 2014), ao passo que o rio Negro apresenta canal único e meandrante no trecho confinado da planície interleques e múltiplos canais no trecho desconfinado (Mendes, 2014).

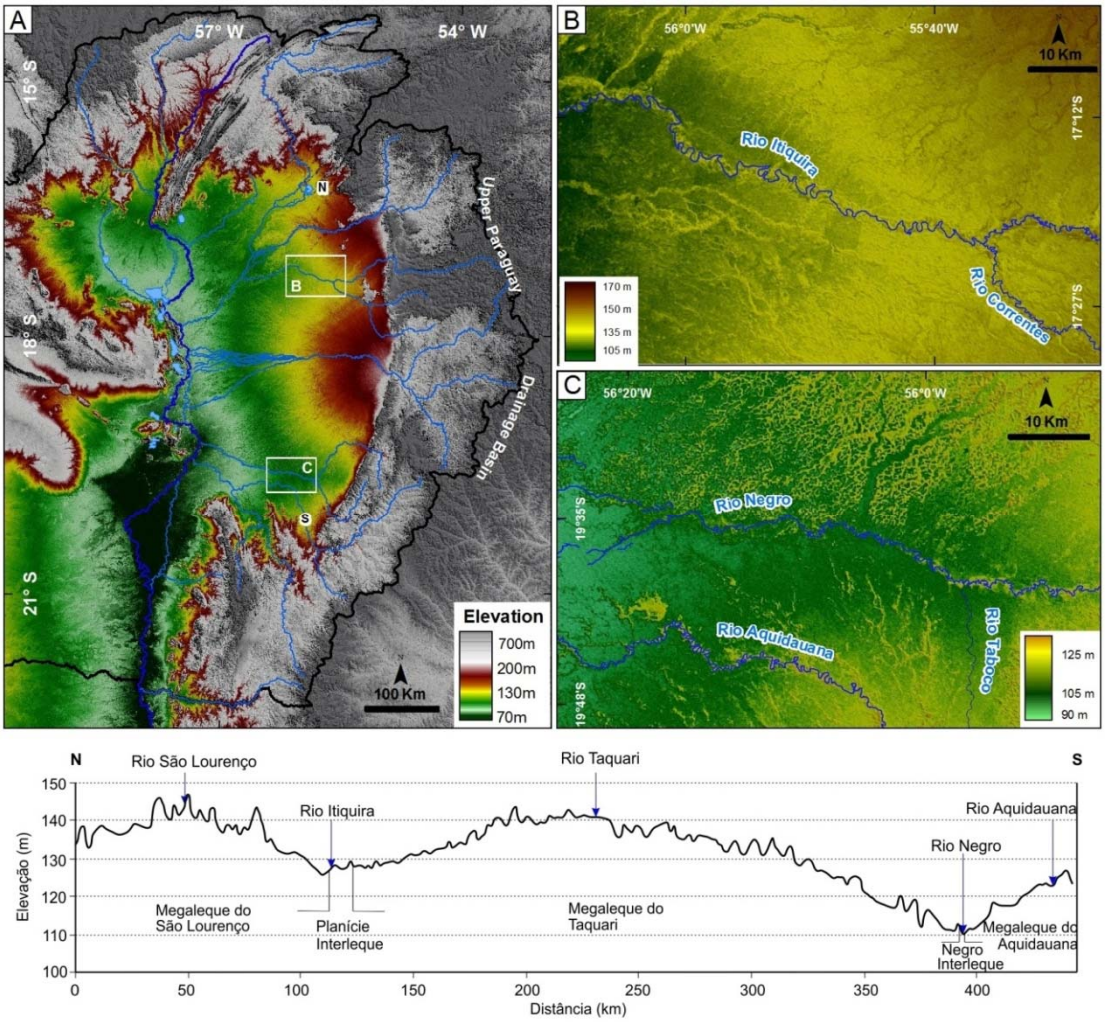

Figura 6 - MDE da Bacia do Pantanal com destaque para as áreas fontes dos principais rios, megaleques e planícies interleques (baseado em Assine et al., 2015a). A) MDE SRTM 90m da BAP e Pantanal; B) Detalhe da planície interleques do rio Itiquira; C) Detalhe da planície interleques do rio Negro. Perfil topográfico gerado a partir do SRTM 90m.

2.2. Área estudada

A área estudada está localizada na porção sudeste da bacia do Pantanal entre as coordenadas ~19-20º30'S de latitude e ~55-57º30'W de longitude, ocupando cerca de 25.000 km^2. A rede de drenagem é formada pelos rios Negro, Aquidauana, Taboco e Miranda que dão origem aos sistemas deposicionais da borda sul da Bacia

do Pantanal (Figura 5). Todos os rios que banham a área apresentam cabeceiras na bacia hidrográfica do alto rio Paraguai (Figura 1), com trechos iniciais correndo sobre leito rochoso escavando rochas sedimentares da Bacia do Paraná e adquirindo características aluviais ao passo que alcançam a planície do Pantanal.

2.2.1. Clima

De acordo com a classificação de Köppen-Geiger, o clima regional é do tipo 'Aw' (tropical sazonal), tendo inverno seco e verão úmido, com temperatura média anual em torno dos 25º C (Junk *et al.*, 2006). A diferença de gradiente topográfico entre as cabeceiras da BAP e o Pantanal provoca taxas de precipitação anual não homogêneas ao longo da bacia de drenagem, variando de 1.200 a 1.350 mm no setor norte-nordeste para 710-1.200 no setor sul-sudoeste, e menor precipitação anual em torno de 700 mm na região central do Pantanal (Assine et al., 2015c). No interior da planície pantaneira a taxa de evapotranspiração é maior que a taxa de precipitação (McGlue et al., 2011). Segundo Zhou & Lau (1998), o Pantanal está posicionado na zona de transição entre o domínio de regime climático tropical úmido ao norte (Amazônia) e condições subtropicais semiáridas ao sul (Grande Chaco). O sistema de monções da America do Sul (*South American Summer Monsoon - SASM*) influencia fortemente o regime de precipitação do Pantanal por ação de correntes de jato de baixos níveis (South American low-level jet - SALLJ) que provocam o deslocamento de umidade da região amazônica para as bacias do Pantanal e Chaco (Zhou & Lau, 1998). A ação da SASM provoca chuvas torrenciais com período chuvoso iniciando-se normalmente em outubro, com picos de precipitação em dezembro e janeiro, e período seco de julho a agosto.

2.2.2. Geomorfologia

A área pesquisada está inserida num contexto de grandes províncias geomorfológicas que abrangem grande parte da porção sul da planície pantaneira com seus megaleques, planície fluviais e flúvio-lacustres, além das áreas circundantes compostas pelas planícies coluviais pré-Pantanal, terrenos rebaixados

da Depressão do Rio Miranda, o Planalto de Maracajú-Campo Grande e o Planalto da Bodoquena (Figura 7).

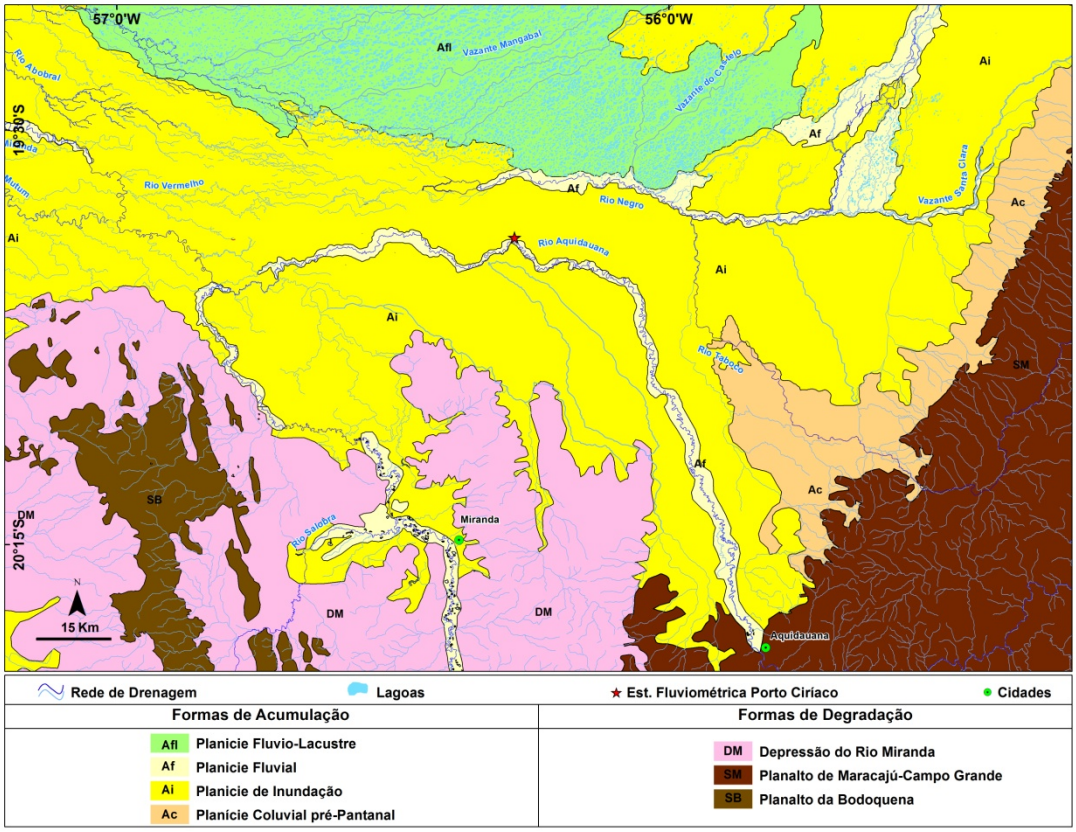

Figura 7 - Mapa Geomorfológico da área investigada (modificado de IBGE, 2009a e b).

O Planalto de Maracajú-Campo Grande, localizado a leste da área, apresenta relevo cuestiforme desdobrado com altimetria variando entre 500 e 800 m, com formas dissecadas em amplos interflúvios de topo tabular onde se desenvolvem Latossolos Vermelho-Escuros distróficos (Ross & Santos, 1982). Ao sul a área é limitada por dois grandes domínios erosivos, a Depressão do Rio Miranda e o Planalto da Bodoquena. A Depressão do rio Miranda é o limite sul do domínio da grande província geomorfológica da Depressão do Rio Paraguai que se estende até o limite norte da Bacia do Pantanal com altitudes variando de 100 a 350 m sendo limitadas ao norte pelo Planalto de Maracajú-Campo Grande e ao sul pelo Planalto da Bodoquena (Alvarenga et al., 1982). Este planalto, regionalmente conhecido como Serra da Bodoquena, é composto por um conjunto de morros com orientação NW-SE, cujo compartimento principal é a própria Serra da Bodoquena, que apresenta relevo dissecado associado a ocorrência de formações cársticas ao longo de sua extensão (Alvarenga et al., 1982).

No interior da planície pantaneira a área apresenta altitudes variando de 80 a 150 m com regiões sujeitas a alagamento periódico durante as cheias anuais. A área estudada é limitada ao norte pelo megaleque do rio Taquari, mais especificamente em sua parte sul na região da Nhecolândia, que compreende um sistema lacustre com mais de 10.000 lagos bordejados por cordões arenosos, com orientação preferencial NE, e com formas que variam de elíptica a circular (Assine et al., 2015b). A oeste a área é limitada pela planície de inundação do rio Paraguai, o sistema tronco coletor das águas e sedimentos transportados por sistemas de megaleques e planícies fluviais que formam o trato deposicional moderno da bacia do Pantanal (Assine et al., 2015a).

2.2.3. Geologia

Várias unidades geológicas compõem o arcabouço geológico da Bacia do Pantanal, com unidades que vão desde o Proterozóico até o Cambriano, preservando fragmentos da história primitiva da Terra espalhados pelo relevo irregular da região, revelado por diferentes litotipos e estilos estruturais do embasamento (Warren et al., 2015). São reconhecidas rochas metamórficas pré-cambrianas do embasamento cristalino pertencentes aos grupos Cuiabá (principalmente filitos) e Corumbá (representado na área pelo Complexo Rio Apa e Formações Bocaiana e Cerradinho), rochas sedimentares de idade paleozoica e mesozoica, pertencentes à Bacia do Paraná e também sedimentos cenozóicos da Formação Pantanal, que gradativamente são recobertos e retrabalhados por sedimentos quaternários recentes (Lacerda Filho et al., 2004 - Figura 8).

A Formação Cerradinho é constituída por conglomerados, arcóseos, arenitos, siltitos, folhelhos e margas e a Formação Bocaina é constituída por calcários dolomíticos, calcários calcíticos, por vezes silicificados, com níveis oolíticos, intraclastos e estruturas estromatolíticas (Godói et al., 2001).O Complexo Rio Apa apresenta xistos, quartzitos, gnaisses e anfibólitos (Almeida, 1965). O Granito Taboco se refere a grandes corpos graníticas intrusivas nos metassedimentos do Grupo Cuiabá (Almeida, 1965).

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná que afloram na região pertencem aos seguintes grupos: Paraná (Formação Furnas), Itararé (Formação Aquidauana) e São Bento (Formação Botucatu e Formação Serra Geral). Na Formação Furnas predominam arenitos de cores claras, com níveis conglomeráticos e com estratificação cruzada frequentemente. A Formação Aquidauana é caracterizada pela natureza detrítica de suas fácies sedimentares, essencialmente arenosas e de coloração predominantemente avermelhada. A Formação Botucatu possui arenitos de cor rosa a vermelho escuro, finos a médios, friáveis. Já a Formação Serra Geral é constituída por basaltos dispostos numa série de derrames superpostos, representativos de um intenso vulcanismo fissural (Del'Arco et al., 1982).

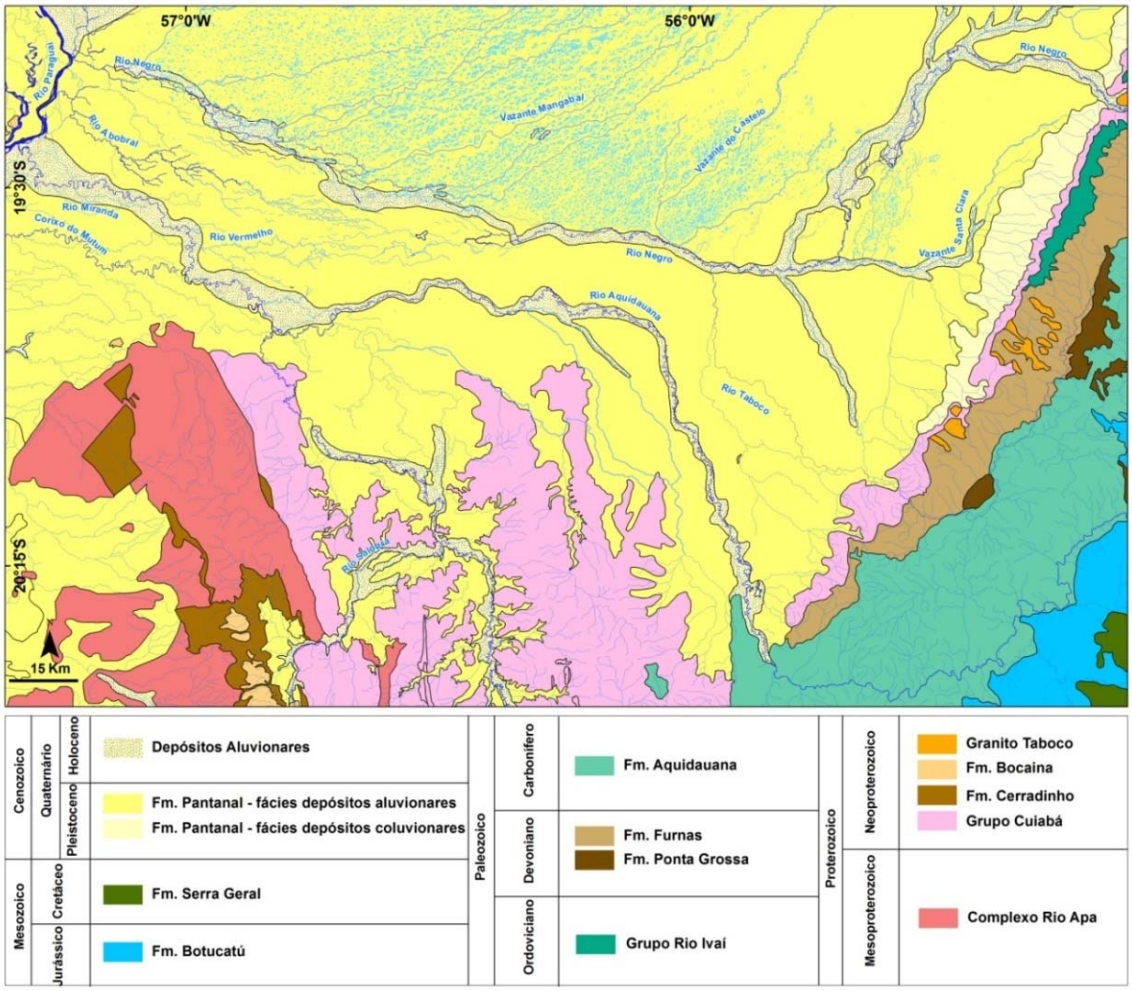

Figura 8 - Mapa geológico da investigada (modificado de Lacerda Filho et al., 2004).

A unidade estratigráfica mais recente é a Formação Pantanal que possui espessura variável devido à irregularidade do substrato e por ainda estar em processo de desenvolvimento com acumulação contínua de sedimento (Del'Arco et

al., 1982). Segundo Almeida (1964), compreende depósitos arenosos e síltico-argilosos, com pouco cascalho, com leques aluviais, taludes e lateritos ferruginosos formados sob condições climáticas distintas da atual.

3. OBJETIVOS

O presente trabalho teve por meta o reconhecimento de mudanças paleoambientais na porção sul do Pantanal, bem como a investigar a evolução geomorfológica e hidrológica da planície interleques do rio Negro e dos leques fluviais coalescentes, desde o Pleistoceno Superior até o recente. Os seguintes objetivos foram definidos para atingir tal meta:

1) compartimentação geomorfológica do megaleque do rio Aquidauana (um dos únicos sistemas da porção sul do Pantanal sem estudos detalhados) com ênfase nos eventos e processos que modelaram a paisagem desde o final do Pleistoceno até o presente;
2) compartimentação geomorfológica do baixo curso da planície interleques do rio Negro baseado no comportamento hidrológico e na interação das diferentes paisagens da planície com os sistemas deposicionais coalescentes;
3) identificação e descrição das mudanças paleo-hidrológicas mais significativas ocorridas nos principais sistemas deposicionais da porção sul da bacia do Pantanal. Buscou-se ainda o estabelecimento da cronologia das mudanças e entendimento da relação entre as mudanças hidrológicas e mudanças climáticas ocorridas no Quaternário tardio.

4. MÉTODOS E MEIOS

O presente estudo teve abordagem baseada na conjugação de diferentes dados orbitais e métodos de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento, com dados hidrológicos e climáticos, compartimentação geomorfológica, pesquisa de campo e datação absoluta de sedimentos para caracterização da dinâmica e evolução dos sistemas deposicionais da porção sul do Pantanal.

4.1. Processamento digital de imagens de sensores remotos

Diversos programas para a difusão de imagens obtidas de sensores remotos (satélites e radares) têm se popularizado nos últimos anos. Políticas de distribuição gratuita de imagens orbitais por institutos governamentais nacionais (ex: INPE e MMA) e internacionais (ex: NASA) surgem a cada dia. Ao longo dos anos a utilização de técnicas de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto têm sido uma ferramenta bastante eficaz na análise da paisagem e das relações entre formas, processos e escalas (Butle & Walsh, 1998; Walsh et al., 1998; Bocco et al. 2001; Smith & Pain, 2009 dentre outros).

A caracterização de áreas alagáveis é uma tarefa que apresenta grandes dificuldades face a grande diversidade de ambientes encontrados em cada área (Pringent et al., 2001). Devido às variações de curto prazo que ocorrem na superfície, requerem-se abordagens especiais para avaliar sua composição e também mudanças de longo prazo (Dronova et. al, 2015; Finlayson & van der Valk, 1995).

Os dados orbitais utilizados para caracterização hidrológica, geomorfológica e identificação de mudanças ambientais da área foram agrupados em um banco de dados geográfico. O sistema de referência espacial e georreferenciamento dos dados adotado foi o datum WGS84 zona 21K. Os dados foram processados nos softwares ArcGIS 10, Global Mapper 11, Spring 5.2.6, MODIS Reprojection Tools e Envi 4.7. Os principais produtos de sensores remotos utilizados no presente trabalho estão descritos na Tabela 1 com suas respectivas resoluções, atividade realizada e fonte dos dados.

Imagens de satélite representam ampla e contínua base de dados da superfície terrestre em distintas porções do espectro eletromagnético com diferentes

resoluções (espacial, temporal e espectral). A grande disponibilidade de imagens provém oportunidades para análise de feições e interpretação da evolução da paisagem em *wetlands* que até recentemente não eram possíveis (Melack & Hess, 2004; Assine, 2005; Sakamoto et al., 2007; Wright & Gallant, 2007; Rebelo et al., 2009; Buehler et al., 2011; Evans & Costa, 2013; Sagin et al., 2015).

Diferentes processamentos foram aplicados às imagens para reconhecimento de feições deposicionais e identificação de mudanças ambientais. A simples sobreposição de diferentes canais ou bandas espectrais dos sensores, conhecida como "Composição Falsa-Cor", foi o ponto de partida. Múltiplas combinações de bandas são possíveis e as principais tripletes utilizadas foram: a) composição R7G4B2 para imagens dos sensores Landsat TM5 e 7ETM+; b) composição R7G5B3 em imagens do Landsat 8 OLI; c) composição R3G2B1 em imagens ASTER; d) composição R(MIR)G(EVI)B(Blue) para imagens MODIS/Terra MOD13Q1.

Imagens dos satélites Landsat TM5 e 7ETM+ e MODIS/Terra de diferentes períodos hidrológicos foram analisadas (cheia, seca e vazante), visto que o Pantanal é uma planície sujeita a alagamentos sazonais. Processamentos que realçam o contraste entre áreas úmidas e secas foram utilizados para caracterização da dinâmica hidrológica e geomorfológica da área estudada.

Diferentes índices de água e de umidade do solo foram testados em imagens da série Landsat no período de 2000 a 2011. Para abrangência completa da área estudada foram necessárias duas cenas (orbita/ponto 226/073 e 226/074). O recorte, mosaico e todos os índices de água e umidade do solo utilizados foram realizados com uma rotina no ambiente *Model Builder* do ArcGis10,2 (ESRI), a fim de economizar tempo e evitar erros.

Dados de vazão coletados da estação de Porto Ciríaco (http://www.snirh.gov.br/hidroweb/ - código 66950000, localização na Figura 7), foram utilizados para seleção das imagens. Uma imagem de cada período hidrológico (cheia, vazante e seca) foi utilizada para cada ano (Tabela 2 e Figura 9). No total foram processadas 35 imagens para o período estipulado, com exceção do ano de 2003 que todas as imagens disponíveis do período da cheia apresentaram grande cobertura de nuvens sobre a área. Imagens com grandes áreas de queimada

também foram descartadas devido à semelhança de resposta espectral das marcas de queimadas com áreas úmidas.

Tabela 1 - Dados orbitais utilizados na pesquisa.

Missão/ Sensor	Resolução			Nº de Bandas	Uso/Fonte
	Espacial	Espectral	Temporal		
GeoCover 1990	28.5m	Multiespectral	Início anos 1990	Composição RGB (742)	Análises multitemporais. Mapeamento em escalas médias. Observação de mudanças. Dedução de processos. http://glovis.usgs.gov http://glcf.umd.edu/ www.inpe.br
GeoCover 2000	14.25m	Multiespectral	Início anos 2000	Composição RGB (742)	
LANDSAT MSS	80 m (bandas 4-7)	Multiespectral	1972 - 1982	4 bandas	
LANDSAT TM-5	30 m (bandas 1-5 e 7); 120 m (banda 6)	Multiespectral	1984 - 2011	7 bandas	
LANDSAT 7 ETM+	15 m (banda 8); 30 m (bandas 1-5 e 7); 120 m (banda 6)	Multiespectral	1999 - 2003	8 bandas	
LANDSAT 8 OLI	15 m (banda 8); 30 m (bandas 1-7 e 9); 100 m (bandas 10-11)	Multiespectral	2013 - Presente	11 bandas	Mapeamento em detalhe. Dedução de processos. http://glovis.usgs.gov
ASTER	15 m (bandas 1 - 3); 30 m (bandas 4 - 9); 90 m (bandas 10-14)	Multiespectral	1999 - 2003	14 bandas	
MODIS/Terra - MOD13Q1	250 m (bandas 1 - 2); 500 m (bandas 3 - 7);	Multiespectral	2000 - Presente	7 bandas	Análises multitemporais da distribuição das águas e sedimentos. http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/
RapidEye	5 m (bandas vermelho, azul, verde, red-edge e infravermelho-próximo);	Multiespectral	2012 - 2014	5 bandas	Mapeamento, Análises multitemporais da distribuição das águas e sedimentos. http://geocatalogo.mma.gov.br/
SRTM V4	90m	-	Fevereiro 2000	1 banda	Análise morfométrica. http://srtm.csi.cgiar.org/
SRTM TOPODATA	30m	-	Agosto 2008	1 banda	Análise morfométrica. http://www.dsr.inpe.br/topodata/
Google Earth® Basemap®	Diversas	-	-	-	Mapeamento em detalhe. Dedução de processos.

Diversos processamentos são encontrados na literatura para identificação de áreas úmidas. Para o presente trabalho foram testados os índices de água "*normalized difference water index"* (NDWI) e *modification of the "normalized difference water index"* (MNDWI), e o índice de umidade do solo *"normalized multi-band drought index"* (NMDI).

O NDWI (Gao, 1996) e o mNDWI (Xu, 2006) são representados respectivamente pelas equações:

a)$NDWI_{Gao1996} = \frac{TM4-TM5}{TM4+TM5}$ b) $mNDWI = \frac{TM2-TM5}{TM2+TM5}$.

Os índices buscam realçar a máxima refletância de corpos d´água ou de áreas úmidas vegetadas. O NDWI foi elaborado para quantificar as moléculas de água que interagem com a radiação solar e é menos sensível ao espalhamento atmosférico (Gao, 1996). O MNDWI foi desenvolvido para realçar corpos d'água em áreas abertas com base na substituição da banda do infravermelho-próximo (utilizado no NDWI) pelo verde para reduzir/remover ruídos no produto final.

O NMDI (Wang & Qu, 2007) pode ser resumido pela equação $NMDI = \frac{R_{860nm}-(R_{1640nm}-R_{2130nm})}{R_{860nm}+(R_{1640nm}-R_{2130nm})}$ onde R representa a refletância aparente observada pelo satélite. O processamento foi originalmente desenvolvido para ser aplicado em imagens MODIS, todavia na presente pesquisa foi adaptado para aplicação em imagens dos sensores Landsat TM5 e 7ETM+. A transformação foi elabora de acordo com o comprimento de ondas proposto pela pesquisa original e a equação final para os satélites Landsat 5 e 7 é descrita como:

a) $NMDI_{LS5/7} = \frac{TM4-(TM5-TM7)}{TM4+(TM5-TM7)}$

Um mapa de frequência de inundação foi calculado após os testes dos diferentes índices com objetivo de representar espacialmente a extensão/contração e entender o padrão e duração das inundações na área durante a série temporal de 2000 a 2011. O índice selecionado para elaboração do mapa de frequencia de inundação foi o NDMI por apresentar maior contraste entre as áreas úmidas e secas.

Para obtenção do mapa cada imagem foi classificada visualmente em duas categorias temáticas: “área inundada” e “não inundada”. Foram atribuídos valor 1 aos *pixels* com água ou áreas úmidas e 0 para áreas secas. A frequência de inundação foi calculada pela soma de todas as 35 imagens classificadas em uma operação de álgebra de mapas cujo produto final foi uma imagem com valores de

pixel variando de 0 a 35, onde 0 representa ausência total de água durante o período avaliado e 35 indica que a área sempre esteve alagada.

Tabela 2 - Relação de imagens Landsat e dados de vazão da estação de Porto Ciríaco utilizados para processamento dos índices de umidade utilizados no trabalho.

Sensor	Data	Nível da água no dia (cm)	Nível mensal da água (cm)
Landsat 5 TM	April 23, 2000	318	338
Landsat 5 TM	June 10, 2000	208	196
Landsat 5 TM	August 13, 2000	177	169
Landsat 7 ETM+	March 1, 2001	350	353
Landsat 5 TM	June 13, 2001	238	236
Landsat 7 ETM+	August 8, 2001	163	156
Landsat 7 ETM+	March 4, 2002	362	362
Landsat 7 ETM+	June 24, 2002	188	192
Landsat 7 ETM+	September 28, 2002	201	165
Landsat 5 TM	April 24, 2003	362	362
Landsat 5 TM	September 23, 2003	190	187
Landsat 5 TM	January 13, 2004	355	347
Landsat 5 TM	June 5, 2004	350	340
Landsat 5 TM	September 9, 2004	144	143
Landsat 5 TM	March 4, 2005	271	257
Landsat 5 TM	June 24, 2005	260	253
Landsat 5 TM	July 10, 2005	216	232
Landsat 5 TM	April 24, 2006	366	364
Landsat 5 TM	May 10, 2006	248	274
Landsat 5 TM	August 30, 2006	150	156
Landsat 5 TM	March 26, 2007	340	355
Landsat 5 TM	June 14, 2007	199	201
Landsat 5 TM	September 2, 2007	147	136
Landsat 5 TM	April 13, 2008	347	328
Landsat 5 TM	August 19, 2008	175	178
Landsat 5 TM	December 9, 2008	139	176
Landsat 5 TM	March 15, 2009	302	312
Landsat 5 TM	May 2, 2009	169	173
Landsat 5 TM	August 6, 2009	163	191
Landsat 5 TM	March 18, 2010	364	364
Landsat 5 TM	May 21, 2010	265	290
Landsat 5 TM	October 12, 2010	300	234
Landsat 5 TM	April 22, 2011	364	365
Landsat 5 TM	July 11, 2011	251	237
Landsat 5 TM	September 29, 2011	205	187

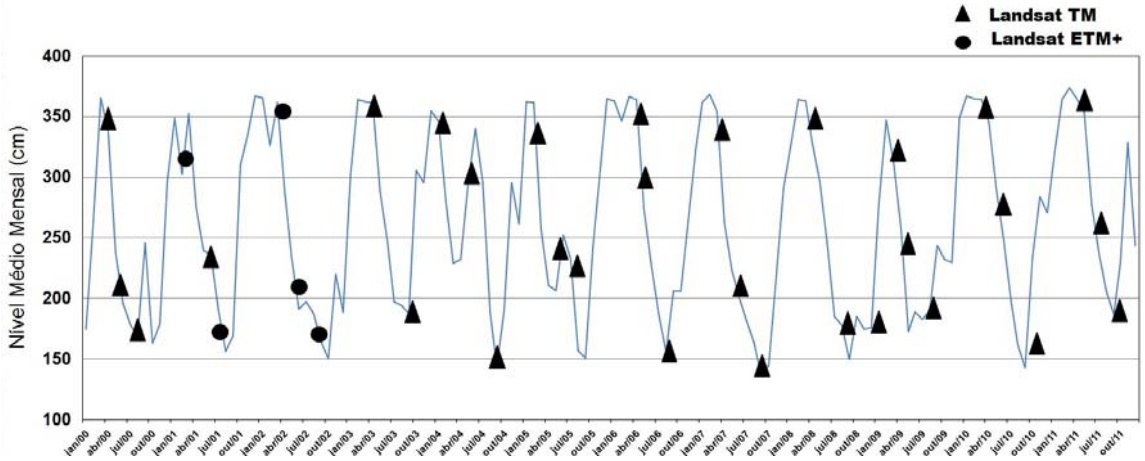

Figura 9 - Nível médio mensal do rio Aquidauana na estação de Porto Ciríaco no período de 2000-2011. Foram selecionadas imagens em períodos de vazão máxima, mínima e intermediária. Localização da estação na Figura 7.

Análise de Principais Componentes Seletivas (APCS) (Chavez & Kwarteng, 1989) foi aplicada para diminuir a generalização das formas de relevo e melhorar a interpretação geomorfológica com base nas imagens Landsat. Tal procedimento foi adotado devido a escala espacial reduzida das feições geomorfológicas e as constantes mudanças na paisagem, causadas pelos alagamentos periódicos que ocorrem na região. No presente trabalho a APCS as bandas utilizadas no processamento foram modificadas para que além de maior distinção entre as feições, a imagem apresentasse maior contraste entre as áreas úmidas e secas. O conjunto das bandas utilizado foi: Banda 4, imagem NDWI e composição falsa-cor R(7)G(4)B(NDWI).

Produtos da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM, Farr et al., 2007), com 3 arcos de segundo de resolução (nominalmente 90 m) e precisão vertical de ±9 m para a América do Sul (Rodríguez et al., 2006), foram utilizados como modelo digital de elevação (MDE). O intervalo altimétrico do SRTM foi customizado de modo a ressaltar feições geomorfológicas que normalmente são omitidas quando da utilização de classificadores hipsométricos automáticos (Merino et al., 2015).

Modelos de Elevação Residual (MER) foram elaborados com base na proposta de Zani et al. (2012), para ressaltar formas topográficas mascaradas pela tendência regional do relevo. O método calcula a superfície de tendência topográfica (método global de regressão e polinômio de 2ª a 4ª ordem variando para cada região) e a subtrai pela altimetria original do MDE. O produto desse processamento resulta num modelo com valores altimétricos relativos que, em sistemas como o

Pantanal, podem evidenciar áreas potenciais para sedimentação (valores relativos negativos) e áreas com maior aporte sedimentar (valores relativos positivos).

4.2. Compartimentação geomorfológica

Segundo Vedovello (1993), a compartimentação fisiográfica consiste em dividir determinada região em áreas que apresentem internamente características fisiográficas homogêneas e que sejam distintas das áreas adjacentes. O mapeamento foi realizado com base nas imagens de satélites, MDEs SRTM (30 e 90m), bem como verificação de campo. Os critérios de interpretação dos das diferentes unidades do relevo foram baseados em Soares & Fiori (1976) e Vedovello (1993). Todavia, devido a pouca (as vezes até mesmo inexistente) variação morfológica e ao baixo gradiente topográfico da área, os principais parâmetros para definição das unidades de relevo foram a vegetação, o padrão de drenagem e o nível de alagamento da área.

Para a compartimentação geomorfológica da área foram realizadas diversas atividades: 1) refinamento dos contatos entre os diferentes sistemas que compõem a borda sul da bacia do Pantanal com base em relações morfológicas reconhecidas em dados orbitais; 2) identificação das características de drenagem e dos diferentes estilos fluviais; 3) mapeamento de geoformas deposicionais e erosivas, atuais e reliquiares; 4) reconhecimento de paleocinturões e paleocanais que evidenciam mudanças no curso dos rios ou no padrão de drenagem.

4.3. Validação de campo, descrição e amostragem de material geológico

Três campanhas de campo e um sobrevôo foram realizados entre 2014 e 2015. As campanhas tiveram como objetivo a amostragem de testemunhos sedimentares, coleta de informações hidrossedimentológicas e validação das interpretações dos produtos de sensoriamento remoto.

Foram percorridas áreas em todos os sistemas deposicionais que compõem a porção sul do Pantanal (Negro, Aquidauana, Miranda e Taboco). A primeira campanha foi realizada em março de 2014 para caracterização dos elementos morfológicos e análise dos processos atuantes, nessa campanha não foram

recuperados testemunhos sedimentares face ao grande alagamento que atingiu a área. Durante a segunda campanha, realizada em abril de 2015, foram recuperadas amostras sedimentares para descrição e datação absoluta, coletados dados hidrossedimentológicos dos principais rios da área estudada (vazão, carga suspensa e carga de fundo), bem como foi realizado o sobrevôo do baixo curso da planície interleques do rio Negro. Uma última campanha foi realizada em outubro de 2015 para amostragem sedimentar de pontos que não haviam sido coletados até então, visto aos alagamentos recorrentes da região. Dificuldades de acesso e cheias atípicas não permitiram que todos os paleocinturões mapeados na porção sul fossem amostrados. A distribuição dos pontos amostrados e o tipo de coleta realizado é apresentado na Figura 10 .

4.4. Dados hidrossedimentológicos

Os dados de vazão e geometria de canal dos principais rios da porção sul do Pantanal foram obtidos em seções transversais realizadas com uso do *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP). Amostras de material suspenso e de fundo foram coletadas para cada seção de ADCP a fim de se caracterizar e quantificar o transporte de sedimento em suspensão e de fundo para cada seção levantada (Figura 10). A coleta de amostras para o cálculo da concentração de material suspenso foi realizada com o uso de uma garrafa de amostragem vertical contínua. O material de fundo foi coletado com um amostrador de mandíbula tipo Van Veen e a análise granulométrica dos sedimentos foi realizada pelo método de peneiramento no Laboratório de Mecânica dos Solos da Universidade Federal de São Carlos.

As amostras de água foram analisadas no Laboratório de Geoquímica Ambiental (LAGEA) (IGCE-UNESP, Rio Claro). Os equipamentos utilizados foram um espectrofotômetro modelo DR 2800 da marca Hack company, para quantificar a concentração de sólidos suspensos, e uma sonda multiparametros YSI 556 para quantificar a concentração de sólidos dissolvidos. Dados de vazão, cota e precipitação da Agência Nacional de Águas (ANA - http://www.snirh.gov.br/hidroweb/) foram utilizados como informações suplementares a fim de se compreender o regime hidrológico dos rios Negro, Aquidauana e Miranda.

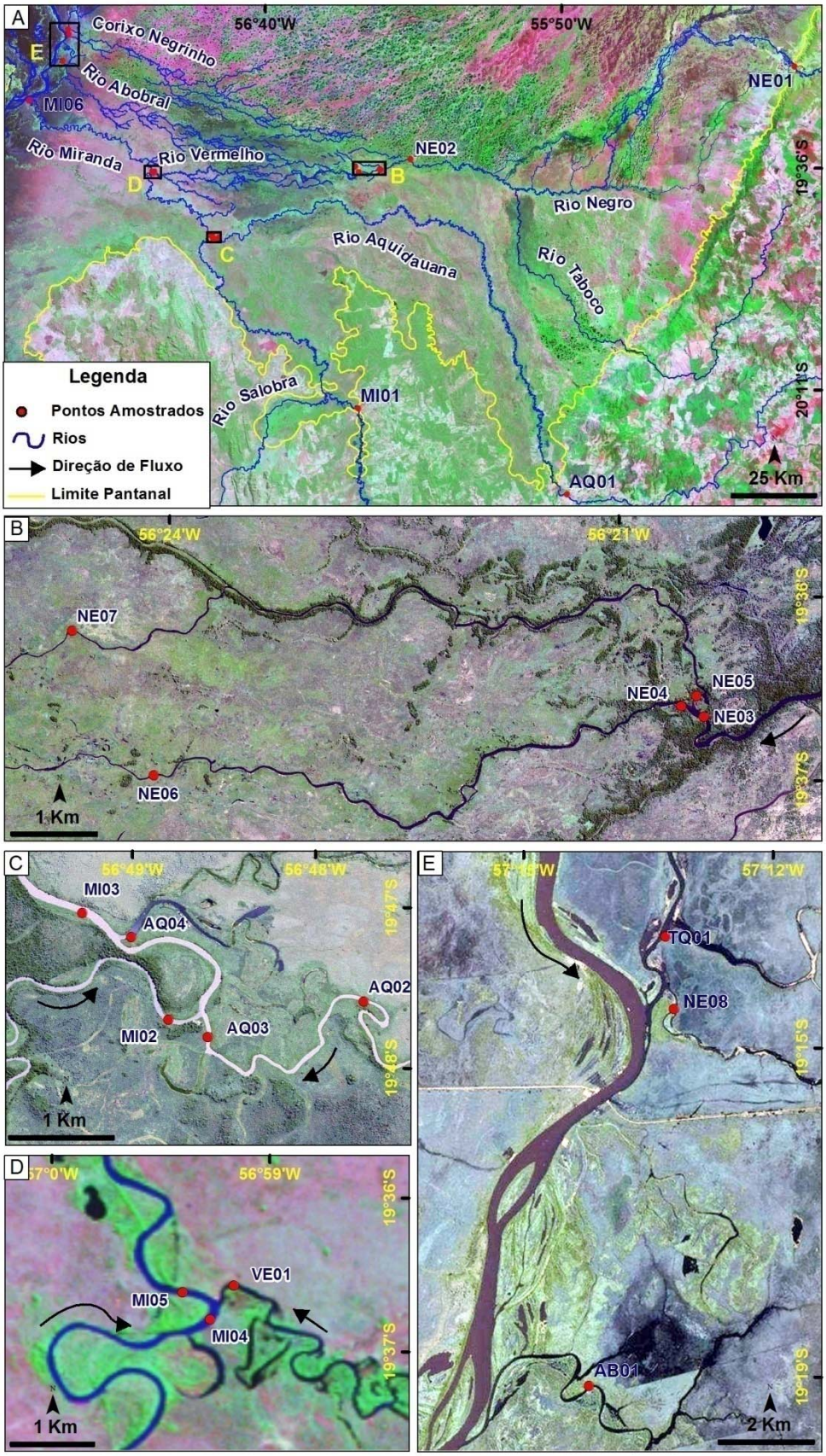

Figura 10 - Distribuição das seções do levantamento hidrossedimentológico realizado em campo. A descrição das sessões representam cada seguimento levantado em cada rio (NE = Negro, AQ = Aquidauana, MI = Miranda, VE = Vermelho, AB = Abobral e TQ = Taquari).

Para compreensão da dinâmica hidrossedimentológica de cada rio foram levantadas seções em pontos de interesses específicos da pesquisa e também na confluência dos principais rios, visto que a área a ser percorrida era muito extensa e de difícil acesso em alguns locais. Foram levantadas oito seções no rio Negro, quatro no rio Aquidauana, seis no rio Miranda, uma na foz do rio Vermelho com o Miranda, uma na foz do rio Abobral com o Paraguai e uma no antigo canal do rio Taquari localizado próximo à foz do rio Negro com o Paraguai.

4.5. Caracterização sedimentológica

Após o mapeamento dos paleocinturões e seleção dos pontos para sondagens rasas, as amostras foram coletadas em tubos de alumínio (diâmetro de 76 mm e espessura de 1,37mm) acoplados a um vibrotestemunhador (*vibrocore*, Martin et al., 1995). Para depósitos sedimentares mais compactados, foi necessário o método de percussão manual com uma marreta de 10 kg. Foi verificada a profundidade de cada ponto para quantificação de possível perda ou compactação do material. A profundidade da amostra também foi utilizada no processo de datação absoluta pelo método da Luminescência Oticamente Estimulada (LOE). Os tubos foram vedados com tampas opacas para evitar perda de umidade e contaminação das amostras. O local de cada ponto foi registrado por um *Global System Position* (GPS).

Os tubos foram analisados e amostrados no Laboratório de Estudos do Quaternário (LEQ) (IGCE-UNESP, Rio Claro). Uma serra circular foi utilizada para abrir os tubos, tendo como guia uma calha de madeira utilizada para direcionar o corte. Cada testemunho foi fotografado e amostrado para análise granulométrica e datação absoluta das amostras.

4.6. Análise por luminescência oticamente estimulada (LOE/SAR)

As datações por LOE/SAR dos sedimentos amostrados teve como objetivo estabelecer a cronologia absoluta dos principais paleocinturões de meandros mapeados na porção sul do Pantanal. Os testemunhos sedimentares foram abertos

e verificados buscando variações texturais ou eventos distintos de deposição. A amostragem foi realizada em ambiente com luz vermelha para conservação do sinal LOE natural e armazenada em recipientes de plástico fosco posteriormente embalado com papel alumínio para evitar incidência de luz nas amostras.

As amostras foram preparadas e analisadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (IG-USP, São Paulo), segundo as etapas:

a) Procedimento padrão de preparação de amostras:

1. Peneiramento a úmido para aquisição da fração 180-250 µm;
2. Ataque ácido com H_2O_2 29% para eliminação da matéria orgânica;
3. Ataque ácido com HCL 10% para eliminação de carbonatos;
4. Ataque ácido com HF 40% por 40 min para eliminação de feldspatos e dissolução da camada externa dos grãos de quartzo;
5. Separação por densidade de minerais pesados (> 2,85 g/cm^3) e feldspatos (2,62 g/cm^3) em solução de metatungstato de lítio (densidade=2,85 g/cm^3)

b) Leitura de luminescência para estimativa de dose natural no equipamento *Risoe DA-20 TL/OSL systems com fonte* $^{90}Sr/^{90}Y$. As doses equivalentes naturais foram estimadas com base nos procedimentos do protocolo SAR (*Single-Aliquot Regenerative*) descrito por Murray & Wintle (2000) e revisado por Wintle & Murray (2006). A descrição do protocolo SAR pode ser resumida nos seguintes passos:

1. Dose natural ou inicial, Di;
2. Pré-aquecimento (200°C por 10s);
3. Estimulação luz azul por 40s a 125°C, Lx;
4. Dose teste, Dt;
5. Aquecimento a 160°C;
6. Estimulação luz azul por 40s a 280°C, Tx;
7. Retorno à etapa 1.

c) Determinação da taxa de dose (*dose rate*). Esta etapa foi realizada pela coleta em um raio de ~30 cm no entorno de cada amostra para LOE/SAR. Foram seguidos os seguintes procedimentos:

1. Pesar cada amostra em seu estado natural, em seguida secar a mesma e pesar novamente para medir o teor de umidade;

2. Embalar as amostras em recipiente plástico com volume conhecido e armazenar por pelo menos 21 dias, para restabelecimento do equilíbrio secular na cadeia de decaimento radioativo após a perda de ^{222}Rn durante o manuseio da amostra;

3. Medir a radiação da amostra por espectrometria gama com detector de germânio de alta pureza;

4. Calcular a contribuição da radiação cósmica na taxa de dose com o aplicativo Kosmische Dosisleistung (Barbouti & Rastin, 1983), incorporando informações de campo da amostra como latitude, longitude, altitude, profundidade e densidade de cada uma das amostras.

5. MEGALEQUE DO RIO AQUIDAUANA: CANAIS DISTRIBUTÁRIOS PLEISTOCÊNICOS, INCISÃO FLUVIAL E AGRADAÇÃO NO HOLOCENO

5.1. Introdução

O trato deposicional moderno da bacia é composto pelo Paraguai, rio-tronco do sistema, e por um conjunto de megaleques e planícies fluviais formados pelos principais afluentes de sua margem esquerda (Taquari, Cuiabá, São Lourenço, Miranda dentre outros). Com base nas características geológicas e geomorfológicas da bacia de captação, Assine et al. (2015a, Figura 5) agruparam os leques em duas categorias: a) leques fluviais com área fonte em planaltos sedimentares (Taquari, São Lourenço e Aquidauana); b) leques fluviais com área fonte em terrenos baixos esculpidos em rochas cristalinas pré-cambrianas (Paraguai, Cuiabá e Miranda).

Os rios que constroem os megaleques da bacia do Pantanal são caracterizados por frequentes fenômenos de avulsão fluvial em resposta à natureza dinâmica do preenchimento sedimentar da bacia (Assine, 2005; Assine & Silva, 2009; Buehler et al., 2011), fazendo com que ocorram alterações significativas nos seus cursos, na hidrografia da bacia e na paisagem das áreas inundáveis.

O rio Aquidauana tem suas nascentes no Planalto de Maracaju-Campo Grande no Estado de Mato Grosso do Sul, em torno dos 650 m de altitude numa região de relevo cuestiforme onde flui no sentido inverso da inclinação das rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Fm. Aquidauana e Fm. Botucatu) que compõem o arcabouço da bacia de drenagem. O rio possui 650 km de extensão total, dos quais cerca de 320 km em leito rochoso que originou ampla bacia de drenagem tributária no planalto, que apresenta diversos trechos com corredeiras por entre rochas paleozoicas da Formação Aquidauana (Facincani & Assine, 2010).

Ao sair do planalto e adentrar na planície do Pantanal, com consequente brusca redução do gradiente topográfico, o canal adquire características tipicamente aluviais (Figura 11). Em decorrência do elevado aporte sedimentar do canal, o rio vem construindo um leque fluvial com ápice a SE e porções distais a norte e noroeste (Facincani & Assine, 2010). Seu limite norte é definido pela planície fluvial interleques do rio Negro e coalesce a leste com o leque do rio Taboco e a oeste com o leque do rio Miranda. O rio Aquidauana é afluente do rio Miranda dentro da planície do Pantanal, sendo a confluência na cota altimétrica de cerca de 90m.

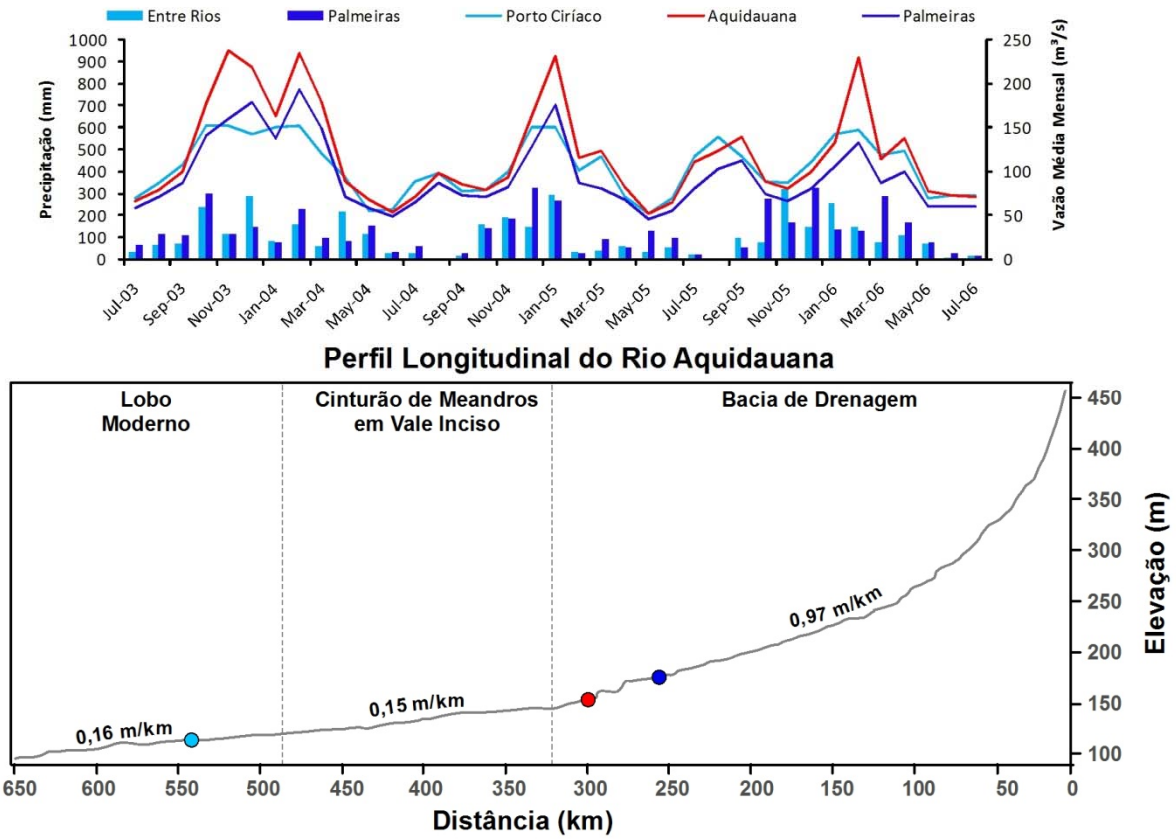

Figura 11 - Vazão, precipitação e perfil longitudinal do rio Aquidauana. Os pontos coloridos sobre o perfil longitudinal correspondem respectivamente às estações fluviométricas/pluviométricas Palmeiras, Aquidauana e Porto Ciríaco/Entre Rios. O perfil longitudinal foi obtido com base em MDE-SRTM de 90m. As barras correspondem aos valores de precipitação e as linhas ao valores de vazão do rio.

Estudos recentes, sobretudo aqueles focalizados nos megaleques do Taquari, São Lourenço e Paraguai contribuíram significativamente para a caracterização dos megaleques da bacia e melhor compreensão de sua dinâmica sedimentar atual bem como das condições climáticas que prevaleceram durante o Holoceno (Assine, 2005; Assine & Silva, 2009; Zani et al., 2012; Assine et al., 2014 etc). Este capítulo versa sobre a compartimentação geomorfológica do megaleque do rio Aquidauana, na porção sudeste da bacia do Pantanal, MS, com ênfase nos eventos e processos que atuaram na configuração da paisagem, do final do Pleistoceno até o presente.

5.2. Resultados

5.2.1. Compartimentação geomorfológica

O megaleque construído pelo rio Aquidauana possui área aproximada de 3.100 km^2 com altitudes que variam de 140 m em seu ápice a 90 m em sua porção distal. Com base nas semelhanças morfológicas e nas características das redes de drenagem (atual e relicta), três compartimentos principais foram reconhecidos e individualizados (Figura 12): a) lobo deposicional pleistocênico; b) cinturão de meandros em vale inciso; c) lobo distributário atual.

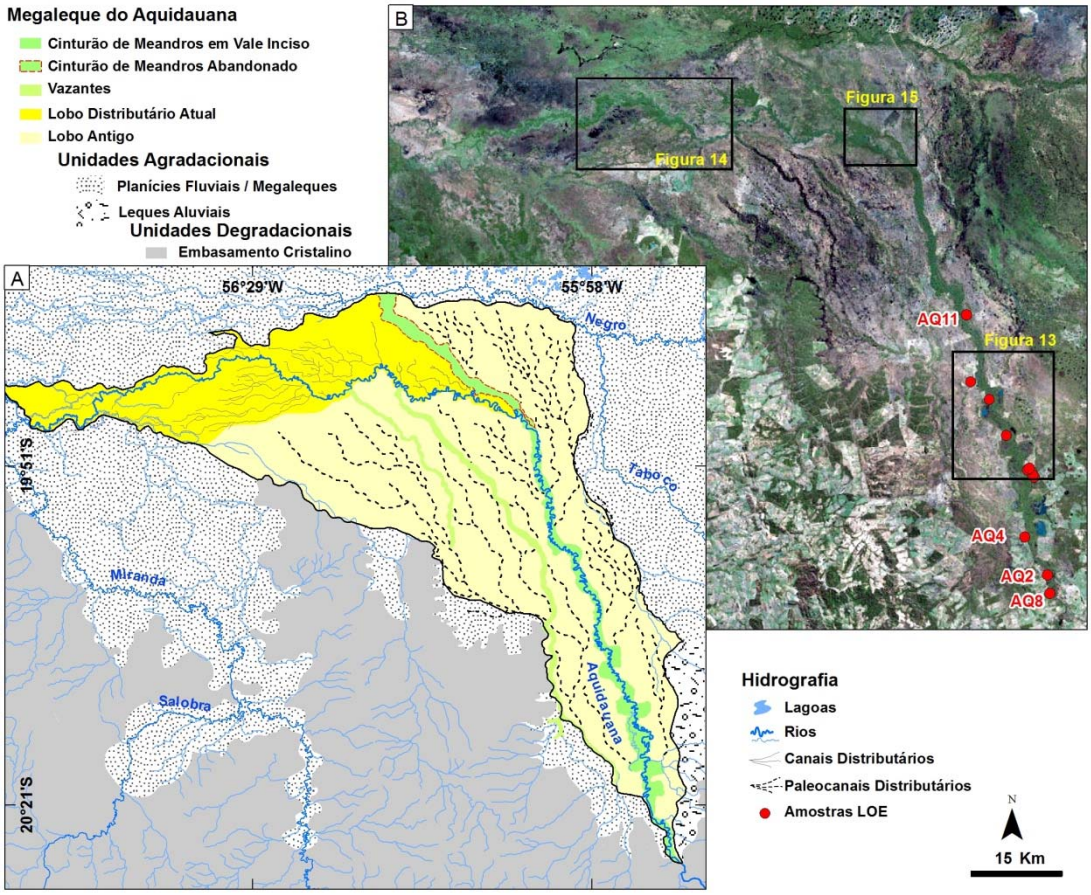

Figura 12 - Mapa dos compartimentos geomorfológicos do megaleque do rio Aquidauana. Imagem de fundo extraída do *plug-in* Basemap do ArcGIS online. Identificação dos demais pontos de amostras LOE na Figura 13.

5.2.2. Lobo pleistocênico

O lobo deposicional abrange 70% da superfície do leque e apresenta superfície plana com gradiente topográfico baixo (0,41 m/km). É repleto de feições

morfológicas indicativas de mudanças ambientais que registram características climáticas e hidrológicas distintas das atuais. Paleocanais distributários irradiam a partir do ápice do leque em direção às porções mais baixas do lobo. Um grande cinturão de meandros escavado pelo rio Aquidauana corta a superfície do lobo longitudinalmente. Canais rasos originados por erosão remontante (vazantes) avançam das partes distais do leque em direção ao ápice (Figura 12).

Datação LOE de sedimentos dos lobos abandonados revelaram idades pleistocênicas (Tabela 1). As idades mais antigas obtidas de exposições dos lobos pleistocênicos às margens do rio Aquidauana remeteram ao Pleistoceno médio com 200.875 ± 14.950 anos AP (amostra AQ-11-BB em profundidade de 3,4 m), 176.801 ± 17.802 anos AP (amostra AQ-21-1 a 6,2 m de profundidade) e 167.643 ± 17.228 anos AP (AQ5-2B em 3,6 m de profundidade). Amostras mais rasas apresentaram idades do Pleistoceno Superior, tal como as AQ2-3B e AQ2-2T que revelaram idades entre 17.950 ± 1.600 anos AP (2,65 m) e 20.791 ± 1.427 (3,05 m) anos respectivamente. A descrição dos testemunhos no geral apresentaram granodecrescência ascendente, mas variações no tipo de areia e espessura de camadas, por exemplo: a) a amostra AQ2 apresentou areias grossa a muito grossa na base (entre 5 e 5,62m) com mosqueamento amarelo, presença de seixos de quartzo e cangas lateríticas arredondadas e subangulares, e areia média de cor cinza com a presença de grânulos dispersos entre 2,23 e 3,11 metros; b) a amostra AQ12 na base (5 m) apresentou areia fina compacta, com presença de areia média e muito fina de cor bege claro, com estratificações cruzadas marcada por lama arenosa de cor cinza e no topo (4 m), areia muito fina compacta com cores bege, cinza claro e marrom claro, com mosqueamento avermelhado e presença de concreções ferruginosas dispersas.

A amostra recuperada em um dos paleocanais distributários revelou idades de 15.538 ± 1.318 anos à profundidade de 1,2 m e 26.749 ± 2.138 anos AP em 1,5m de profundidade (Tabela 3). A descrição sedimentar da amostra revelou presença de areia fina a muito fina, com grânulos subarredondados dispersos na matriz arenosa entre 0.65 m e 1,2 metros. Entre 1,2 e 1.5 metros ocorre areia média à fina com variação fino e grosso e presença de nódulos de ferro, e entre 1,5 a 2,3 m, com areias médias a grossa, presença de estratificação cruzada de pequeno porte e grânulos de quartzo.

Tabela 3 - Tabela das idades LOE(OSL) das amostras do megaleque do rio Aquidauana com respectivas taxas de dose

Lab. ID	Sample ID	UTM (Long//Lat)	Ele (m)	Depth (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Cosmic dose rate (Gy/ka)	Water (%)	Total dose rate (Gy/ka)	Equivalent dose (Gy)	OD (%)	OSL age (years)
L220	AQ2-3B	619244//7743296	141	2.65	0.350±0.001	1.108±0.001	0.188±0.010	0.172±0.009	8±10	0.493±0.028	8.85±0.6	18±5	17950±1600
L221	AQ2-2T	619244//7743296	141	3.05	0.454±0.001	1.508±0.001	0.223±0.012	0.167±0.008	12±10	0.549±0.031	11.42±0.4	10±3	20791±1427
L222	AQ4-M	615822//7749733	142	0.8	0.528±0.001	2.516±0.001	0.243±0.013	0.195±0.010	19±10	0.641±0.034	19.08±1.1	15±4	29757±2308
L223	AQ5-2T	610408//7772653	134	3.15	0.853±0.001	3,059±0.001	0.619±0.028	0.166±0.008	14±10	1.055±0.070	0.33±0.1	62±17	312±76
L224	AQ5-2B	610408//7772653	134	3.6	0.212±0.001	0.609±0.001	0.322±0.016	0.161±0.008	14±10	0.517±0.031	86.70±7.2	22±6	167643±17228*
L225	AQ6-2	607523//7775539	130	1.2	0.424±0.001	1.163±0.001	0.168±0.009	0.190±0.009	8±10	0.512±0.028	7.96±0.5	17±5	15538±1318
L226	AQ6-M	607523//7775539	130	1.5	0.572±0.001	3.027±0.001	0.214±0.012	0.189±0.009	14±10	0.671±0.037	17.94±1.0	15±4	26749±2138
L227	AQ9-1B	616313//7760902	145	2.3	0.275±0.001	0.687±0.001	0.315±0.015	0.179±0.009	12±10	0.557±0.033	1.90±0.1	14±4	3445±276
L228	AQ11-BT	606930//7786706	145	2.5	0.468±0.001	3.086±0.001	0.305±0.016	0.173±0.009	14±10	0.717±0.042	7.05±1.0	37±10	9838±1494
L229	AQ11-BB	606930//7786706	145	3.4	0.494±0.001	1.518±0.001	0.260±0.013	0.163±0.008	17±10	0.561±0.032	113.65±5.6	13±3	200875±14950*
L230	AQ12-T	617173//7760011	138	4.1	0.793±0.001	3.541±0.001	0.869±0.039	0.160±0.008	21±10	1.209±0.080	13.37±1.8	36±10	11052±1672
L232	AQ8-2B	619835//7740462	140	2.3	0.866±0.001	2.720±0.001	0.809±0.035	0.180±0.009	16±10	1.197±0.081	0.67±0.1	49±13	515±102
L233	AQ8-1B	619835//7740462	140	3.4	1.046±0.001	5.101±0.001	1.173±0.051	0.167±0.008	24±10	1.561±0.102	3.64±0.3	20±5	2335±234
L432	AQ-21-1	617367//7759583	145	6.2	0.328±0.017	0.893±0.044	0.170±0.007	0.094±0.007	1±10	0.406±0.029	71.8±5.1	16.3	176801±17802
L434	AQ-23-0	615822//7749733	142	2.0	0.557±0.024	2.618±0.083	0.619±0.020	0.155±0.011	45±10	0.775±0.039	44.2±2.1	19.8	57056±3966
L436	AQ-23-3	615822//7749733	142	6.2	0.250±0.016	0.521±0.036	0.153±0.007	0.094±0.007	3±10	0.339±0.023	23.4±0.5	10.4	69057±4950
L437	AQ-23-4	615822//7749733	142	7.2	0.346±0.017	0.773±0.042	0.174±0.008	0.085±0.006	59±10	0.270±0.012	28.8±0.8	13.2	106699±5633
L444	MA-01	617367//7759583	143	4.5	0.867±0.027	3.787±0.104	0.185±0.009	0.114±0.008	6±10	0.737±0.051	54±1.5	11.7	73244±5462
L445	MA-02	617367//7759583	143	5.91	0.796±0.026	3.472±0.096	0.212±0.009	0.097±0.007	8±10	0.697±0.048	84.1±4.2	11.4	120706±10298

*Idade mínima foi obtida pela saturação da dose equivalente natural, que foi calculada utilizando-se os valores $2D_0$.

5.2.3. Cinturão de meandros em vale inciso

O cinturão de meandros embutido num vale entrincheirado nas porções superior/intermediária do leque possui área de 157 km^2 com planície variando entre 500 m até 5 km de largura em trechos isolados. O cinturão possui cerca de 80 km de extensão por onde o canal do rio Aquidauana apresenta canal altamente meandrante (índice de sinuosidade 2,01) e gradiente do canal de 0,15 m/km (Figura 13). Os terraços diminuem de altura para jusante ao ponto de praticamente desaparecer ao final do cinturão, todavia na porção apical a diferença altimétrica chega aos 10 m.

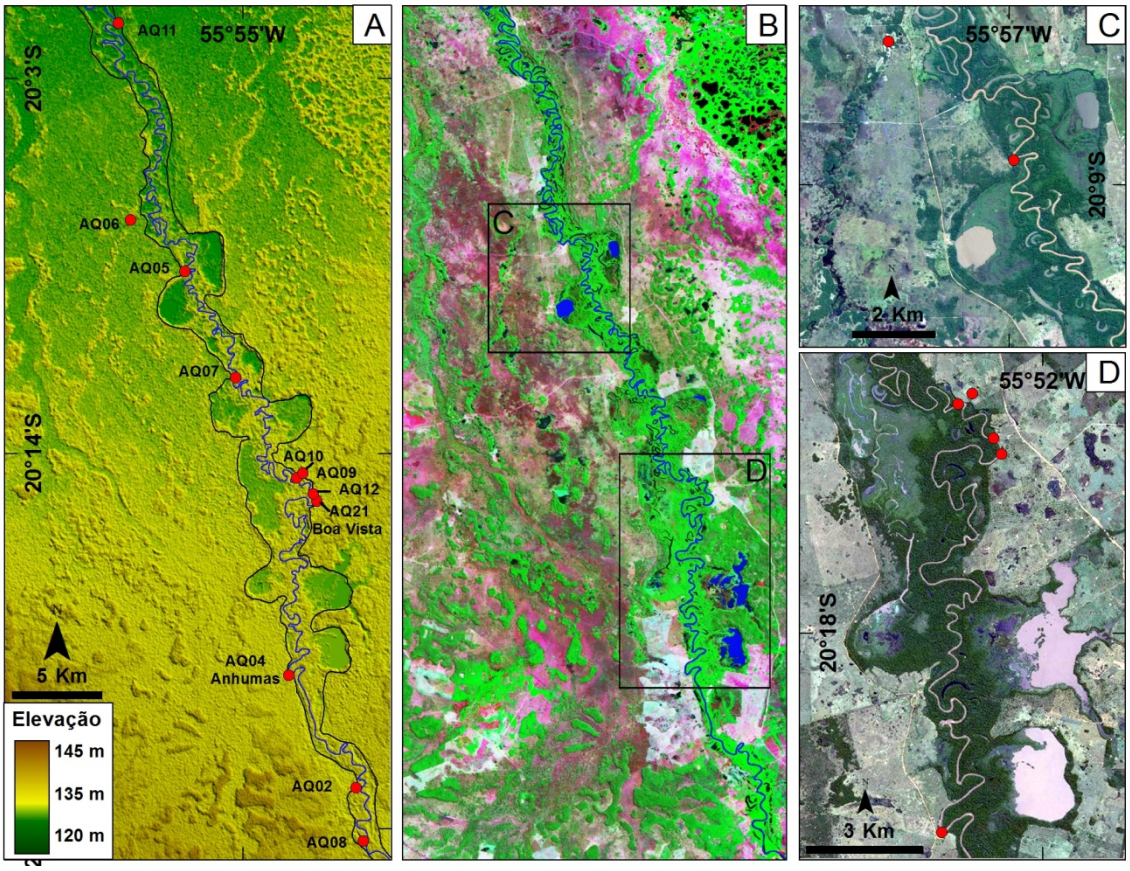

Figura 13 - Cinturão de meandros em vale inciso. A) MDE-SRTM 30m; B) Imagem GeoCover Circa 2000; C) Imagem RapidEye composição colorida RGB (canais vermelho, verde e azul); D) Imagem de fundo extraída do plug-in Basemap do ArcGIS online. Pontos em vermelho no quadro A representam as amostras coletadas em campo.

O canal perde água e sedimento para planície (principalmente durante as cheias anuais), entre as estações Aquidauana (na entrada do Pantanal) e Porto Ciríaco (cerca de 20 km a jusante do cinturão) (Figura 12). Um dos principais pontos de extravasamento de água do canal esta localizado na porção distal do cinturão onde há registro de um grande evento avulsivo que mudou a direção do rio de NW para W. O cinturão de meandro abandonado apresentava área de 54 km^2 e se estendia até a porção confinada da planície interleques do rio Negro. Trechos de canais abandonados, *oxbow lakes* e marcas de canais antigos com dimensões superiores às do canal atual também são reconhecidos.

Com base nos dados orbitais (satélite e radar) é possível observar que o cinturão de meandros esta recoberto por espessa camada de sedimento que faz com que o canal atual do rio Aquidauana corra em patamares mais elevados que as bordas do cinturão, onde são preservados marcas de antigos canais que gradativamente tornaram-se lagoas (Figura 13). As datações realizadas nas amostras da planície apresentaram idades a partir do Holoceno Superior com 3.445 ± 276 anos AP na amostra AQ9-1B (profundidade 2,3 m), 2.335 ± 234 anos AP (amostra AQ8-1B, profundidade 3,4 m) e 515 ± 102 anos AP (amostra AQ8-2B, profundidade 2,3 m). A sondagem realizada no ponto AQ5 apresentou um hiato deposicional com idades entre 312±76 anos a 3,15 m de profundidade e 167.643 ± 17.228 anos AP em 3,6 m.

A amostra AQ5 apresentou granodecrescência ascendente com areia grossa, mosqueada com cores ocre, cinza escuro e marrom escuro, friável e compacta com presença de estratificação cruzada com fluidificação na estratificação na base (entre 4 e 4,75 m) e topo com lama arenosa muito fina de cor cinza escuro, marrom escuro, presença de matéria orgânica e percolação de lama em decorrência de bioturbação (1,73 m). No espaço de hiato deposicional a amostra apresentou areia média a muito grossa, mosqueada com cores ocre, cinza médio e marrom escuro e presença de concreções ferruginosas por volta dos 3,2 metros de profundidade, migrando para areia média/fina, cor amarelo claro e cinza claro, com estratificação cruzada e fragmentos de carvão e matéria orgânica.

O testemunho AQ8 apresentou base (3,59 m) com areia muito fina com silte e argila de origem pedogenética de cor cinza à marrom claro, com mosqueamento variados de cinza claro, marrom avermelhado, preto e ocre. O topo do testemunho

(1 m) apresentou areia fina, maciça, de cor bege à marrom claro, com mosqueamento suave vermelho e presença de raízes atuais.

5.2.4. Lobo distributário atual

O lobo distributário atual possui área aproximada de 750 km^2, 0,28 m/km de gradiente topográfico e 0,16 m/km de gradiente de canal entre o final do cinturão de meandros e a foz com o rio Miranda (Figura 14). A superfície apresenta uma área de transição que preserva características do lobo antigo como marcas de paleocanais distributários, que estão gradativamente sendo obliterados pela ação das águas de transbordamentos e também pela progradação de canais distributários originados por *crevasses*.

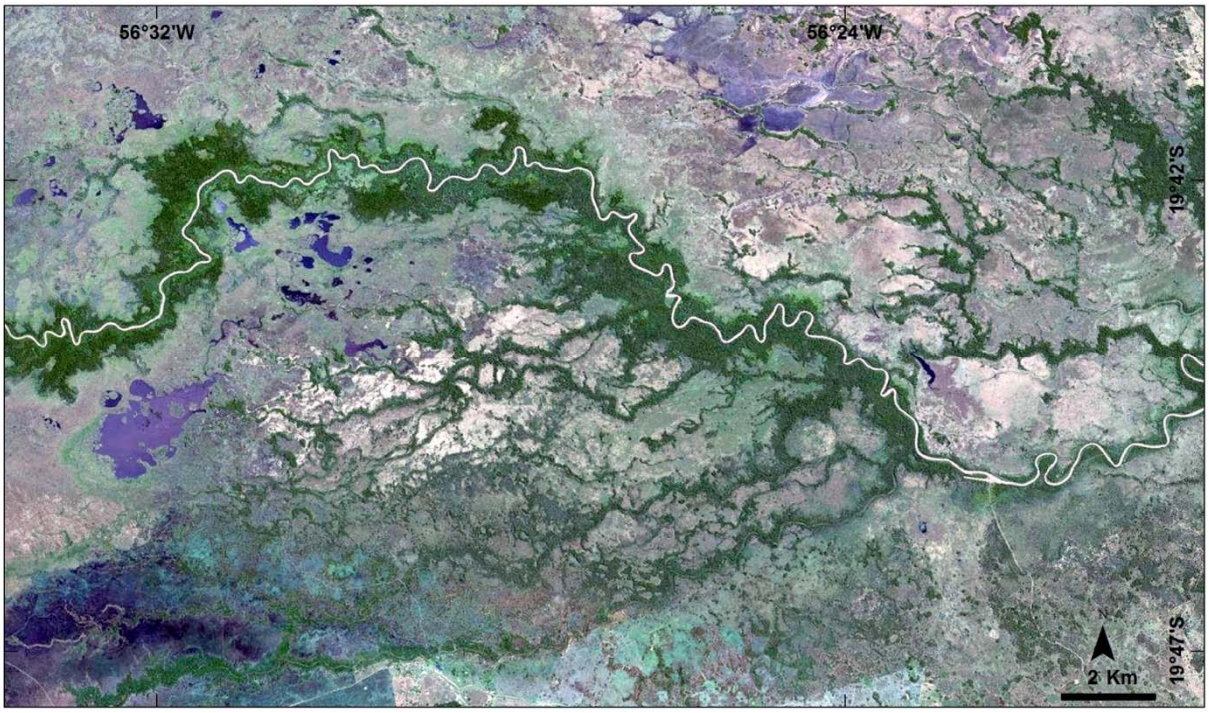

Figura 14 - Lobo distributário atual do rio Aquidauana. Imagem extraída do *plug-in* Basemap do ArcGIS online.

Nessa área o canal do rio Aquidauana pode ser dividido em dois seguimentos distintos: a) trecho inicial de 73 km com canal meandrante (2,08 de índice de sinuosidade) com mudanças bruscas de direção de fluxo, marcas de erosão lateral nas margens do canal e presença de pequenos canais distributários originados por

crevasses; 2) trecho sinuoso com de 87 km (1,68 de índice de sinuosidade) com diques marginais elevados de onde se irradiam canais distributários (com dimensões superiores àqueles do primeiro trecho), que são reativados durante as cheias anuais.

A porção distal do compartimento é sujeita a índices elevados de inundação pois concentra o pulso de inundação do rio Miranda vindo de leste, do rio Negro vindo de norte, além do pulso do próprio rio Aquidauana. Na foz com o rio Miranda, em decorrência das grandes cheias, marcas recentes de mudanças de canal são observadas com base em dados orbitais de diferentes sensores.

5.3. Discussão: evolução geomorfológica e mudanças ambientais

O megaleque construído pelo rio Aquidauana se encaixa na classe dos leques fluviais com bacias de captação em planaltos sedimentares proposta por Assine et al., (2015a), sendo o terceiro maior sistema dessa categoria com área total de 3.100 km^2. O mapeamento geomorfológico do sistema revelou três compartimentos: a) lobos deposicionais pleistocênicos em degradação; b) um cinturão de meandros em vale inciso; c) lobo distributário atual.

.

5.3.1. Leque pleistocênico

A origem do leque remonta ao Pleistoceno Médio e é repleto de evidências de mudanças paleo-hidrológicas, tais como abandono e mudança de canais, mudanças de estilos fluviais e paleocanais preservados com largura superior aos atuais. O lobo atual moderno do leque está circundado por áreas de inundação permanente e sujeito a sedimentação ativa. Idades LOE revelaram que o lobo deposicional, hoje em degradação, apresenta sedimentação ativa pelo menos desde o final do Pleistoceno Médio até Superior. Esse período é caracterizado por grande atividade dos sistemas fluviais nas planícies orientais da Bolívia e também no Chaco Boliviano (May, 2006; May et al., 2008; Latrubesse et al., 2012).

Paleocanais distributários (provavelmente de padrão entrelaçado) que diminuem de largura para jusante foram reconhecidos na superfície do leque, assim como ocorre em outros sistemas da bacia do Pantanal, tais como nos megaleques

do Taquari (Assine & Soares, 2004; Zani et al., 2012), São Lourenço (Assine et al., 2014) e Cuiabá (Pupim et al., 2016). Sistemas distributivos que irradiam a partir de um ápice onde o rio entra em uma bacia e distribuí água e sedimento por meio de um canal principal e diversos canais secundários que diminuem para jusante com a perda de água e sedimento também foram classificados por Weissmann et al., (2010) e Hartley et al., (2010).

As idades LOE de um dos paleocanais distributários remontam ao Pleistoceno Superior (amostra AQ6-M com 26.749 ± 2.138 anos). Por correlação da vegetação com os padrões de canal, Pupim (2014) sugere a presença desse tipo de paleodrenagem esteja associado a um mecanismo regional comum para os leques do Pantanal e também da América do Sul. A interpretação dos paleocanais distributários entrelaçados seria a resposta dos sistemas fluviais às condições de clima semiárido reinantes entre o MIS 3 (*Marine Isotope Stage*) e ao UMG (Último Máximo Glacial), quando prevalecia descargas fluviais torrenciais e grande aporte sedimentar. As condições de grande resfriamento ocorrido no sudeste do Brasil devido a aumento da frequencia de incursões de massas de ar polar no hemisfério sul entre 116 e 19 ky B.P. (Cruz Jr. et al., 2006) também podem ter colaborado para tais características.

5.3.2. Incisão Fluvial

Rios exibem grande diversidade morfológica em resposta a mudanças na declividade do canal, a variações na descarga de água, na carga de sedimentos transportados, ao tipo de substrato onde fluem, ao ambiente onde estão localizados e à existência de níveis de base locais. Estas variáveis são dependentes de fatores alogênicos relacionados ao clima e à tectônica dos terrenos atravessados (Schumm, 1981).

A degradação que ocorre nos lobos pleistocênicos desde o início do Holoceno tem como principal expoente o vale inciso na superfície do leque. O vale foi inciso cortando os depósitos sedimentares longitudinalmente, desde a planície interleques do rio Negro (limite norte do sistema) até a porção apical onde o rio Aquidauana alcança a bacia do Pantanal. Eventos regionais de incisão fluvial podem ser desencadeados tanto pela queda geral do nível de base (regional ou global) ou por

processos ocasionados por mudanças climáticas como aumento da descarga de água e/ou sedimento ou por movimentação tectônica (Scchum, 1981; Bull, 1990; Hartley et al., 2010; Weissmann et al., 2010; Wobus et al., 2010; Fielding et al., 2012).

O processo de incisão fluvial pode ser iniciado de maneira gradual ou catastrófica fazendo com que um rio aumente a capacidade de erosão de seus próprios depósitos. Isto ocorre quando fluxos de alta energia causados por aumento de vazão (quando clima se torna mais úmido), rebaixamento do nível de base (que torna o canal mais íngreme) e/ou pela diminuição no aporte sedimentar ocasionado pela alteração no equilíbrio entre clima-vegatação-solo (em decorrência de mudanças na taxa de precipitação) (Goudie, 2004). O mesmo autor também destaca que em condições semi-áridas a incisão também pode aumentar, pois a vegetação se torna mais escassa e a erosão acelera em resposta a diminuição das taxas de infiltração durante eventos torrenciais.

O efeito de mudanças no nível de base em sistemas fluviais fornece a ligação entre geomorfologia, sedimentologia, e estratigrafia. A maneira como os rios respondem a tal processo é de suma importância pois estes controlam o tipo e quantidade de sedimentos que preenchem o espaço de acomodação gerado durante eventos de subida do nível de base (Schumm & Ethridge, 1991). Vales incisos derivados do aumento da descarga fluvial tendem a causar diminuição no gradiente do canal, acarretando em maiores taxas de deposição (Wobus et al., 2010). Tal processo foi verificado no megaleque do rio Aquidauana onde o vale entrincheirado funcionou como uma área *bypass* na porção apical do megaleque e sofreu agradação para jusante, tal como pode ser observado pela dimuição na altura dos terraços ao longo do canal atual do rio.

Incisões fluviais desencadeadas por variações na descarga e aporte sedimentar resultam em entrincheiramento de vales no ápice dos sistemas distributivos, já aquelas ocasionadas por quedas do nível de base resultam na migração do *knickpoint* para montante e no desenvolvimento de vales incisos na base dos sistemas agradacionais (Hartley et al., 2010). Tendo em vista tal prerrogativa, sugere-se que origem do vale inciso no megaleque do Aquidauana tenha sido uma conjugação dos dois fatores, pois o cinturão entrincheirado atravessa o sistema, mesmo que atualmente a porção distal do vale esteja

abandonada. Vales incisos também são reconhecidos em outros sistemas deposicionais do Pantanal, principalmente naqueles que tem sua área fonte em planaltos sedimentares da Bacia do Paraná (ex: Taquari, São Lourenço, Negro e Itiquira - Assine et al., 2015a). Todavia também são reconhecidos em menor escala nos sistemas com área fonte em terrenos pré-cambrianos (terras baixas), porém com vales incisos com menores extensões devido à menor caga sedimentar (ex: Paraguai, Cuiabá e Miranda).

Se considerarmos as condições climáticas mais secas predominantes durante Pleistoceno e a transição para um clima mais úmido durante o Holoceno, mesmo que em algumas regiões possa ter havido momentos úmidos durante o Pleistoceno (Baker et al., 2001; Barberi, 2001) e momentos secos no Holoceno (Cruz Jr. et al., 2009). Pode-se aventar a hipótese de que a incisão fluvial ocorrida no megaleque do rio Aquidauana e nos demais sistemas deposicionais do Pantanal seja um processo regional desencadeado pela conjunção de dois fatores: 1) queda nível de base regional, num momento em que o rio Paraguai apresentava descarga inferior a atual, intensificando a erosão remontante; 2) aumento nas taxas de precipitação regional, principalmente a partir do Holoceno Superior, causando a incisão de montante para jusante. Desse processo também teriam sido originadas as vazantes na borda sul do megaleque do Taquari e na superfície do megaleque do Aquidauana.

5.3.3. Agradação do vale por rio meandrante

O canal atual do rio Aquidauana possui padrão meandrante com alto índice de sinuosidade (>2) e se difere completamente do antigo padrão de drenagem distributário que prevaleceu durante o Pleistoceno Superior. Datações LOE dos depósitos da planície atual indicam que o vale passa por um processo de agradação desde o começo do Holoceno Superior, refletindo um evento de subida do nível de base. Dados palinológicos indicam que foi neste período que o Pantanal passou a apresentar características climáticas similares às atuais (McGlue et al., 2012; Metcalfe et al., 2014) que coincide também com o aumento geral das taxas de precipitação ao longo do continente (Cruz Jr. et al., 2009).

O aumento da agradação do canal desencadeou importante evento avulsivo que mudou a direção de fluxo do canal principal do rio Aquidauana e causou o

abandono da porção distal do cinturão. Atualmente, o trecho abandonado não apresenta canais com fluxo perene de água e encontra-se em processo de obliteração devido a inundações sazonais que causam sedimentação lenta, com predomínio de material fino e matéria orgânica nas partes mais baixas. O cinturão ativo ainda apresenta deposição ativa em vista do alto aporte sedimentar do rio, principalmente como zona de passagem de sedimentos da bacia de drenagem para o lobo deposicional moderno na porção distal do megaleque onde o rio apresenta um canal sinuoso com diques marginais elevados.

5.3.4. Avulsão fluvial e formação lobo deposicional moderno

O evento avulsivo que mudou a direção de fluxo do rio Aquidauana de NW para W promoveu grande mudança na configuração hidrológica da porção sul da Bacia do Pantanal, sendo a última grande mudança hidrológica ocorrida no megaleque do rio Aquidauana (Figura 12 e Figura 15). Isso acarretou no abandono do rio Negro pelo Aquidauana. Com a estabilização do canal após o evento, o rio mudou sua foz para mais de 60 km para SW e se tornou tributário do rio Miranda. Tal processo deve ter ocorrido durante o Holoceno Superior quando houve maior agradação do canal do rio.

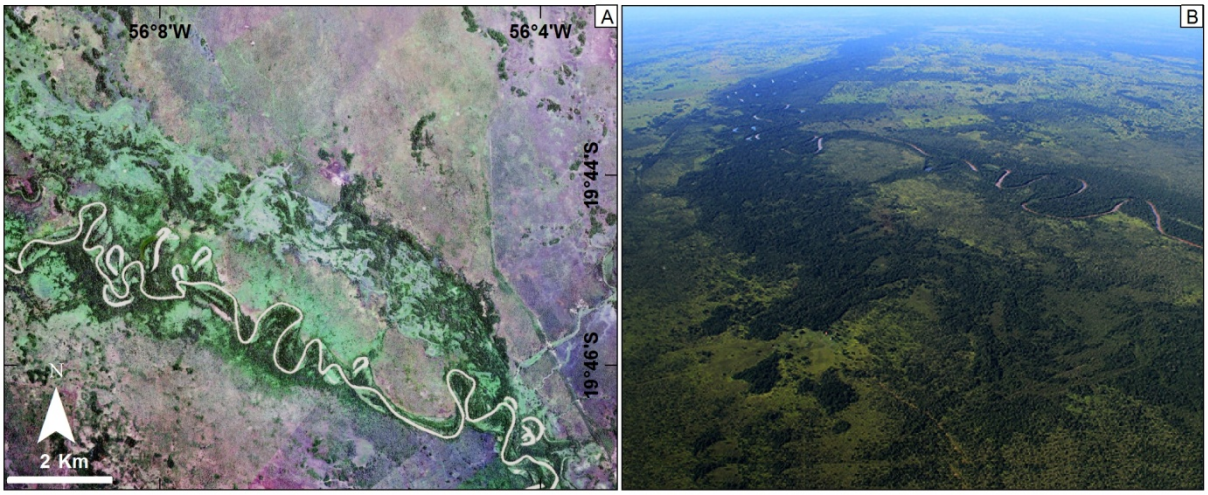

Figura 15 - Avulsão fluvial do rio Aquidauana. A) Imagem de fundo extraída do plug-in Basemap do ArcGIS online; B) Fotografia do ponto de avulsão captada durante sobrevôo. Visada da fotografia para S.

Avulsões fluviais são processos naturais de natureza autocíclica que ocorrem em sítio de sedimentação ativa e provocam mudanças significativas no curso dos rios de um canal previamente estabelecido para um novo canal construído na planície adjacente (Slingerland & Smith, 1998; 2004; Assine, 2005). O processo se inicia com a agradação vertical do canal (particularmente alta em rios meandrantes) e dos diques marginais elevados que o rio constrói durante os transbordamentos nas épocas de cheia. Como a capacidade do canal de reter água diminui durante as cheias, ocorre o rompimento lateral do canal (*crevasses)* e progradação dos sedimentos (*splays*), ocasionando inundação e sedimentação na planície adjacente (Slingerland & Smith, 2004; Assine, 2005). A agradação contínua do leito do rio e consequente diminuição na capacidade de descarga provocam o alargamento de *crevasses* podendo assim evoluir para uma mudança total na direção de fluxo do rio, completando o processo de avulsão fluvial (Slingerland & Smith, 2004).

A Bacia do Pantanal apresenta casos clássicos de avulsão fluvial em curtos períodos de tempo, tal como as avulsões ocorridas no rio Taquari (Assine, 2005; Buehler et al., 2011; Assine et al., 2015c) e também uma avulsão em curso ocorrendo na margem direita do rio Paraguai onde o canal localmente conhecido como Canzi já drena boa parte da água do canal principal do rio Paraguai (Assine et al., 2015c). No Pantanal as avulsões provocam, principalmente, perdas econômicas alagando grandes áreas de fazendas produtoras de gado. Todavia, em outras regiões esse processo pode provocar verdadeiras calamidades quando ocorrem em áreas densamente povoadas tal como ocorreu em 2008 no rio Kosi na Índia (Sinha, 2009).

Como consequência da avulsão, que ocasionou o abandono do cinturão de meandros, deu-se início a construção do lobo deposicional moderno que é o sítio ativo de sedimentação, constituído por terras baixas, frequentemente inundadas, entre 110 e 90m de altitude. A porção inicial do lobo atual o rio Aquidauana ainda apresenta características similares ao seu trecho encaixado, com alto índice de sinuosidade (>2) e erosão lateral dos sedimentos recentes. Todavia na parte distal do compartimento, o desenvolvimento de diques marginais elevados que permitiu que o rio alcançasse o rio Miranda, atravessando uma área permanente alagada. Os canais distributários de pequeno porte originados por *crevasses* são reativados

principalmente durante as cheias redistribuindo água e sedimento do rio Aquidauana para as planícies adjacentes.

5.4. Conclusões do capítulo

O megaleque do rio Aquidauana apresenta área total 3.100 km^2 dividido em três compartimentos principais: a) lobos deposicionais pleistocênicos; b) um cinturão de meandros em vale inciso; c) lobo distributário atual. Mudanças paleo-hidrológicas estão preservadas ao longo de toda superfície do sistema, associadas a variações na precipitação e na descarga fluvial ocorridas desde o final do Pleistoceno.

Estilos contrastantes de padrão de drenagem são reconhecidos na forma de: 1) paleocanais distributários de idade pleistocênicas anteriores ao Último Máximo Glacial; 2) incisão fluvial desde a planície interleques do rio Negro (limite norte do sistema) até o ápice do leque na entrada do rio Aquidauana na Bacia do Pantanal; 3) avulsão fluvial que fez com que o canal do rio Aquidauana abandonasse o cinturão entrincheirado.

Idades LOE revelaram que os lobos deposicionais abandonados apresentavam sedimentação ativa já no Pleistoceno Médio e que cinturão entrincheirado encontra-se em processo de agradação vertical desde o começo do Holoceno Superior. Estima-se que o processo de incisão fluvial tenha sido um evento regional que ocorreu ao longo de toda bacia em decorrência das mudanças de condições semi-áridas que prevaleceram durante o Pleistoceno para condições mais úmidas a partir do Holoceno.

A avulsão fluvial do rio Aquidauana provocou rearranjo hidrográfico da porção sul da planície pantaneira, fazendo com que este deixasse de ser tributário do rio Negro com mudança da foz para aproximadamente 65 km na direção sudoeste, tornando-o principal tributário do rio Miranda.

6. PLANÍCIE INTERLEQUES DO RIO NEGRO: COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E DINÂMICA HIDROSSEDIMENTAR

6.1. Introdução

O rio Negro tem suas nascentes no planalto de Maracaju-Campo Grande com sua bacia de drenagem esculpida em rochas paleozoicas e mesozoicas da Bacia do Paraná e em rochas neoproterozoicas do Grupo Cuiabá (Cordeiro et al., 2010). O rio forma o principal sistema coletor das águas da porção sul do Pantanal e apresenta mudanças significativas ao longo de sua planície fluvial, com quatro diferentes padrões de canal reconhecidos e caracterizados por Mendes, 2014: a) canal meandrante em cinturão entrincheirado na entrada da bacia do Pantanal; b) canais múltiplos (*anabranching*) em planície distributária entre o megaleque do Taquari e o antigo megaleque do rio Negro; c) canal sinuoso em planície interleques; d) canais elevados avulsivos em planície pantanosa.

A planície interleques do rio Negro (Figura 16) possui área de aproximadamente 2800 km^2 e pode ser dividida em dois domínios distintos: 1) proximal, planície estreita e confinada, limitada ao norte pelos megaleques do Taquari e do rio Negro e pelo megaleque do rio Negro, e ao sul pelos megaleques do Aquidauana e Taboco; 2) distal, planície ampla em área topograficamente rebaixada, com áreas permanentemente alagadas e registros de canais e lagoas abandonadas, limitada ao norte pelo megaleque do Taquari, ao sul pelo canal do rio Miranda e a oeste pela planície do rio Paraguai (Mendes, 2014).

Planícies interleques são importantes áreas de captação e distribuição de águas e sedimentos dos sistemas distributivos coalescentes. O conceito de planície interleques foi proposto por Sinha & Friend (1994) para sistemas fluviais provenientes dos Himalaias, confinados entre os grandes megaleques da bacia do Ganges (Índia), os quais formam planícies que podem ser alimentadas por águas provenientes do sopé das escarpas de planaltos (*foothill-feds*), da própria planície (*plain-feds*) ou de ambas as fontes (*mixed-fed*). Segundo Jain & Sinha (2003), os rios que drenam as planícies Indo-Gangéticas são caracterizados por rápidas e frequentes mudanças no canal, grande carga sedimentar e alta taxa de sedimentação na planície de inundação. No entanto, poucos estudos foram realizados até o momento sobre a dinâmica e sedimentação em planícies

interleques (Weissmann et al., 2015). No Pantanal esse tipo de sistema foi relatado pioneiramente por Ab'Saber (1988), mas somente recentemente tem sido descrito com maior detalhe (Mendes, 2014; Pupim et al., 2014; Assine et al.,2015a).

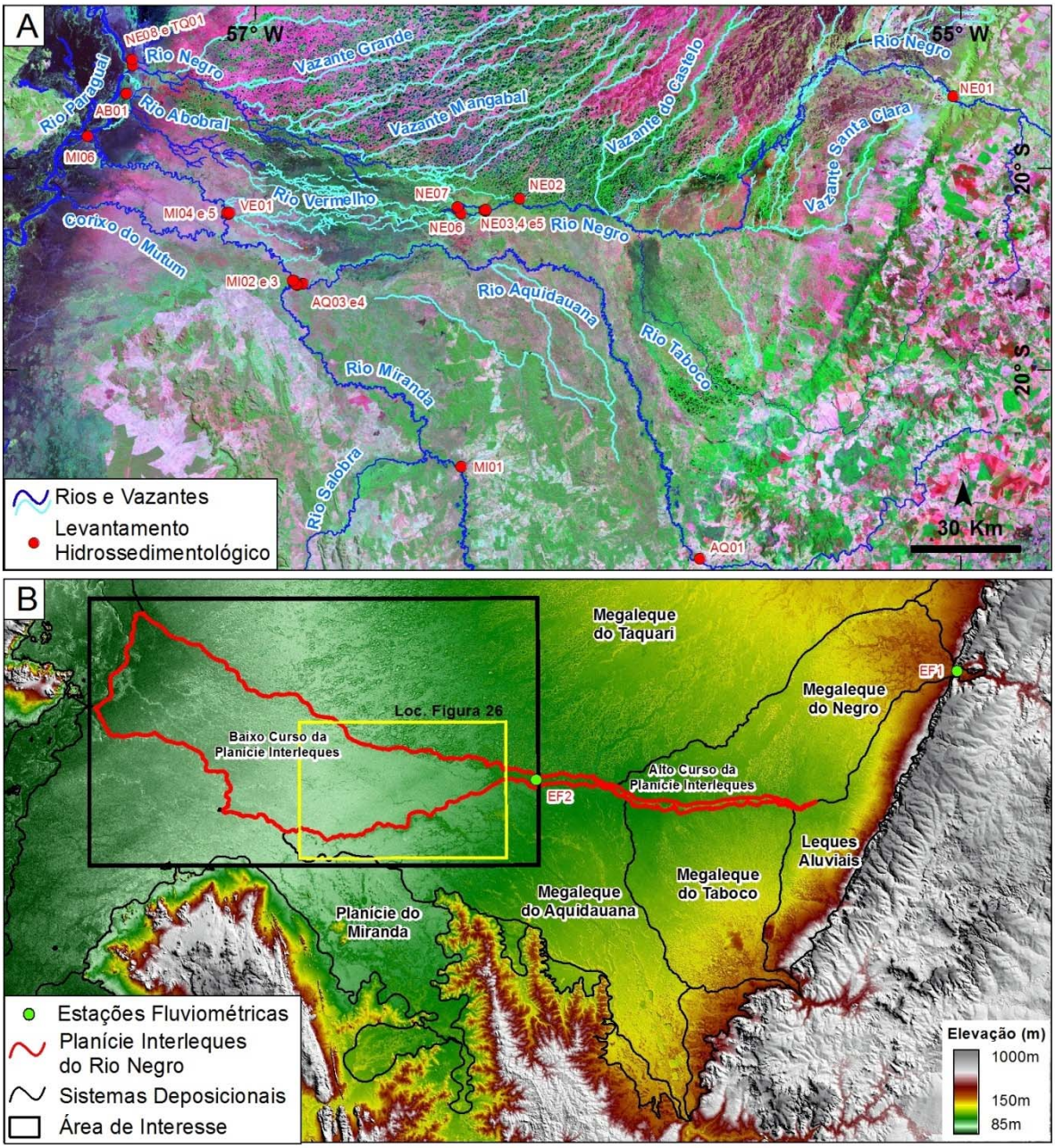

Figura 16 - Contexto regional da área estudada. A) Imagem GeoCover Circa 2000 com principais rios e vazantes da área (EF1 - Estação Fluviométrica Bocaina; EF2 - Estação Fluviométrica Fazenda. Rio Negro; B) MDE-SRTM 90m com os limites entre cada sistema deposicional. A área de cada ponto amostrado no levantamento hidrossedimentológico pode ser observado com maiores detalhes na Figura 10. A "área de interesse" no quadro B refere-se ao local onde foi concentrado o mapeamento geomorfológico.

Nos últimos anos, métodos de Sensoriamento Remoto com base em dados orbitais têm sido amplamente utilizados para reconhecimento do padrão de inundação de áreas alagadas, consequentemente ajudando a ampliar o conhecimento da geomorfologia, hidrologia e ecologia dessas regiões (Mertes, 2002; Hamilton et al., 2004; Assine et al., 2015a,b,c; Marchetti et al., 2016;). Regiões periodicamente alagadas (*wetlands*) que apresentam grandes variações na superfície em curto intervalo de tempo, requerem abordagens específicas para avaliar sua composição e também para entender mudanças de longo prazo (Dronova et. al, 2015).

Diferentes abordagens são possíveis, pois imagens de satélites apresentam ampla base de dados da cobertura terrestre em diferentes porções do espectro eletromagnético e com distintas escalas espaciais, espectrais e temporais. Assim, imagens de satélite apresentam diversas vantagens para monitorar recursos e características físicas e biológicas das *wetlands*, especialmente para grandes áreas geográficas (Ozesmi & Bauer, 2002). A ampla disponibilidade de imagens da série Landsat para longos períodos é uma poderosa ferramenta para quantificação e análise das mudanças de longo prazo que ocorrem nas planícies aluviais (Thomas et al., 2011).

O presente capítulo teve como objetivo a caracterização da geomorfologia, comportamento hidrológico, padrões de canais e dos processos sedimentares que atuam nos sub ambientes do baixo curso da planície interleques do rio Negro, bem como sua interação com os sistemas deposicionais coalescentes (Aquidauana, Taquari, Taboco, Miranda e Paraguai). A pesquisa foi realizada com base na utilização de diferentes índices de água e de umidade do solo aplicados a imagens da série Landsat, na análise de imagens e mapas históricos e também no levantamento hidrossedimentológico.

6.2. Resultados

O domínio distal da planície interleques do rio Negro apresenta geomorfologia e regime hidrossedimentar complexo e variado. Com base nas características morfológicas e hidrossedimentológicas foi subdividido em sete compartimentos distintos (Figura 17): 1) planície Interleques Confinada; 2) lobo progradacional do rio

Negro; 3) zona de alagamento permanente; 4) lobo deposicional moderno do rio Aquidauana; 5) zona de transição; 6) planície com lagoas interligadas por canais intermitentes; 7) planície em degradação por rede de canais tributários.

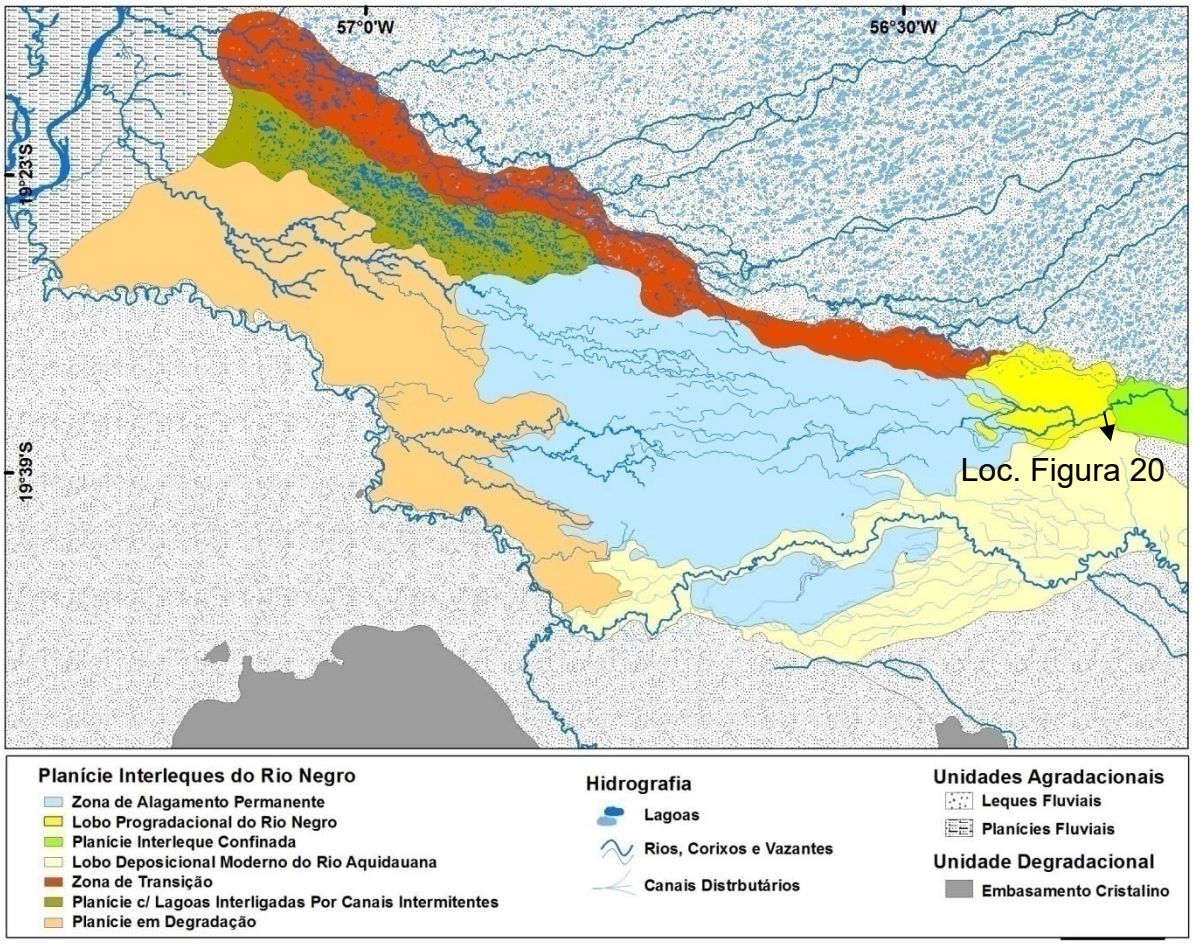

Figura 17 - Compartimentos geomorfológicos da planície interleques do rio Negro.

6.2.1. Planície interleques confinada

A planície confinada possui aproximadamente 80 km de comprimento e é composta pelo canal principal do rio Negro e marcas de canais abandonados alimentados por água de inundação proveniente de vazantes de leste oriundas do megaleque do rio Negro e dos megaleques coalescentes ao norte e ao sul (Figura 16B e Figura 17). O gradiente topográfico da planície interleques confinada é muito baixo (0,16 m/km) e sua largura gradativamente aumenta de 1,5 km para 5,0 km para jusante. Na porção proximal o canal é único, com sinuosidade de 1,9 no início

da planície, decrescendo para jusante. No final do domínio apresenta índice de sinuosidade de 1.2 com presença de segmentos retilíneos e deflexões de 90º evidenciando possível controle estrutural (Mendes, 2014).

Com base nos dados da ANA (Figura 18) e em dados levantados em campo (Tabela 1 e Figura 19) e em, verificou-se que a vazão do rio Negro no segmento proximal da planície interleques é superior a vazão apresentada pelo rio na entrada do Pantanal. O levantamento hidrossedimentológico realizado em campo registrou vazão de 16,983 m^3/s (ponto NE01) na entrada do Pantanal e 27,892 m^3/s (ponto NE02) na planície interleques (localização dos pontos na Figura 16A). Com relação ao aporte sedimentar ocorre redução da concentração de sólidos suspensos e da descarga sólida suspensa entre os dois pontos devido à presença de uma ampla planície (entre o cinturão entrincheirado na entrada do Pantanal e a planície interleques), que causa o desconfinamento do canal e sedimentação.

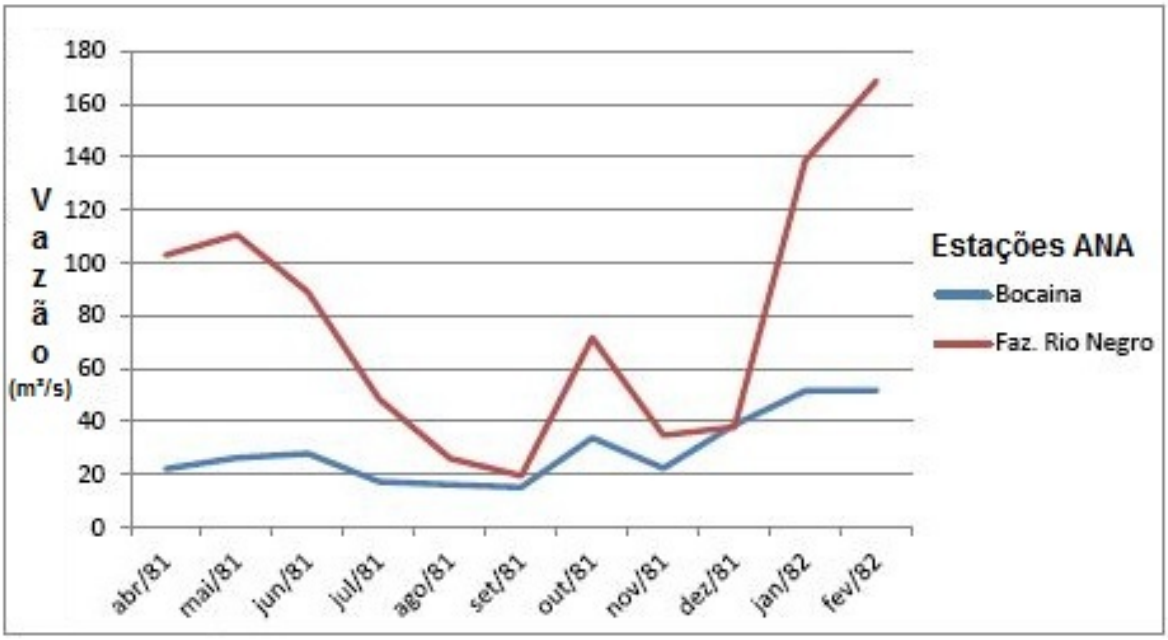

Figura 18 - Vazão do rio Negro: Estações Bocaina e Faz. Rio Negro (em m³/s, adaptado de Mendes, 2014). Estação Bocaina (situada na saída do planalto) e Faz. Rio Negro (situada no trecho confinado da planície interleques) mostram aumento da vazão para jusante, ao contrário dos rios com canais distributários que apresentam comportamento inverso (localização das estações na Figura 16B).

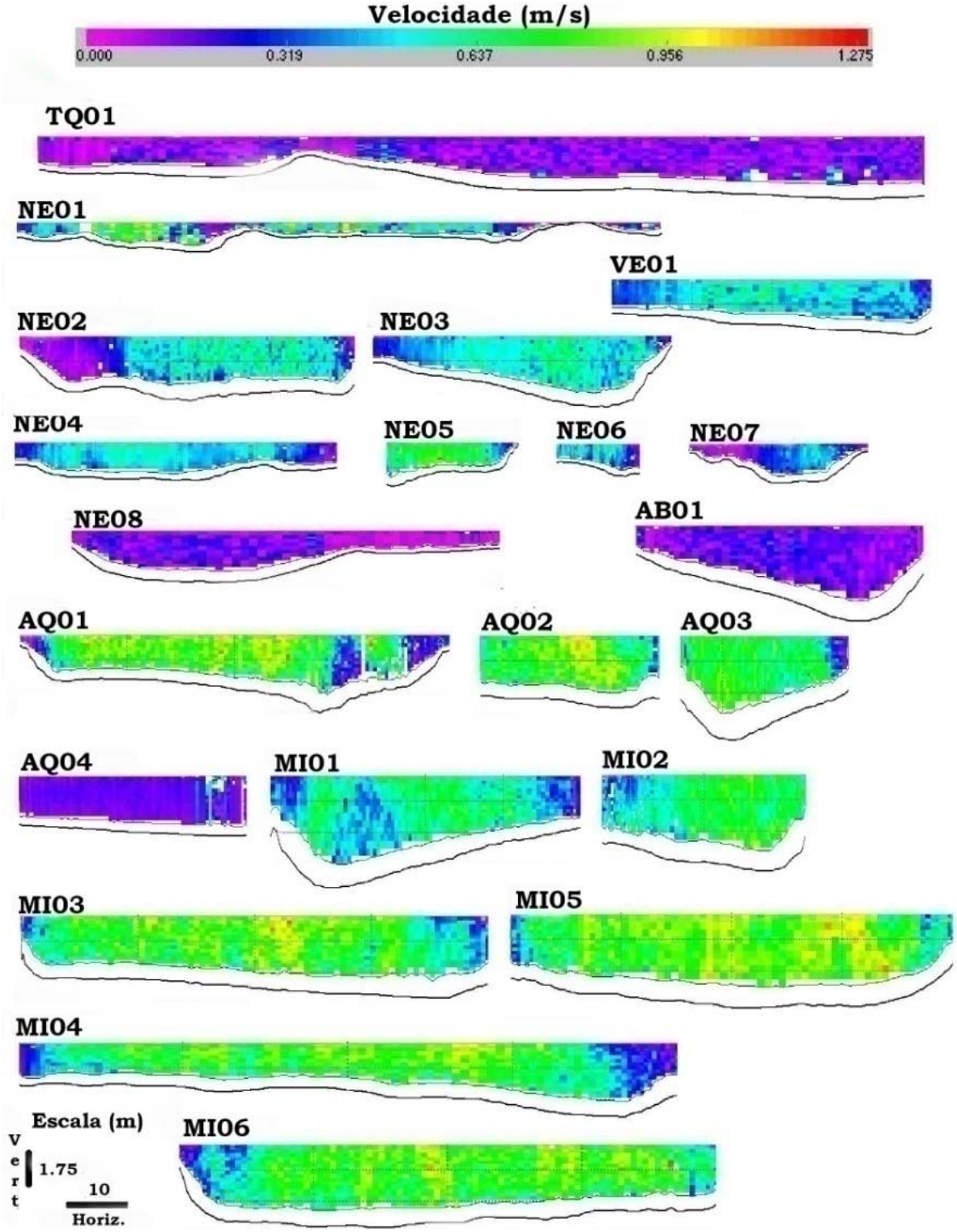

Figura 19 - Seções de transversais de ADCP de cada ponto onde foi amostrado sedimento em suspensão e carga de fundo. Localização das seções na Figura 10.

Tabela 4 - Dados de levantamento hidrossedimentológico dos principais rios da porção sul do Pantanal.

Amostra	Vazão (m^3/s)	Concentração de Sedimento Dissolvidos (mg/l)	Concentração de Sólidos Suspensos (mg/l)	Descarga Sólida de Fundo (Ton/Dia)	Descarga Sólida Suspensa (Ton/Dia)	Carga Predominante
NE01	16,983	14	32	6,23	46,95	Suspensa
NE02	68,38	12	6	0	35,45	Suspensa
NE03	71,193	13	4	11,33	24,60	Suspensa
NE04	45,828	13	4	1,43	15,84	Suspensa
NE05	27,892	13	6	31,52	14,46	Fundo
NE06	7,431	14	3	0,19	1,93	Suspensa
NE07	11,852	13	6	0	6,14	Suspensa
NE08	8,504	18	5	0	3,67	Suspensa
AQ1	134,838	30	58	51,91	675,7	Suspensa
AQ2	91,702	49	20	39,08	158,46	Suspensa
AQ3	86,827	49	16	20,95	120,03	Suspensa
AQ4	19,756	54	1	0	1,71	Suspensa
MI01	126,96	87	81	5,12	888,52	Suspensa
MI02	108,367	116	33	14,27	308,97	Suspensa
MI03	218,078	87	25	60,21	471,05	Suspensa
MI04	212,417	83	19	55,86	348,7	Suspensa
MI05	280,103	83	15	97,54	363,01	Suspensa
MI06	276,162	68	8	115,35	190,88	Suspensa
VE01	69,842	32	2	3,59	12,07	Suspensa
AB01	18,33	36	2	0	3,17	Suspensa
TQ01	1,393	33	6	0	0,24	Suspensa

6.2.2. Lobo progradacional do rio Negro

O lobo progradacional do rio Negro está localizado no início da porção desconfinada da planície interleques (Figura 17). Trata-se de uma área rebaixada e plana com gradiente topográfico de 0,3 m/km, onde o canal principal do rio sofre seguidas bifurcações e distribui água e sedimento na planície. No início do

compartimento o canal apresenta diques marginais reduzidos e facilmente alagados, onde algumas espécies arbóreas mais resistentes a alagamentos, tais como o ingá (*Inga vera*) ou herbáceas aquáticas como a banana-d'água (*Thalia geniculata L.*) predominam (Figura 20). À medida que o lobo avança nessa área rebaixada os diques praticamente desaparecem e o lobo fica submerso.

Com base em diferentes processamentos de índice de umidade de vegetação e do solo, foi verificado que o sedimento é depositado na área devido ao desconfinamento do canal do rio Negro, o que origina uma geoforma lobada que prograda em direção à área permanentemente alagada no centro da planície de maneira similar a um delta (Figura 21A, D e G).

Figura 20 - Canal do rio Negro (localização na Figura 17).

Poucos metros antes do desconfinamento do canal principal do rio Negro (ponto NE03 na Figura 10B e Figura 16A), verificou-se vazão superior (71,193 m^3/s) àquela registrada na planície confinada (ponto NE02) devido ao incremento de água proveniente de paleocanais do rio Aquidauana e de vazantes do megaleque do Taquari. Após a bifurcação do canal a vazão diminui para 45,828 m^3/s no ponto NE04 e 27,892 m^3/s no ponto NE05. A capacidade de transporte de descarga sólida de fundo subiu de 11,33 (ponto NE03) para 31,52 ton/dia (ponto NE05), mesmo com vazão inferior, pois com a diminuição da largura do canal (~65 m em NE03 para ~20 m em NE05), o volume de água concentrado em um canal menor resultou no aumento da velocidade de fluxo, ocasionando maior remoção do sedimento. Já no ponto NE04 esse parâmetro registra apenas 1,43 ton/dia de transporte.

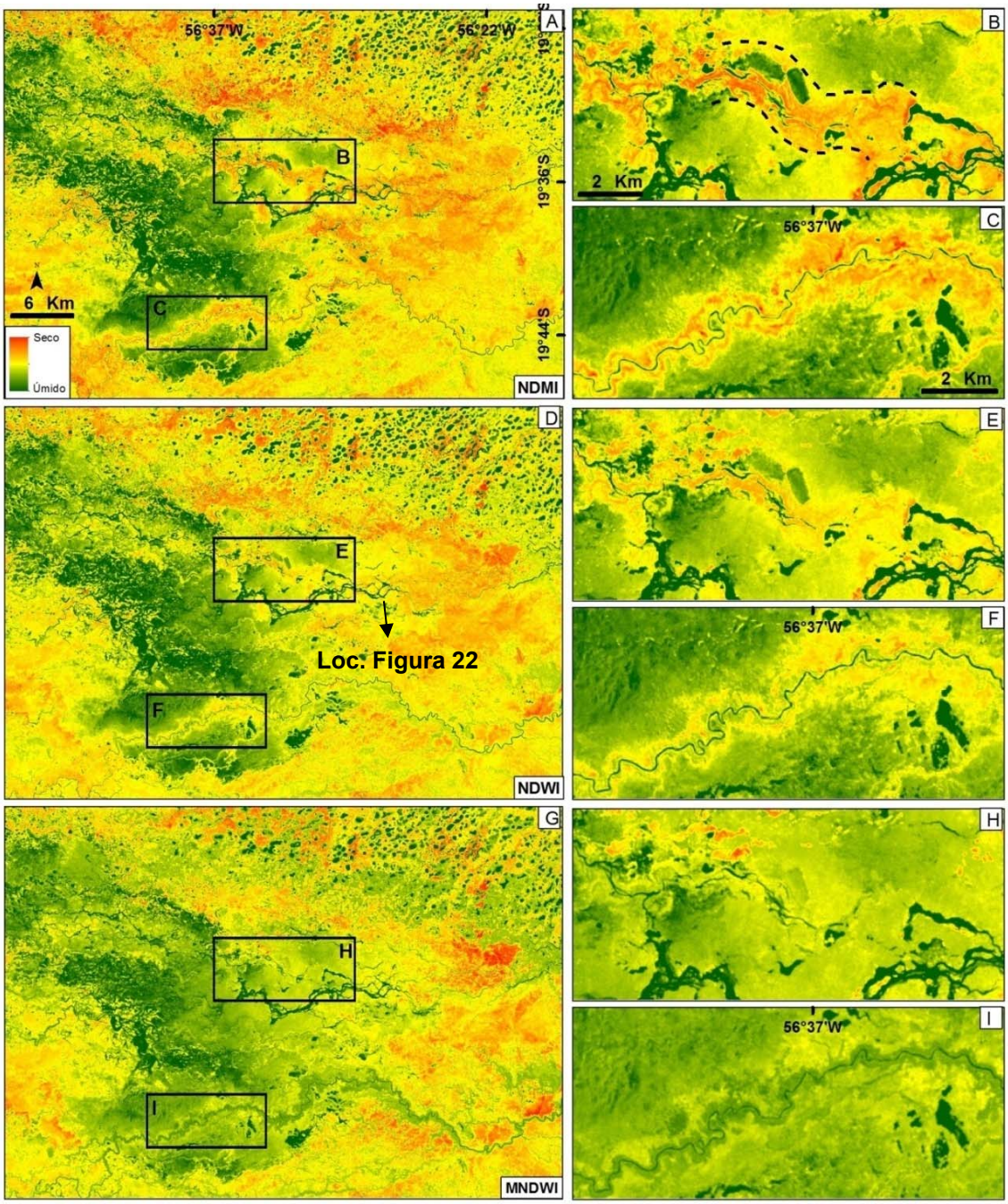

Figura 21 - Índices de água (NDWI, MNDWI) e de umidade do solo (NMDI). Quadros A, B e C = NMDI (normalized multi-band drought index); D,E e F = NDWI (normalized difference water index); G,H e I = MNDWI (modification of the "normalized difference water index). O quadro B ressaltou marcas de paleocinturões de meandros preservado na área, e os quadros C, F e I ressaltaram o aspecto estriado provocado pela acumulação contínua de ilhas flutuantes na zona permanentemente alagada.

6.2.3. Zona de alagamento permanente

A área central da planície é topograficamente rebaixada e permanece alagada, funcionando como um lago recoberto por plantas aquáticas (macrófitas e

baceiros, Figura 17 e Figura 21), já pequenos cordões de vegetação arbórea formados sobre diques marginais abandonados destacam-se topograficamente em relação ao restante da área (Figura 22).

Figura 22 - Canal do rio Negro com ilhas flutuantes de baceiros e macrófitas. Ocorrência de vegetação arbórea ocorre na área somente em local onde houve deposição episódica de sedimentos ou em diques marginais abandonados . Visada para NW (localização da área na Figura 21D).

A extensão da área alagada se expande de acordo com os níveis de inundação anual. Mudanças são constantes nos canais uma vez que ilhas flutuantes de baceiros se aglomeram em seu interior fechando canais e se aglomerando nos limites da área alagada (Figura 22). A aglomeração das ilhas flutuantes confere um aspecto estriado em fotografias aéreas ou imagens de satélite onde ocorre a concentração da vegetação aquática (Figura 21C,F,I e Figura 22).

Devido à alta concentração de plantas aquáticas, a lâmina d'água fica exposta apenas onde o fluxo de água é mais rápido. Dados de vazão coletados em campo revelaram que o volume de água concentrado nos canais abertos é bastante reduzido (pontos NE06 e NE07, com 7,431 e 11,852 m^3/s respectivamente). Marcas de antigos canais são reconhecidas na área por meio de fotografias aéreas e imagens de satélite (Figura 21B).

A existência de área permanentemente alagada recoberta por plantas aquáticas foi confirmada pelos três índices de umidade testados (NDWI, MNDWI e NMDI), aplicados em imagens Landsat TM5 e 7ETM+ (Figura 21). O mapa de frequência de inundação (Figura 23), do período de 2000 a 2011 (elaborado com as imagens do NDMI, que melhor ressaltou a diferença entre áreas úmidas e secas, como pode ser observado na Figura 21A), confirmou que a área permanece alagada ao longo do ano e ressaltou a progradação do lobo deposicional do rio Negro. Além disso, destacou formas de canais com diques marginais do rio Aquidauana (que serão tratados no item seguinte). Outra característica ressaltada pelo mapa de frequência de inundação foram os limites lineares de inundação nas bordas da área alagada que sugerem que a área tenha controle estrutural por falhas ativas.

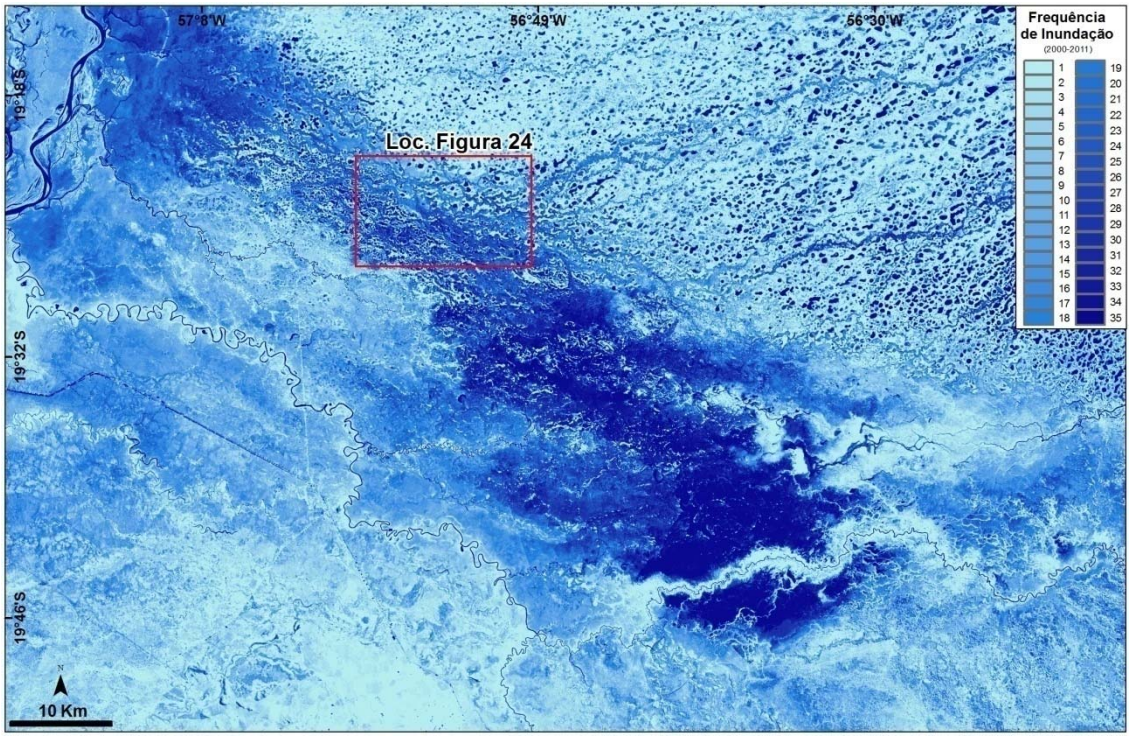

Figura 23 - Mapa de frequência de inundação do baixo curso da planície interleques do rio Negro.

6.2.4. Lobo deposicional moderno do rio Aquidauana

Esta área se refere ao lobo deposicional moderno do rio Aquidauana, tratado no capítulo anterior (item 5.4.2. Lobo distributário atual, Figura 14 e Figura 17). Devido à elevada vazão e alto aporte sedimentar (em comparação com o rio Negro),

o canal do rio Aquidauana, foi capaz de avançar sobre a área alagada devido à formação de diques marginais elevados no canal principal e também nos canais distributários. Estes canais são ativos durante as cheias anuais (Figura 21C e Figura 23). O elevado aporte sedimentar e a perda de água para planície foram confirmados no levantamento hidrossedimentológico realizado em campo e também por dados hidrológicos da ANA (Tabela 4, pontos AQ01 a AQ4, localização de cada ponto na Figura 16A).

6.2.5. Zona de transição

Esse compartimento representa a transição entre o Megaleque do Taquari (porção sul da Nhecolândia) para a planície interleques do rio Negro (Figura 17, Figura 24). A rede de canais tributários do rio Negro coleta água e sedimento de vazantes do megaleque do Taquari e da planície interleques até a planície do rio Paraguai (Figura 24), sub-ajustada a uma antiga rede de drenagem (possivelmente de padrão *anabranching*).

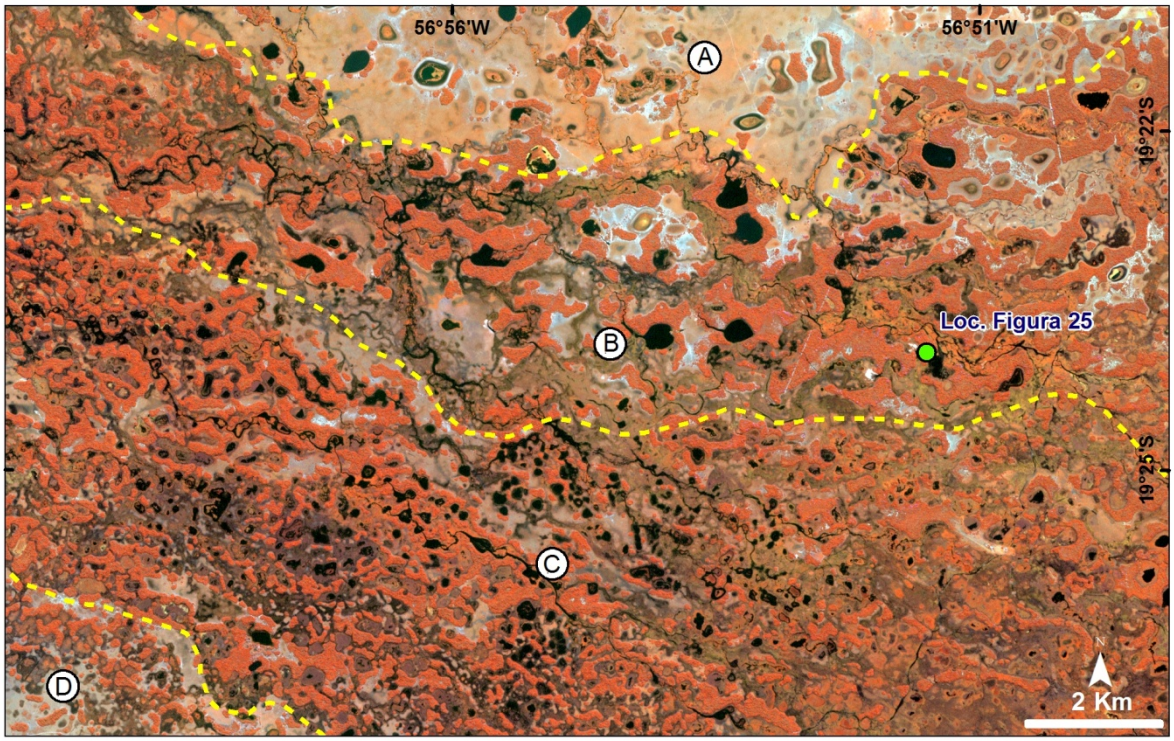

Figura 24 - Detalhe do baixo curso da Planície interleques do rio Negro. A) Megaleque do Taquari; B) Zona de transição; C) Planície fluvial com lagoas interligadas por canais; D) Planície em degradação. Imagem RapidEye composição colorida RGB (NIR_G_R, respectivamente canais infravermelho próximo, verde e vermelho, localização da área na Figura 23).

Lagoas com a mesma orientação daquelas da Nhecolândia (NE) são reconhecidas na área, porém em processo de degradação. As lagoas vêm sendo descaracterizadas, principalmente durante as cheias anuais, quando canais de drenagem interligam as lagoas e desfiguram seus contornos (Figura 24B). Os canais ocorrem entre cordões de matas de cordilheira ligeiramente mais elevadas e com vegetação de grande porte que se estabeleceram em antigos diques elevados relictos da rede de canais anterior. Depósitos sedimentares episódicos (*splays*) com grande volume de sedimento são reconhecidos em canais secundários originados de fluxos de *crevasses* (Figura 25).

Figura 25 - Depósitos de *crevasse splay* (leque de espraiamanto). Visada para W (localização da fotografia na Figura 24).

6.2.6. Planície com lagoas interligadas por canais intermitentes

Este compartimento também apresenta marcas da antiga rede de canais de padrão *anabranching*, bem como lagoas interligadas por canais reativados durante as cheias. Todavia, ao contrário das lagoas da Nhecolândia e do compartimento de transição (que apresentam formas que variam entre circular a elíptico e com direção preferencial NE), as lagoas desse compartimento são predominantemente arredondadas, com dimensões menores e direção preferencial NW (Figura 24C). Áreas rebaixadas localizadas entre cordões de matas de cordilheira formam uma

rede de drenagem intermitente que coleta água tanto da zona de transição quanto da área permanentemente alagada, drenando-as para a planície do Paraguai.

6.2.7. Planície em degradação por rede de canais tributários

Compartimento limitado ao sul pelo canal atual do rio Miranda (que forma uma barreira natural para água durante o pulso anual de inundação, Figura 21A) e a oeste pela planície do rio Paraguai (Figura 17). É ligeiramente mais elevado que os demais compartimentos, permanecendo menos tempo alagado (Figura 23).

A vegetação desta área é caracterizada pela presença de grandes extensões de terras dominadas por gramíneas e vegetação herbácea, com áreas de vegetação típica de cerrado. Duas redes de canais tributários são reconhecidas na área, uma formada pelo rio Vermelho, que atualmente drena a maior parte da água do compartimento permanentemente alagada para o rio Miranda (Tabela 4, ponto VE01) e outra formada pelo rio Abobral, que drena água e sedimento para a planície do rio Paraguai.

6.3. Discussão dos resultados

O domínio distal da planície interleques do rio Negro apresenta geomorfologia e regime hidrossedimentar complexo, onde sete compartimentos distintos foram reconhecidos. A dinâmica natural é afetada pela natureza do fluxo do rio Negro e dos rios dos sistemas coalescentes, seja pela disponibilidade de água e sedimento como por condicionamento estrutural da planície. Segundo Frazier et al., (2003), tais fatores controlam as características morfológicas associadas à planície e a dinâmica ecológica do ambiente das *wetlands*.

Vasta diversidade de ambientes (terrestres e aquáticos) caracteriza o interior da planície em consequência de regime hidrológico único. As paisagens variam desde florestas latifoliadas, savanas e campos, a áreas permanentemente alagadas recobertas por vegetação aquática, fato que torna a área um grande ecótono. Feições morfológicas e processos geradores, em sistemas onde o volume de água não é limitado, afetam a distribuição e tipos vegetacionais, controlando fortemente as taxas de erosão e deposição das superfícies fluviais (Hupp & Osterkamp, 1996).

O que mais chama atenção na área é a existência de um grande lago na região central da planície, que fica quase completamente recoberto por macrófitas e baceiros ao longo de sua extensão, influenciando diretamente o regime hidrológico da planície interleques do rio Negro. Trabalhos anteriores já destacaram a predominância de vegetação aquática sob influência fluvial na área (Pivari et al., 2008; Evans et al., 2013; Almeida et al., 2015), todavia não estudaram a dinâmica hidrológica e as características geomorfológicas do ambiente em questão.

A presença de dois domínios, um trecho proximal confinado com canal único meandrante e outro desconfinado com canais distributários e *anabranching* em área alagada a jusante (distal), diferencia a planície interleques do rio Negro das demais planícies interleques existentes no Pantanal (Figura 5). A planície interleques do Piquiri, por exemplo, é confinada do inicio ao fim, com um rio de canal único e meandrante que recebe água e sedimento de vazantes dos leques do São Lourenço (ao norte) e do Taquari (ao sul) (Pupim et al., 2014). As planícies do Corixo Grande e do Negro (Bolívia) não apresentam canais perenes e são alimentadas apenas por canais distributários de megaleques vizinhos e pelas águas de inundação (Assine et al., 2015a).

Em decorrência da estação das chuvas, normalmente a partir de outubro, grande volume de água é drenado pelo pulso de inundação em direção à planície interleques do rio Negro, seja a partir das áreas dominadas por leques aluviais (a leste da planície), ou por sistemas deposicionais coalescentes. Fatores como o reduzido gradiente topográfico da planície, a existência de áreas de subsidência que geram espaço de acomodação, e a presença de barreira física natural formada pelo canal do rio Miranda (ao sul), e pela planície do Paraguai (a oeste), confinam temporariamente as águas e fazem com que a planície interleques do rio Negro fique completamente alagada de fevereiro a abril (Figura 3 e Figura 25A). O momento, extensão, duração e variabilidade inter-anual dos padrões de inundação da planície são os principais motores do funcionamento desse tipo de ecossistema e afetam diretamente a dinâmica morfológica, a conectividade entre o rios e planícies e a qualidade do ambiente (Allen, 2015).

Durante as cheias anuais, o volume de água da planície interleques do rio Negro é incrementado devido ao fluxo oriundo das vazantes da Nhecolândia (por exemplo a vazante do Castelo, Figura 27), à reativação de canais distributários do

rio Aquidauana e pelo fluxo em lençol do alagamento da superfície dos megaleques coalescentes (Tabela 1 e na Figura 26A).

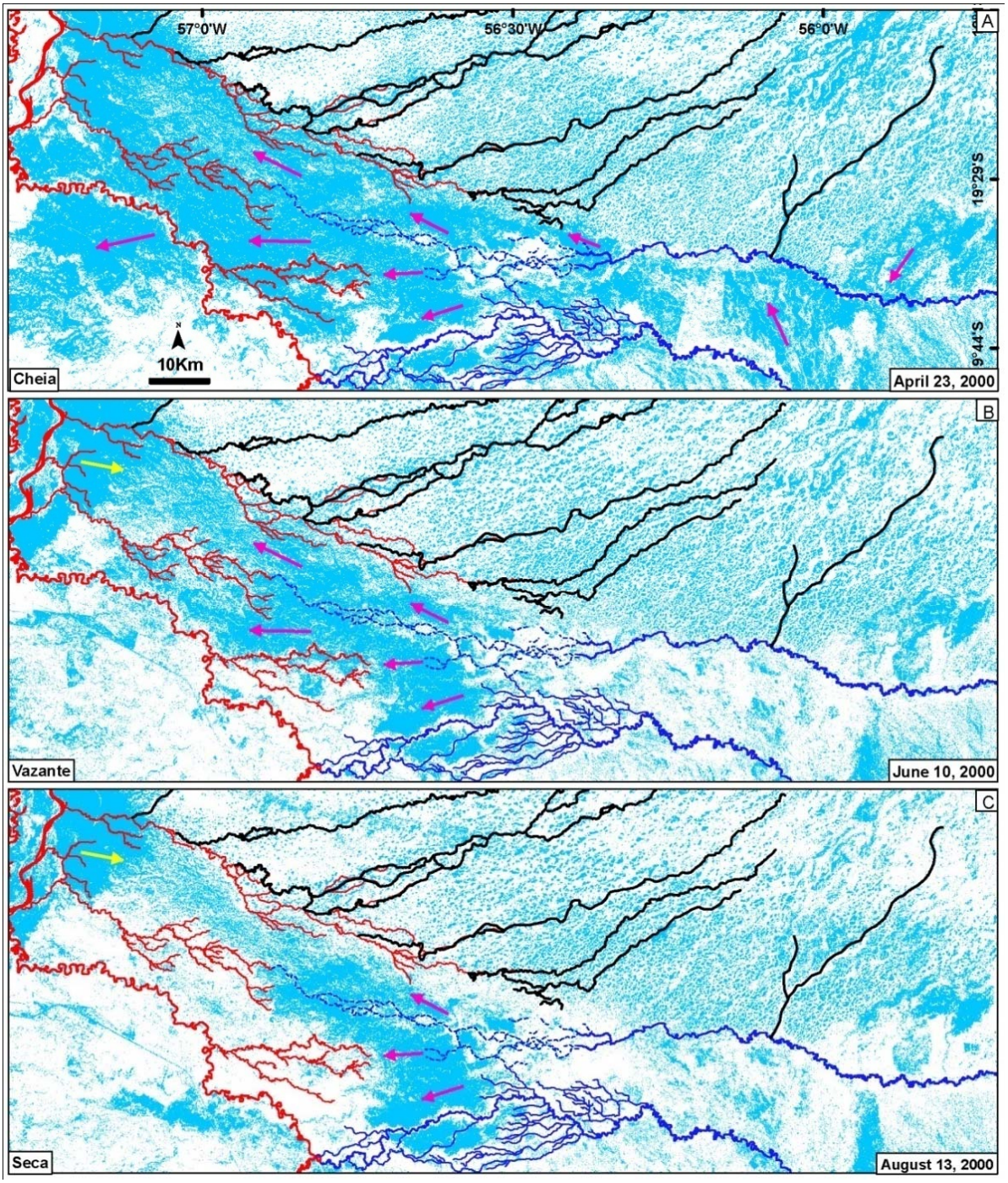

Figura 26 - Dinâmica hidrológica na planície interleques. Os canais em preto correspondem às vazantes da Nhecolândia, canais em vermelho correspondem à rede de drenagem tributária coletora e canais em azul à rede de drenagem distributária. As setas em rosa indicam a direção preferencial do fluxo e as setas em amarelo indicam ação de contra-fluxo causado pela pulso de inundação do rio Paraguai. As imagens A, B e C foram geradas a partir da reclassificação de imagens NMDI (áreas alagadas em azul e áreas secas em branco) dos hidroperíodos do ano 2000.

O desconfinamento do canal do rio Negro, em um processo similar àquele descrito por McCarthy et al. (1991) no megaleque do Okavango, é um fator primordial para o alagamento completo da área, principalmente durante as cheias, bem como para manutenção do lago na região central da planície. Mensurar o período e padrão de expansão / contração das inundações é primordial para o entendimento do papel dessas planícies, pois são habitats para uma ampla variedade de espécies terrestres e aquáticas, bem como laboratórios naturais para o entendimento da evolução geomorfológica da paisagem e caracterização de mudanças ambientais de curto e longo prazos (Powell et al., 2008; Frazier & Page, 2009; Ward et al., 2014).

Figura 27 - Vazante do Castelo. Visada para NE (localização da vazante na Figura 16A).

Com a redução no nível de inundação, a água paulatinamente passa a ser coletada por um sistema tributário de canais formados pelos rios Vermelho, Abobral e Negro (Figura 26B), e pela reativação da antiga rede de paleocanais *anabranching* localizada entre as redes tributárias dos rios Negro e Abobral (Figura 24). A existência desse sistema tributário de drenagem na porção distal da planície faz com que a área se transforme num sistema coletor durante a vazante, o que a diferencia de outras regiões do Pantanal, onde o padrão de drenagem distributário é predominante (principalmente nas regiões distais de planícies e megaleques).

Os rios Abobral e Negro drenam as águas diretamente para o rio Paraguai, já o Vermelho para o rio Miranda. Durante a estação seca, a água fica retida na porção

central da planície (Figura 26) e os canais dos rios Negros e Abobral, ocasionalmente, secam completamente. Pott & Silva (2015), destacam que durante os períodos de cheia do rio Paraguai (a partir de junho), a foz dos rios Negro e Abobral são invadidas pelas águas do rio tronco, que causam uma inversão do fluxo hídrico. O canal do rio Vermelho, que atualmente é o principal coletor das águas da zona alagada (Tabela 4, pontos NE08, AB01 e VE01), ainda mantém seu canal perene, todavia, forma uma área de remanso, como foi constatado em trabalho de campo realizado durante a estação seca de 2012.

Os canais do interior da zona permanentemente alagada são formados em decorrência da concentração do fluxo d'água no talvegue de antigos cinturões submersos que provocam aumento da velocidade de fluxo e fazem com que a lâmina d'água do lago seja exposta na forma de canais instáveis cujas margens são formadas pelas próprias macrófitas e baceiros que se espalham pela superfície (Figura 22). Processo similar ocorre no Delta do Okavango (Africa), que devido ao desconfinamento do canal, forma áreas permanentemente alagadas, com vegetação suspensa que delimitam os canais formados seja pelo pulso de inundação como pela grande fauna local (McCarthy et al., 1991; Stanistreet & McCarthy, 1993), com diferença de que a vegetação é enraizada e não livre tal como ocorre no rio Negro. A existência desses talvegues pode ser confirmada pelo reconhecimento (com base nos dados orbitais) de marcas de paleocinturões que avançam de áreas adjacentes e desaparecem no interior da zona permanentemente alagada, tal como pode ser observado na Figura 21B.

As Ilhas flutuantes compostas por baceiros e macrófitas se acumulam no interior da área e causam mudanças constantes na configuração dos canais existentes na zona alagada (Figura 28). Tais mudanças afetam diretamente o comportamento hidrológico da região alterando a concentração de fluxo das redes tributárias dos rios Negro, Abobral e Vermelho. O canal tradicionalmente considerado como rio Negro, seja pela população local, seja por cartas e mapas antigos, ou ainda pela rede hidrográfica mapeada pelo IBGE em 2015 (Figura 29), atualmente não funciona como um canal perene, mas sim como uma rede de canal tributária que ajuda a drenar as águas de inundação.

Pela observação de uma série histórica de imagens de satélite, foi constatado que desde o início da década de 1980 até 2011, a maior concentração de fluxo

estava direcionada para o rio Abobral, pois os canais *anabranching* gerados pelo desconfinamento do rio Negro se conectavam a este rio (Figura 29B). Todavia, após a grande cheia ocorrida no ano de 2011, os canais direcionados para o rio Abrobral foram completamente fechados por ilhas de vegetação flutuantes (baceiros) e houve abertura de um canal em direção ao rio Vermelho, o que concentra maior volume de água drenada do lago atualmente (Figura 28D, Figura 29C e Figura 30). Essa dinâmica foi confirmada em campo com base na vazão registrada na foz dos rios Vermelho, Abobral e Negro (dados levantados com ADCP), no final da estação da cheia de 2015, com respectivos valores de vazão de 69.84 m^3/s, 18.33 m^3 e 8.50 m^3/s. Seções transversais de ADCP revelaram velocidade de fluxo de água quase inexistente nas foz dos rios Negro e Abobral (Pontos NE08 e AB01, Figura 19) e fluxo mais elevado na foz do rio Vermelho (Ponto VE01, Figura 19).

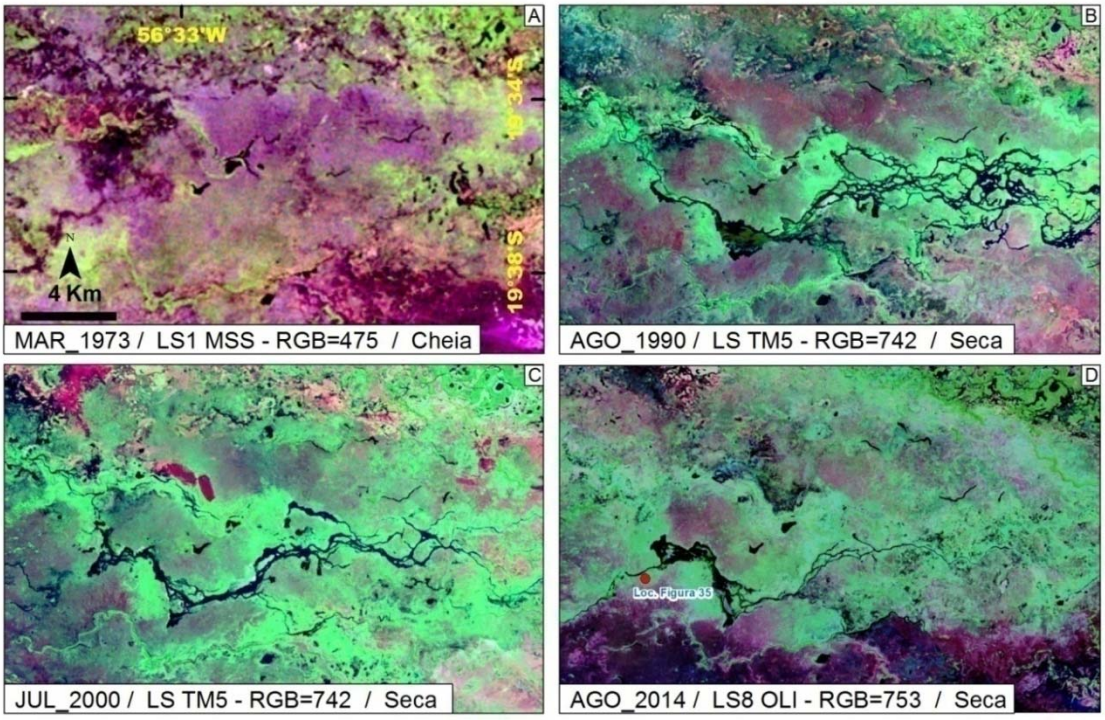

Figura 28 - Canais anabranching da área permanemente alagada. A ausência de canais no quadro A pode ser explicado pelo fato que até o final da década de 1970 o Pantanal atravessou um forte período de estiagem (localização da área na Figura 29C).

A presença e/ou ausência de diferentes tipos de vegetação afeta a umidade do solo superficial, que é uma das principais variáveis em processos hidrológicos de troca de água e energia na interface superfície do solo / atmosfera (Wang & Qu, 2009). Um dos grandes desafios para pesquisas com sensoriamento remoto de

áreas alagadas é a capacidade de detecção de água sob dosséis, seja em áreas florestadas ou em regiões cobertas por macrófitas (Ward et al., 2014). Assim, um grande número de índices de umidade e técnicas foram desenvolvidos para estimar o teor de água em plantas e o reconhecimento de áreas alagadas, utilizando as características de absorção na região do infravermelho médio do espectro eletromagnético (1,3-2,5 mm) (Adam et. al., 2010). Todos os índices utilizados no presente trabalho (NDWI, MNDWI, MNDWI) apresentaram bons resultados na identificação de áreas permanentemente alagadas, todavia o NDMI foi o que apresentou maior contraste entre tais áreas.

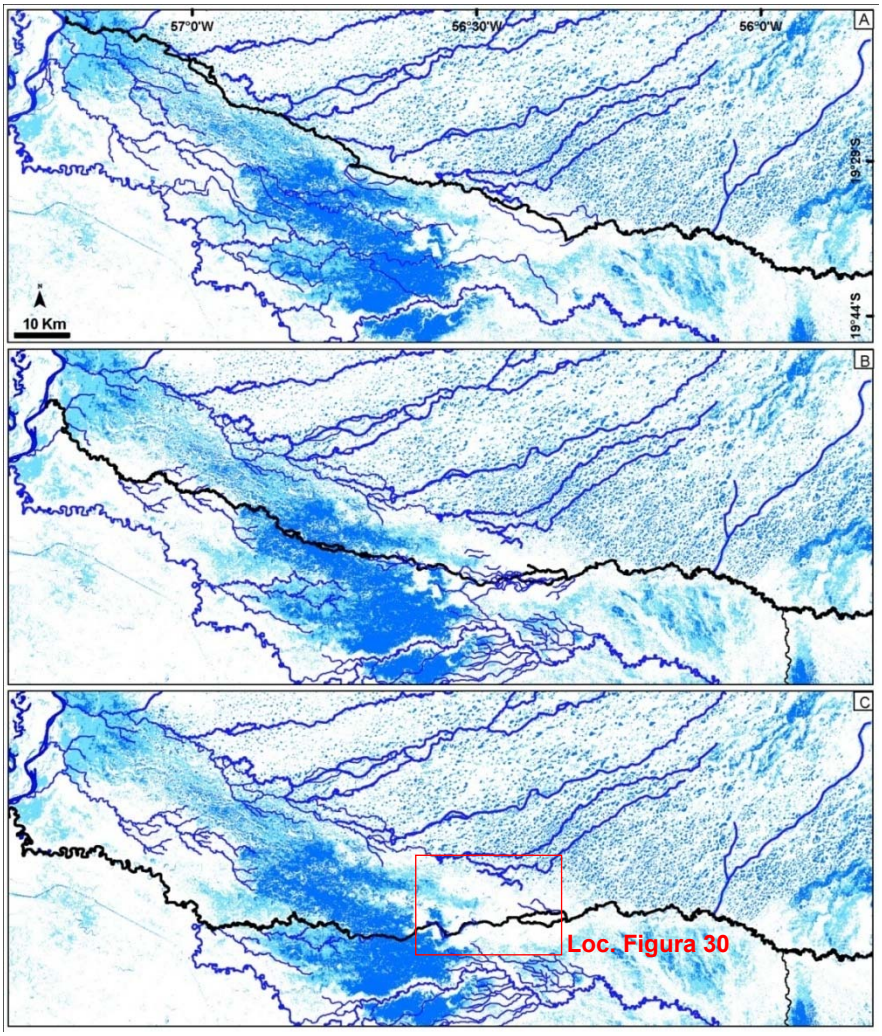

Figura 29 - Avulsões recentes na planície interleques do rio Negro. A) Rede de drenagem obtida da base hidrográfica do IBGE (atualizada em 2015) e também em cartas topográficas de 1972 do Serviço Geográfico do Exército; B) Rede de drenagem mapeada com base em imagem Landsat TM5 de setembro de 1984; C) Rede de drenagem mapeada com base em imagem Landsat 8 OLI do ano de janeiro de 2015. A imagem de fundo utilizada em cada quadro foi obtida a partir da reclassificação do mapa de frequência de inundação visando destacar as áreas permanentemente alagadas (azul escuro) e as áreas parcialmente alagadas (azul claro). No limite noroeste da Figura 10B é possível observar com maior detalhe marca de avulsão ocorrida em tempos recentes.

Os índices de umidade utilizados no presente estudo são normalmente aplicados a estudos ambientais, como atestam Wang et al. (2008) e Akther & Hassan (2011), que aplicaram o NDMI para identificação de áreas atingidas por queimadas e também para reconhecimento de áreas suscetíveis a tais eventos, ou Sakamoto et al., (2007) que utilizou o NDWI como parte de uma metodologia para detecção de mudanças ocasionadas pelo cultivo de arroz na extensão das cheias do delta do rio Mekong no Camboja.

Figura 30 - Canal do rio Negro na área permanentemente alagada. Visada para N (localização da área na Figura 28D).

No presente estudo verificou-se a eficácia desses produtos tanto no mapeamento geomorfológico, como para entender o comportamento hidrológico da área. Também foi constatada eficácia na identificação de áreas sujeitas a condicionamento tectônico em áreas planas, uma vez que trechos com padrões lineares de alagamento foram ressaltados nos limites entre a área permanentemente alagada e áreas de alagamento sazonal. Estudos similares foram realizados por Sagin et al. (2015) que utilizou o índice de umidade NDWI para monitorar a extensão e cobertura das águas do delta do Saskatchewan no Canadá e por Ward et al.

(2014) que utilizou o MNDWI para identificar áreas alagadas e entender a dinâmica de inundação e das vegetações aquáticas na planície do rio Alligator, localizada no parque nacional de Kakadu (Austrália).

Uma série de lineamentos geológicos (Figura 31) traçados a partir das áreas de alagamento e também pela direção geral dos trechos de canais e de planícies altamente orientados, destacam que o condicionamento geral da área apresenta duas direções preferenciais: 1) NE-SW alinhado com o sistema de falhas Transbrasiliano descrito por Soares et al. (1998); 2) NNW–SSE seguindo a orientação geral do embasamento da borda sul da bacia do Pantanal.

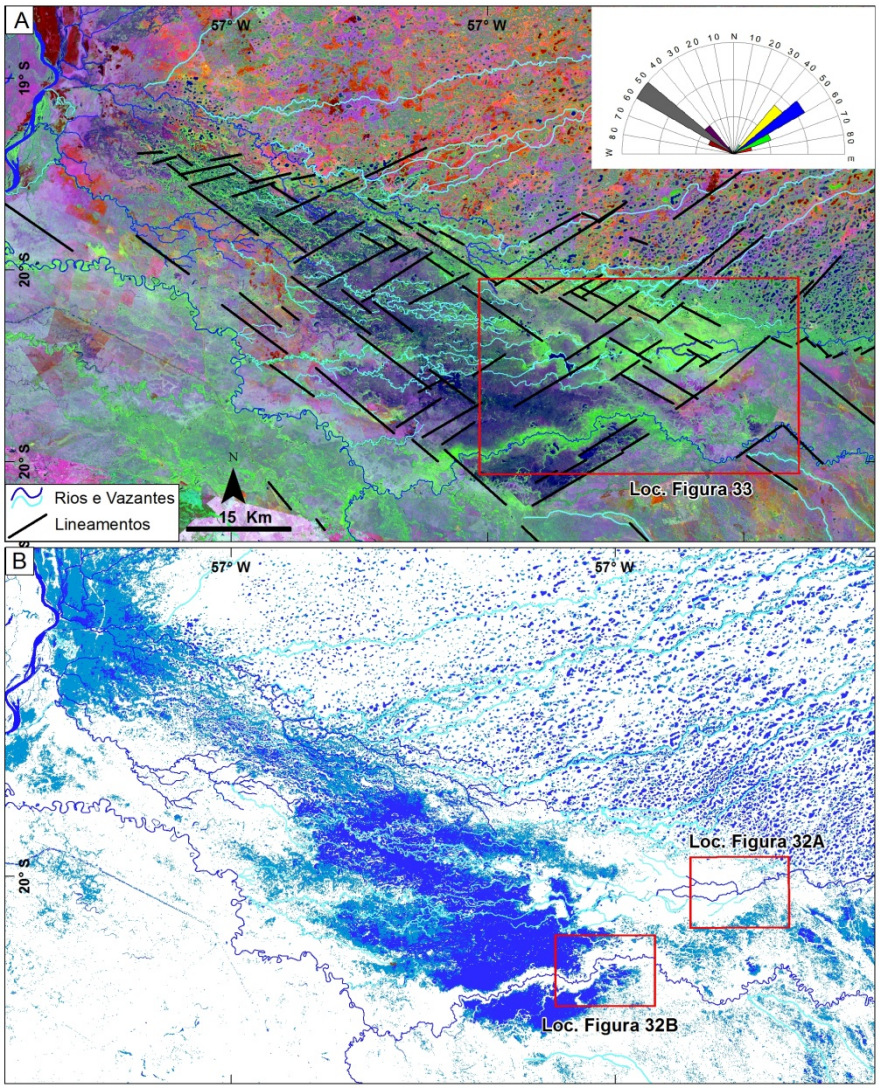

Figura 31 - Lineamentos geológicos da planície interleques do rio Negro. A) Principais componentes do conjunto formado pela Banda 4, Imagem MNDWI e composição RGB74MNDWI; B) reclassificação do mapa de frequência de inundação visando destacar as áreas permanentemente alagadas (azul escuro) e as áreas parcialmente alagadas (azul claro). Limites lineares de inundação ressaltados no quadro B após reclassificação do mapa de frequência de inundação. Composição colorida RGB. Rosetas da direção preferencial dos lineamentos gerados no software Spring 5.2.

A existência de falhas e lineamentos na bacia do Pantanal vem sendo destacada por diversos autores (Soares et al., 1998, Paranhos et al., 2014, Almeida et al., 2015, Assine et. al, 2015b) e pode ser confirmada pela ocorrência comum de terremotos rasos ao longo da bacia (Assumpção et al., 2004; Assumpção & Sacek 2013). Segundo Assine et. al. (2015a), a existência de áreas permanentemente alagadas no Pantanal está diretamente associada ao desconfinamento do canal de rios que drenam a bacia, evento normalmente relacionado à espaço de acomodação gerado por movimento diferencial de blocos ao longo de planos de falha. Diferentes ambientes e processos derivam dessa movimentação, por exemplo: 1) avulsões fluviais constantes no rio Taquari, que resultam construção e abandono de lobos distributários (Assine, 2005; Buehler et al., 2011; Assine et. al, 2015b); 2) formação de sistemas flúvio-lacustres, caso das porções distais dos megaleques dos rios Paraguai e Cuiabá (Pupim, 2014; Assine et al., 2015b); 3) áreas rebaixadas que gradativamente são cobertas por ilhas flutuantes compostas por macrófitas, tal como ocorre no médio curso da planície interleques do rio Negro (Mendes, 2014) e no megaleque do Taboco e na área estudada.

Com relação ao transporte e deposição de sedimentos, foi verificado tanto por sensores remotos quanto pelo levantamento hidrossedimentológico realizado (Tabela 1), que a planície interleques do rio Negro também poderia ser classificada como um sistema fluvial distributivo que irradia água e sedimento a partir de um ápice (a planície confinada) para uma bacia (o baixo curso da planície).

Grande parte do aporte sedimentar do canal principal do rio Negro fica retido no domínio proximal (cinturão entrincheirado) e distal (planície distributária com canais *anabranching*) do megaleque do rio Negro, Figura 16A). A deposição do sedimento nos trechos superiores resulta na coloração escura, mas ao mesmo tempo cristalina, das águas do rio ao alcançar a planície interleques (Figura 32A). Todavia essa característica cristalina da água também decorre do grande volume de plantas aquáticas e matéria orgânica existentes no sistema (cerca de 239 espécies de plantas são reconhecidas somente entre os rios Negro e Taboco, Foster et al., 2000).

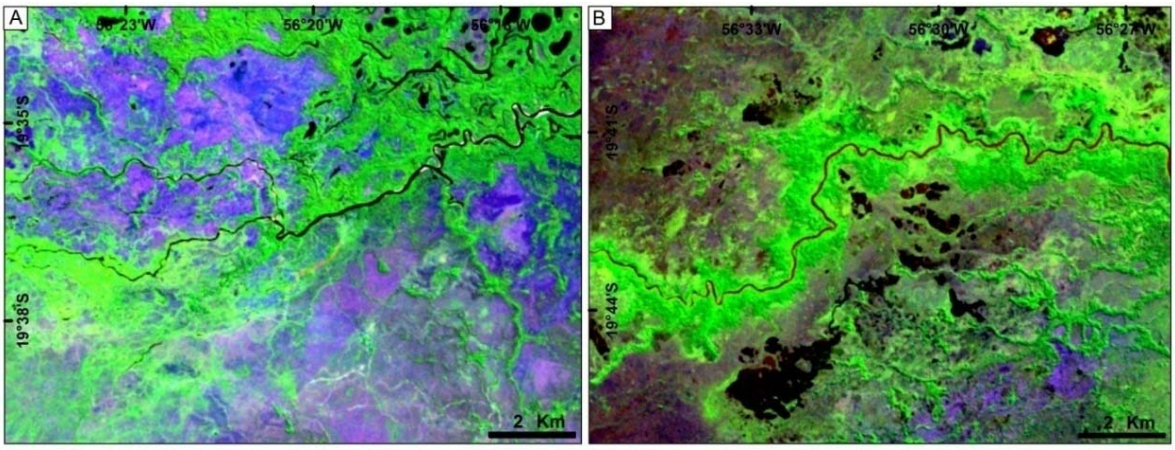

Figura 32 - Trechos dos rios Negro e Aquidauana. A) Canal do rio Negro com barras laterais a nordeste; B) Canal do rio Aquidauana com diques marginais elevados. Imagem Landsat TM5 composição colorida falsa cor RGB(247). A composição utilizada ressaltou a diferença do aporte sedimentar entre os rios, com cor preta para o rio Negro em decorrência das águas cristalinas e cor avermelhada no rio Aquidauana devido a turbidez do rio (localização das áreas na Figura 31).

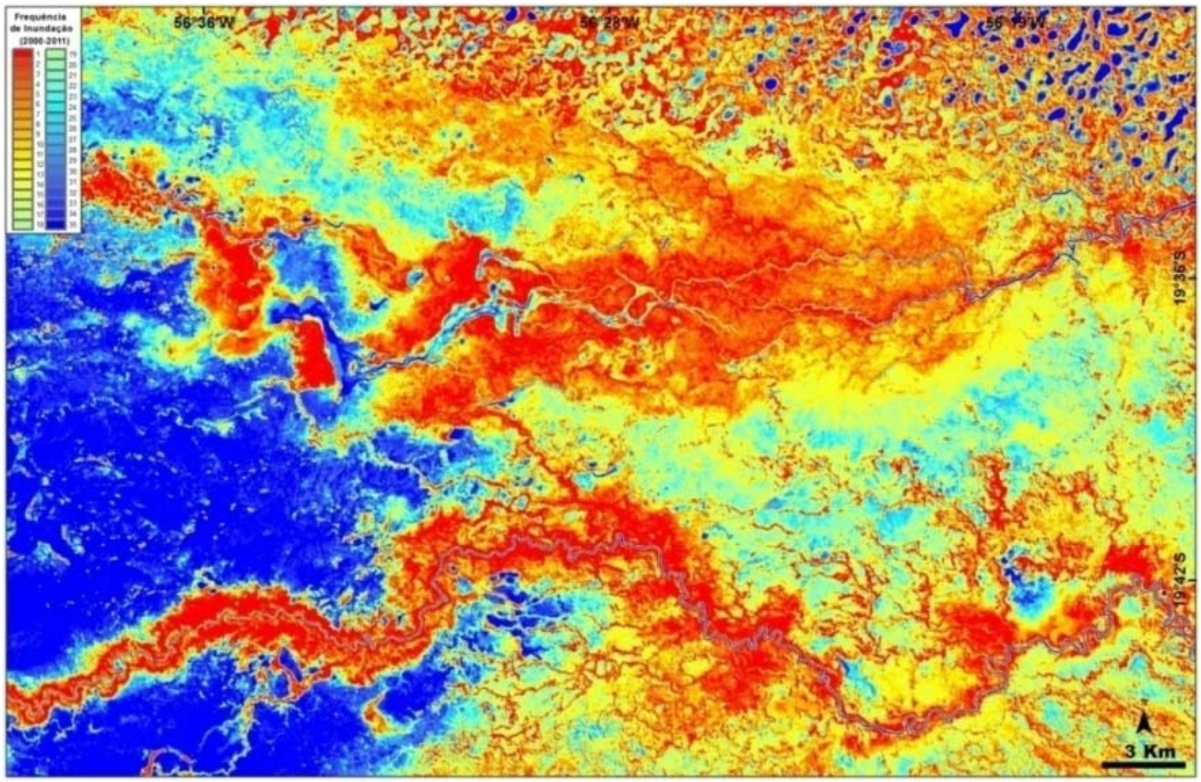

Figura 33 - Lobos progradacionais dos rios Negro e Aquidauana. A imagem corresponde ao mapa de frequencia de inundação com cores que ressalta com maiores detalhes o lobo progradacional do rio Negro e também o canal do rio Aquidauana com seus diques marginais elevados que permitem ao rio atravessar toda área alagada (localização da área na Figura 31A).

Já os sedimentos transportados/depositados pelo rio Negro na porção distal da planície interleques, em grande parte, provêm principalmente dos megaleques

dos rios Aquidauana e do Taquari, que transportam água e sedimento em suspensão durante as cheias anuais por meio de seus canais abandonados, paleocinturões e vazantes. O volume sedimentar que alcança a planície interleques acaba sendo depositado na forma de barras laterais (Figura 32A) ou no lobo progradacional do rio Negro (Figura 33).

Devido ao elevado aporte sedimentar e à maior vazão do canal rio Aquidauana (Tabela 1, pontos AQ1, AQ2 e AQ3), um canal com diques marginais elevados foi construído, fato que permitiu que o rio atravessasse a área permanentemente alagada até alcançar sua foz com o rio Miranda (Figura 23 e Figura 33). A alta concentração de sedimento em suspensão resulta em maior turbidez das águas do rio, fato também observado em imagens de satélite (Figura 32B). Os diques são recobertos por formações arbóreas de médio a grande porte nas áreas mais elevadas, não alagadas e com solos bem drenados (Prance & Schaller, 1982; Pott & Pott, 2004).

6.4. Conclusões do capítulo

1. A planície interleques do rio Negro possui área de ~2.800 km^2 e apresenta um dos mais complexos regimes hidrológicos do Pantanal. Com base em imagens orbitais e na semelhança morfológica, a área foi dividida em sete compartimentos diferentes: 1) planície Interleques Confinada; 2) lobo progradacional do rio Negro; 3) zona de alagamento permanente; 4) lobo deposicional moderno do rio Aquidauana; 5) zona de transição; 6) planície com lagoas interligadas por canais intermitentes; 7) planície em degradação por rede de canais tributários

2. Os rios Negro e Aquidauana são os principais rios que controlam a dinâmica da área inundada. Apresentam morfologia e dinâmica completamente distintas, principalmente com relação a vazão e aporte sedimentar. A vazão do rio Negro é bem menor que a vazão do rio Aquidauana ao entrar na Bacia do Pantanal, no entanto, na planície interleque ocorre aumento de vazão (principalmente durante as cheias anuais) devido ao incremento de águas de vazantes e canais distributários dos leques coalescentes. Boa parte do aporte sedimentar do rio Negro fica retido no vale entrincheirado e na planície desconfinada do megaleque, e os sedimentos que

alcançam a planície interleque são provenientes principalmente dos megaleques dos rios Aquidauana e Taquari. Já o rio Aquidauana apresenta maior vazão e maior aporte sedimentar, porém a vazão e o aporte diminuem para jusante em decorrência da existência de canais distributários ao longo do canal principal que fazem com que o rio perca água e sedimento para a planície, principalmente durante as cheias.

3. O canal do rio Negro se bifurca na área permanentemente alagada e sedimentação ocorre na forma de um lobo deposicional incipiente que prograda em direção à área alagada, com comportamento similar a um delta. Já o rio Aquidauana, por apresentar maior vazão e maior aporte sedimentar, construiu um canal com diques marginais elevados que cruza toda área alagada até sua foz no rio Miranda;

4. O pulso de inundação alaga completamente a porção distal da planície interleques do rio Negro em decorrência da barreira natural formada pelo canal atual do rio Miranda ao sul, que faz com que a água fique temporariamente confinada. Todavia, com a diminuição do volume de água o fluxo volta a se concentrar em rios e corixos que construíram um sistema tributário de drenagem que ajuda a drenar as águas das inundações. Os canais principais desse sistema são os rios Abobral e Negro (afluentes do rio Paraguai) e o rio Vermelho (afluente do Miranda);

5. O canal historicamente conhecido como rio Negro, na sua porção mais distal, observado em mapas históricos e bases cartográficas oficiais, atualmente é uma rede de drenagem tributária e intermitente que coleta água e sedimento das vazantes do megaleque do Taquari da zona de alagamento permanente durante as cheias anuais. O rio Negro alcança o baixo curso da planície interleques como canal único para em seguida espraiar sua vazão na área permanentemente alagada e dividir o fluxo entre os três canais principais do sistema tributário, sendo que atualmente o rio que concentra maior vazão é o Vermelho;

6. Os produtos orbitais e processamentos utilizados demonstraram que a porção central da planície interleques permanece alagada mesmo durante períodos secos, sendo o NDMI o processamento que apresentou maior distinção entre áreas alagadas e secas. O mapa de frequência de inundação realizado com uma série de

imagens entre 2000 e 2011 destacou que a porção central da planície permanece alagada durante todo o ano. O alagamento permanente é devido ao desconfinamento do canal principal do rio Negro em uma área subsidente com padrões lineares de alagamento e feições morfológicas que sugerem que a área esteja sobre forte condicionamento tectônico.

7. MUDANÇAS PALEO-HIDROLÓGICAS NA PORÇÃO SUL DO PANTANAL

7.1. Introdução

A paisagem terrestre é produto da interação de fatores alogênicos que formam, modificam ou destroem feições morfológicas da superfície terrestre (Wobus et al., 2010; Tucker, 2004): 1) tectônica, que pode criar topografia e manter o relevo na superfície (Wobus et al., 2010; Hartley et al., 2011; Whittaker et al., 2012); 2) clima, que interage com os processos erosivos que modificam e/ou degradam zonas montanhosas ao longo do tempo, pruduzindo o sedimento que será transportado da área fonte para os sítios de sedimentação ativa (Allen, 2008; Whittaker et al., 2012).

Desde o final do Pleistoceno grandes alterações vêm ocorrendo na paisagem pantaneira como reposta às mudanças de climas mais frios e secos imperantes durante o Pleistoceno Superior, até o estabelecimento de condições mais úmidas e quentes, mais próximas às condições atuais, a partir do Holoceno Superior (Tricart, 1982, McGlue et al., 2011). A paisagem atual do Pantanal é modelada pela dinâmica e evolução de seu trato deposicional moderno que é composto pelo Paraguai, rio-tronco do sistema, e por um conjunto de megaleques e planícies fluviais formados pelos principais afluentes de sua margem direita (Taquari, Cuiabá, São Lourenço, Miranda, Aquidauana, Negro dentre outros, Figura 5). Registros de mudanças ambientais estão preservados na superfície do Pantanal e apresentam diferentes idades e características (Assine & Soares, 2004), visíveis principalmente na forma de paleocanais distributários, marcas de grandes avulsões fluviais e variações de morfologia e estilo de drenagem dos rios (Assine & Soares, 2004; Assine et al., 2014; Assine et. al 2015a).

Os rios Negro, Miranda, Aquidauana e Taboco formam os principais megaleques e planícies da porção sul do Pantanal (Figura 34). Esses sistemas apresentam morfologia atual diversa e preservam feições morfológicas que retratam mudanças ambientais que continuamente modelam a paisagem local desde o Pleistoceno Superior, condicionadas tanto por fatores endógenos (tectônica) como exógenos (clima) (Assine & Soares, 2004; Assine et. al, 2015a).

A concepção original dos estudos paleohidrológicos fluviais envolvia a análise de terraços fluviais quaternários e os eventos relacionados à incisão e agradação fluvial. Porém, rapidamente, percebeu-se que essa historia estava atrelada à

interação envolvendo os fatores causais (variáveis independentes) como precipitação, escoamento e aporte sedimentar, com fatores de efeito (variáveis dependentes) como geometria do canal, ciclos de erosão e sedimentação e padrões de canais (Baker, 2013).

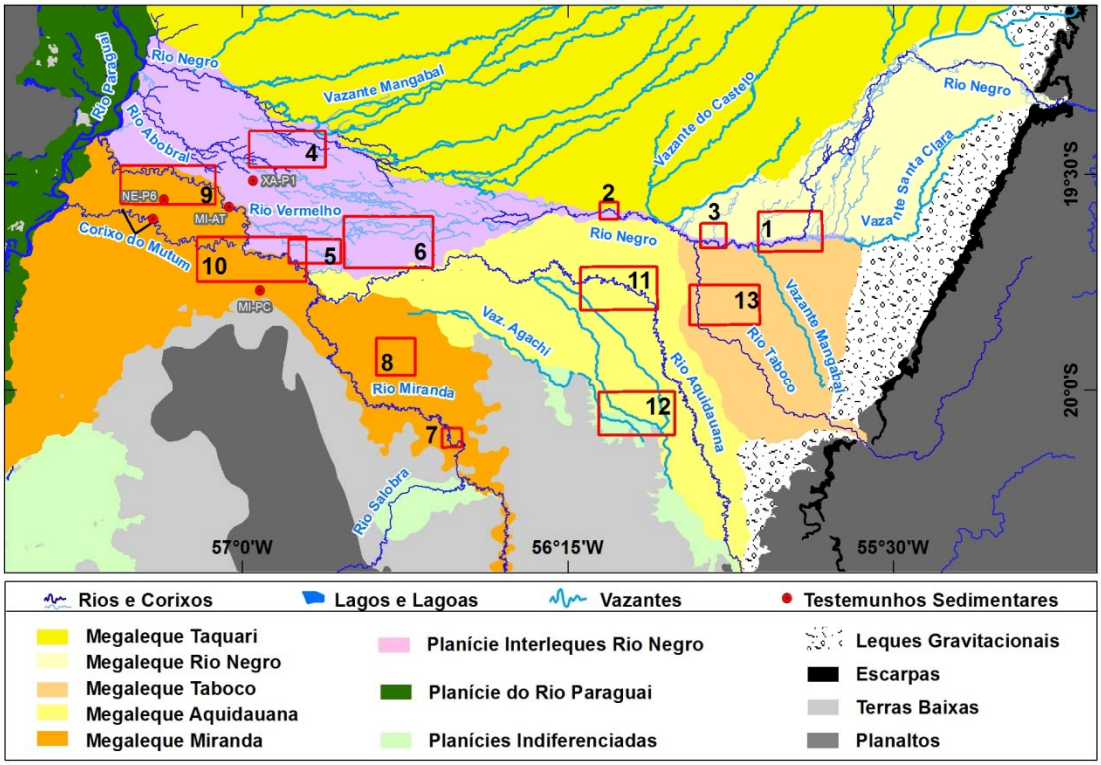

Figura 34 - Sistemas Deposicionais da Porção sul da Bacia do Pantanal. Adaptado de Assine et al.(2015a). Cada número no quadro representa a localização de uma figura: 1) Figura 35A; 2) Figura 35B; 3) Figura 35C; 4Figura 36A; 5) Figura 36B; 6) Figura 37; 7) Figura 39A; 8) Figura 39B; 9) Figura 39C; 10) Figura 39D; 11) Figura 42A; 12) Figura 42B; 13) Figura 43.

Entender a história e evolução quaternária dos sistemas fluviais nunca foi tão importante, uma vez que muitos dos problemas ambientais "modernos" estão relacionados aos sistemas hidrológicos. Cientistas de diversos campos do conhecimento natural têm estudado depósitos fluviais para melhor entender processos hidrológicos e mudanças ambientais ao longo do tempo. Muitos problemas ambientais atuais estão condicionados por características geomorfológicas e processos hidrológicos que extrapolam a escala temporal moderna (Hudson et al., 2008). A integração de dados orbitais, mapeamento geomorfológico e datação absoluta de sedimentos têm propiciado grandes avanços no entendimento da origem e evolução da bacia do Pantanal (Kuerten & Assine, 2011; Assine et al., 2014; Mendes, 2014; Pupim, 2014; Assine et al., 2015a).

O presente capítulo teve como objetivo a identificação e descrição das principais mudanças paleo-hidrológicas ocorridas nos sistemas deposicionais da porção sul da bacia do Pantanal. Com base em datações absolutas, reconhecimento de feições e análise de trabalhos anteriores, buscou-se estabelecer a cronologia dos eventos geradores das mudanças, elaborar um modelo evolutivo da área e entender a relação entre as mudanças hidrológicas e mudanças climáticas ocorridas no Quaternário Superior.

7.2. Resultados

Os sistemas deposicionais dos rios Negro, Aquidauana, Miranda e Taboco estão diretamente relacionados e coalescem em suas porções distais onde existem diversas evidências de mudanças paleo-hidrológicas. As feições indicativas de mudanças ambientais registradas nos sistemas foram: abandono e mudança de canais, mudanças de estilos fluviais, paleocanais preservados com canais de largura superior aos atuais, truncamento de paleocinturões, incisões fluviais, dentre outras. Os resultados descritos neste capítulo contemplam dados de trabalhos anteriores desenvolvidos no Laboratório de Estudos Quaternários (LEQ, no Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP Rio Claro) associado a novos dados e interpretações levantados na pesquisa atual.

7.2.1. Megaleque do Negro

O rio Negro forma um sistema deposicional com diversas variações morfológicas e hidrológicas. Mudanças de padrão de drenagem e alterações no comportamento hidrológico, bem como feições indicativas de condicionamento estrutural são reconhecidas. Na entrada do Pantanal o rio formou um megaleque pleistocênico com paleocanais distributários e que atualmente encontra-se em estado de degradação (Cordeiro et al., 2010; Mendes, 2014). Um cinturão de meandros em vale entrincheirado corta a superfície do leque longitudinalmente de leste para oeste, desde a entrada do rio na planície pantaneira até alcançar o Megaleque do Taquari, onde o canal do rio sofre grande deflexão para sul (Mendes, 2014). A partir desse ponto, o rio perde confinamento e adquire padrão multi-canais (*anabranching*) devido ao gradiente topográfico reduzido, se religando para jusante

onde rio alcança a porção apical da planície interleques e novamente volta a apresentar canal único (Mendes, 2014). Como resultado da mudança de direção de fluxo para sul o rio Negro obliterou uma extensão considerável da porção sudoeste do megaleque do Taquari (Figura 35A).

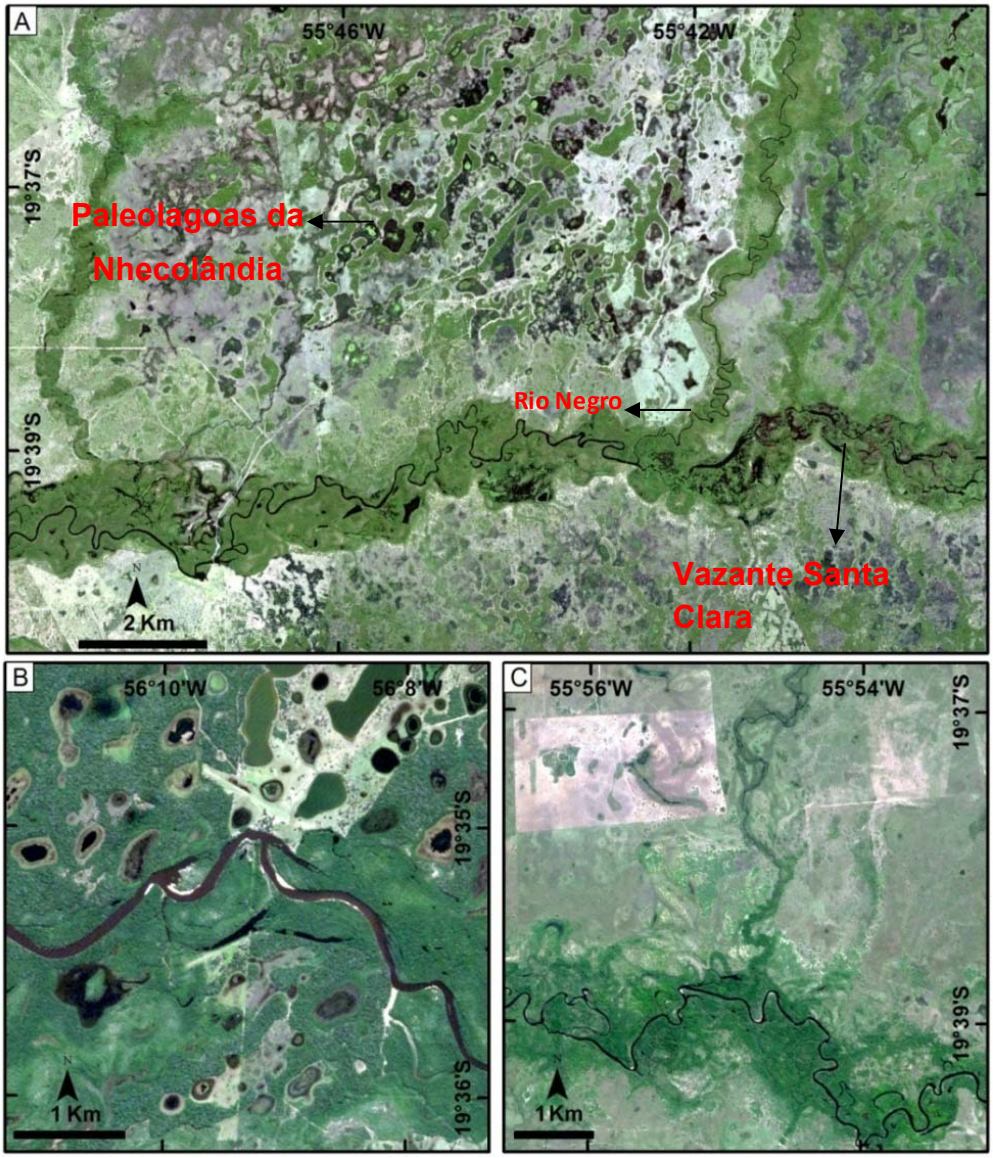

Figura 35 - Mudanças paleo-hidrológicas no megaleque do rio Negro. Imagens utilizadas - RapidEye composição colorida RGB (canais vermelho, verde e azul; localização dos quadros na Figura 34)

A planície interleques do rio Negro preserva registros de grandes mudanças da paisagem provocadas por mudanças climáticas quaternárias. Como descrito no capítulo anterior, a planície interleques do rio Negro pode ser dividida em dois segmentos distintos (Figura 16B): a) porção proximal confinada com canal único e

meandrante; b) porção distal desconfinada onde o rio Negro novamente adquire padrão *anabranching* e se espraia ao longo do compartimento.

Ao longo da porção apical da planície interleques foram reconhecidas marcas de canais meandrantes com dimensões superiores às do canal atual, principalmente para leste no alto curso da planície, em um local conhecido como Vazante Santa Clara (Figura 16A e Figura 35A). Essa vazante apresenta fluxo intermitente em canais abandonados provenientes de leste e que confluem com o rio Negro no local onde este novamente se torna meandrante (Figura 35A). Durante as cheias anuais o canal atual do rio Negro e a vazante Santa Clara concentram grande volume de água proveniente da região dos leques aluviais (no limite leste da bacia) bem como dos megaleques adjacentes (Figura 26). Durante o processo de incisão da planície interleques o rio Negro também erodiu trechos do limite sul do megaleque do Taquari e isolou lagoas na área de domínio do megaleque do Aquidauana (Figura 35B). Canais de menor porte surgem superimpostos a marcas de canais antigos (limite oeste da Figura 35A e Figura 35C).

Os registros de mudanças no trecho desconfinado são de maior porte, todavia, mais obliteradas em decorrência do maior volume de água que se concentra na área durante as cheias e também devido ao surgimento do lago recoberto por macrófitas na porção central da planície (Figura 36e Figura 36B). Marca de antigos canais (possivelmente *anabranching*) são reconhecidos no contato entre o megaleque do Taquari e da planície interleques do Negro (Figura 36A). Um paleocinturão com marcas de canais anabranching se estende por 80 km desde a porção central da planície até próximo à foz do rio Miranda com o rio Paraguai (Figura 36B). Um segundo paleocinturão com marcas de meandros de grande dimensão foi reconhecido sobreposto a este primeiro (Figura 37).

Datação LOE dos sedimentos recuperadas do paleocinturão destacado na Figura 36B revelaram idades pleistocênicas com 22.409 ± 1.759 anos AP (Amostra NE-P6A) em 1.55 m de profundidade e 9.364 ± 737 anos AP em ~0.55 m onde foi registrado variação na granulometria do sedimento (Amostra NE-P6B, Figura 38 e Tabela 5). No segundo paleocinturão as idades remontaram ao Pleistoceno Superior, entre 38.093 ± 3.151 (1.25 m de prof.) na amostra XA-P1A e ao Holoceno Médio, com idades entre 6.204 ± 507 anosAP na amostra XA-P1B (Figura 38 e Tabela 5).

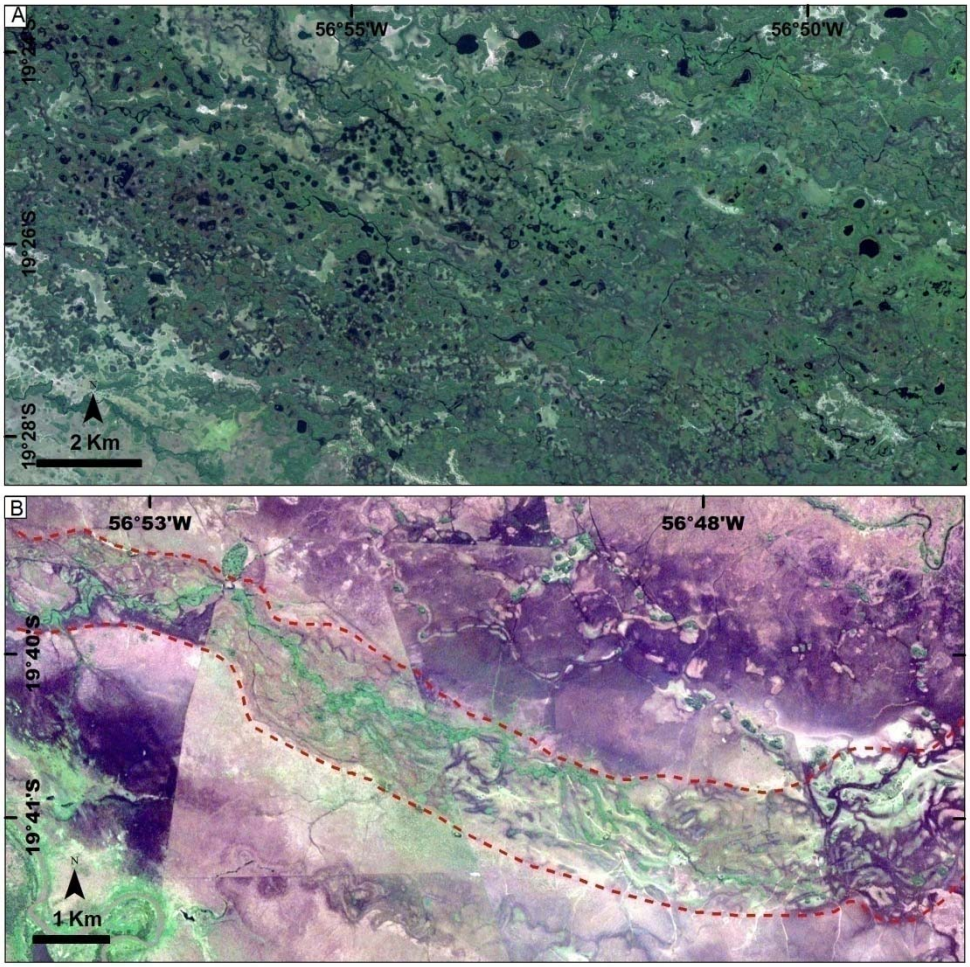

Figura 36 - Mudanças paleo-hidrológicas na porção distal da planície interleques do rio Negro. A) Imagem RapidEye composição colorida RGB (canais vermelho, verde e azul); B) Imagem extraída do *plug-in* Basemap do ArcGIS online (localização dos quadros na Figura 34).

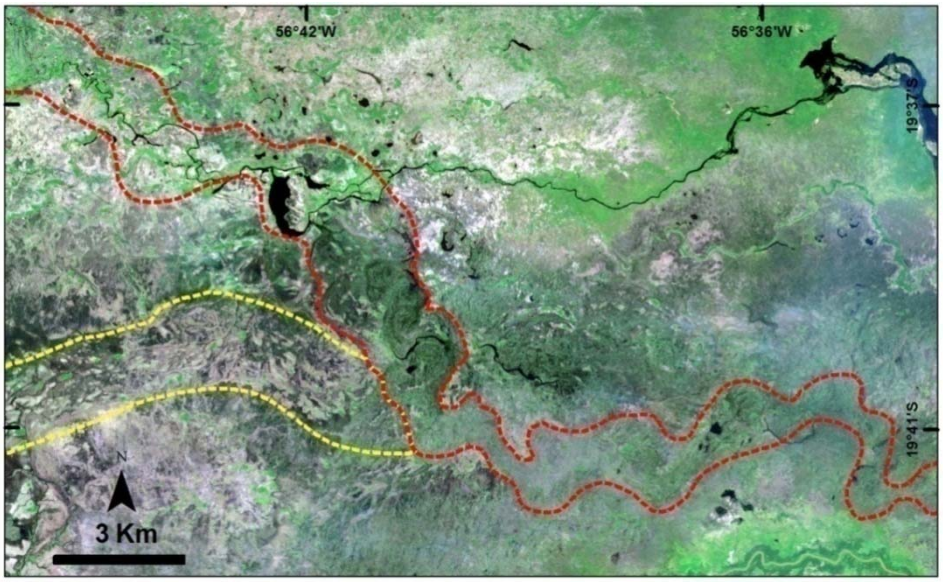

Figura 37 - Paleocinturões da porção distal da planície interleques do rio Negro. Localização dos quadros na Figura 39. A) Imagem RapidEye composição colorida RGB (canais vermelho, verde e azul; localização dos quadros na Figura 34)

Tabela 5 - Tabela das idades LOE das amostras dos paleocinturões da porção sul do Pantanal

Lab. ID	Amostra ID	Coordenadas (UTM)	Elevação (m)	Profundidade (m)	Idade LOE (anos)
L309	NE-P6A	480999//7837243	89	1.55	22409±1759
L310	NE-P6B	480999//7837243	89	0.55	9364±737
L315	XA-P1B	502622//7842073	90	0.45	6204±507
L316	XA-P1A	502622//7842073	90	1.25	38093±3151
L448	MI-AT	496793//7835312	92	1.40	1462±88
L449	MI-PC	494235//7831935	94	1.10	20764±1556

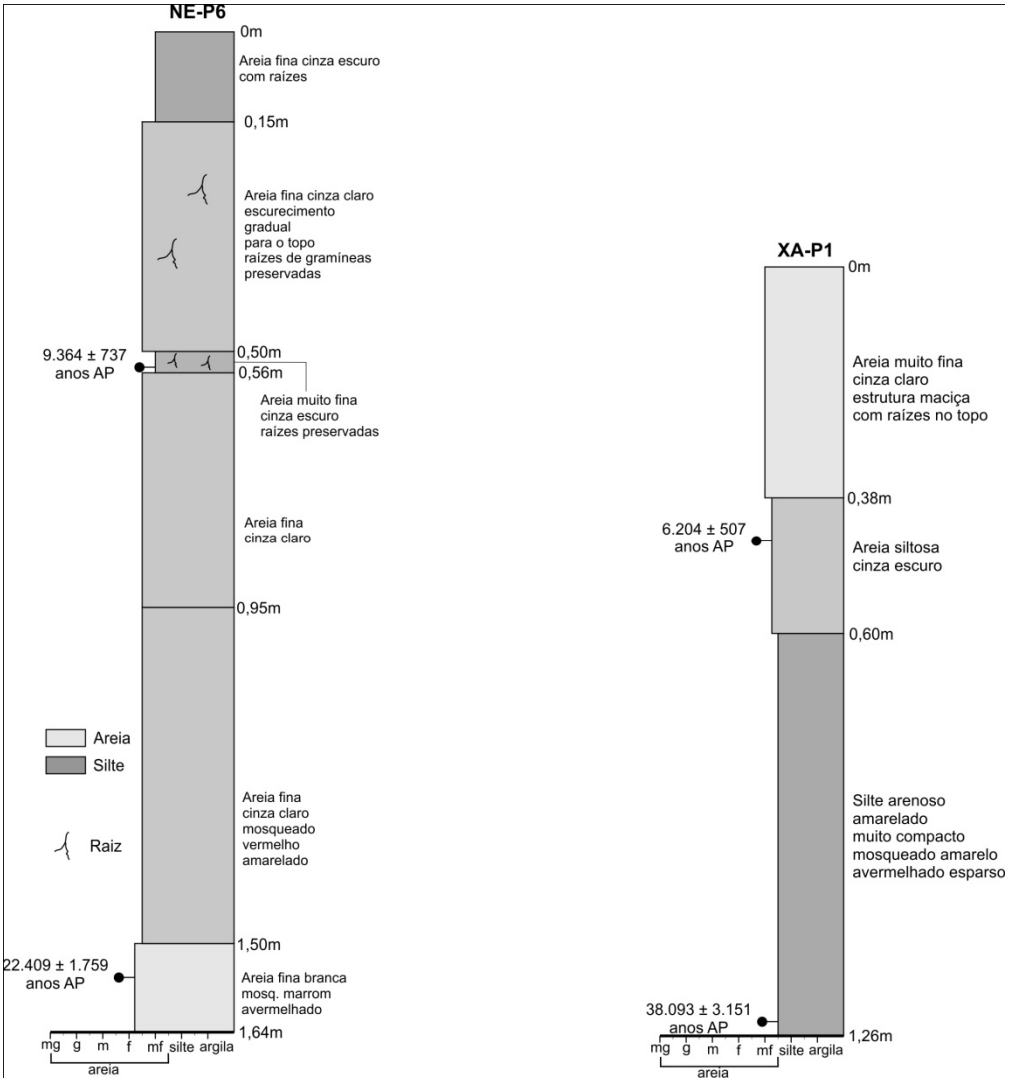

Figura 38 - Perfil sedimentológico da amostras NE-P6 e XA-P1.

Os sedimentos recuperados do paleocinturão da Figura 36B (amostras NE-P6, Tabela 5) apresentaram depósitos com predominância arenosa e quase sem variação da granulação, sendo basicamente compostos por areia fina com pequena

camada de areia muito fina entre 50 e 56 cm de profundidade. As cores variaram de areia branca na base, cinza variando entre cinza claro até cinza escuro no topo (Figura 38). O segundo paleocinturão (Figura 37) deixou marcas mais rasas na planície e apresentou granodecrescência ascendente com silte arenoso amarelado entre 1.26 e 0.6 m de profundidade, com mosqueamento amarelo avermelhado esparso e predominância de areia siltosa e areia muito fina com cores cinza escuro e cinza claro respectivamente na porção superior (Figura 38).

7.2.2. Megaleque do Miranda

Sequência de paleocinturões sobrepostos foram reconhecidos no megaleque do rio Miranda por Merino et al. (2013). Em muitos trechos os paleocinturões se sobrepõem revelando eventos distintos de avulsões fluviais (Figura 39A). Marcas de meandros antigos com dimensões bastante superiores aos meandros modernos são reconhecidos em diversos pontos do sistema (Figura 39B). O canal atual do rio Miranda trunca o grande paleocinturão oriundo da planície interleques do rio Negro (Figura 44C). O último grande evento avulsivo ocorrido na área mudou a foz do Miranda com o Paraguai para mais de 20 km para norte (Merino et. al., 2013; Figura 39D).

Muitos dos registros de mudanças ambientais ocorridas no megaleque do rio Miranda não foram datados pela impossibilidade de recuperação de amostras. Muitas áreas se tornaram inacessíveis por conta de alagamentos ou vegetação densa, já outras estavam localizadas em propriedades que não permitiram acesso. Um dos paleocinturões reconhecidos durante a compartimentação geomorfológica foi datado e recuperou idade do Pleistoceno Superior com 20.764 ± 1.556 (amostra MI-PC Figura 40, Tabela 5). Como não foi possível recuperar amostras confiáveis para datação do último grande evento avulsivo ocorrido no rio Miranda, optou-se por datar depósitos do canal atual que revelaram idades entre 1.462 ± 88 anos (amostra MI-AT, Figura 40, Tabela 5).

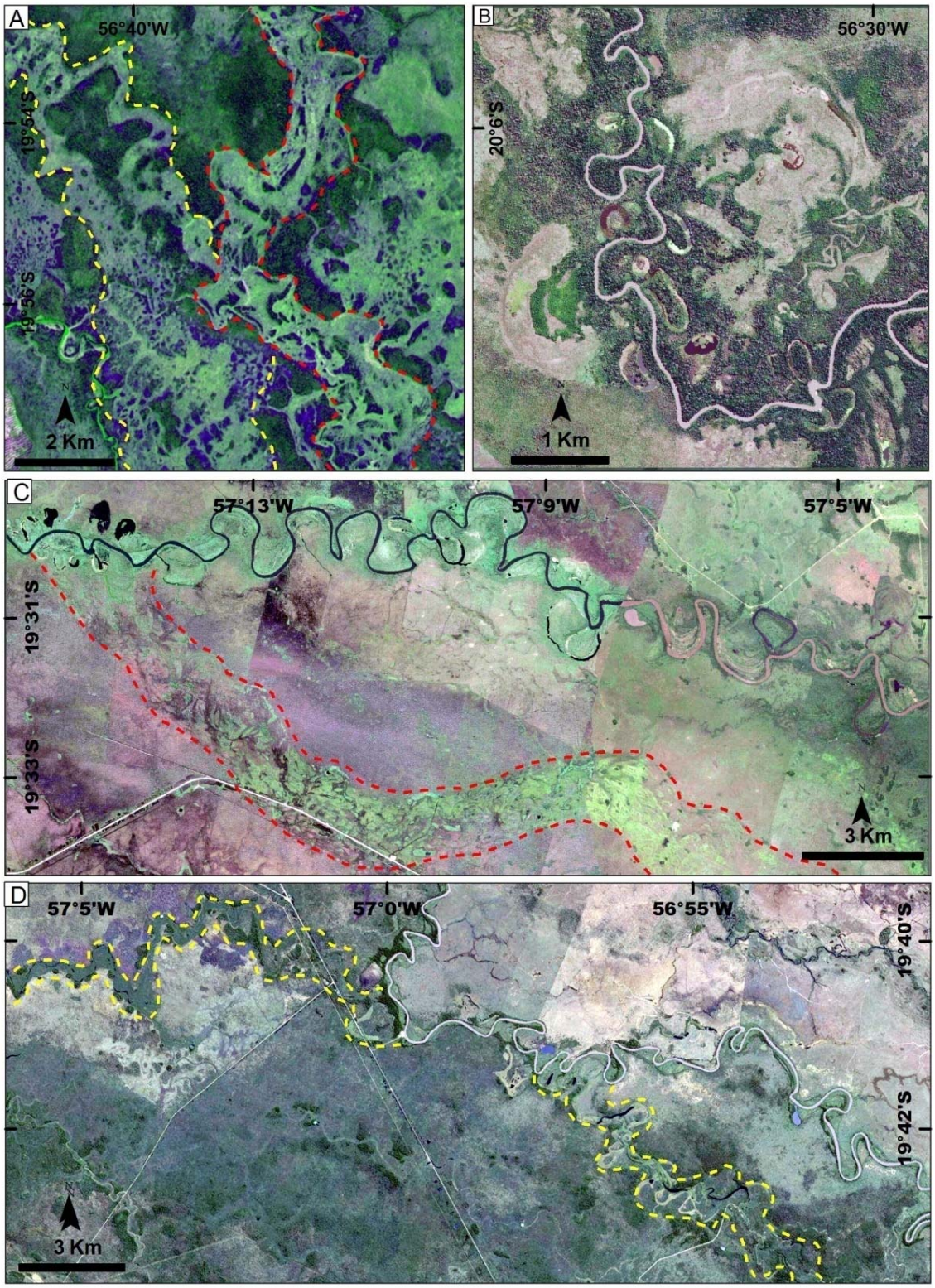

Figura 39 - Mudanças paleo-hidrológicas do megaleque do rio Miranda. A) Imagem ASTER composição colorida com R (principais componentes do conjunto das bandas 3, 2 e 1) G (Banda 1), B(Banda 2); B)) Imagem RapidEye composição colorida RGB (canais vermelho, verde e azul); C e D) Imagem extraída do *plug-in* Basemap do ArcGIS online (localização dos quadros na Figura 34).

A amostra MI-PC apresentou depósitos com granulação muito fina com silte arenoso de cor amarelada entre 1,1 e 0,3 m, com concreções carbonáticas esparsas na base e concentradas entre 0,7 e 0,5 metros. O topo da amostra apresentou camada de lama preta com bioturbação intensa. A amostra do canal atual do rio Miranda foi recuperada em um depósito de espiras de meandros na margem direita do canal em seu baixo curso. O testemunho apresentou base com areia fina, branca e com mosqueamento vermelho, seguida por camada de areia muito fina (entre 1,3 e 0,9 m) de cor branca com mosqueamento avermelhado. Uma camada de argila de cor cinza claro com bioturbação foi registrada entre 0,9 e 0,7 metros, seguida por uma camada de silte argiloso de cor cinza claro na base e ocre no topo da amostra.

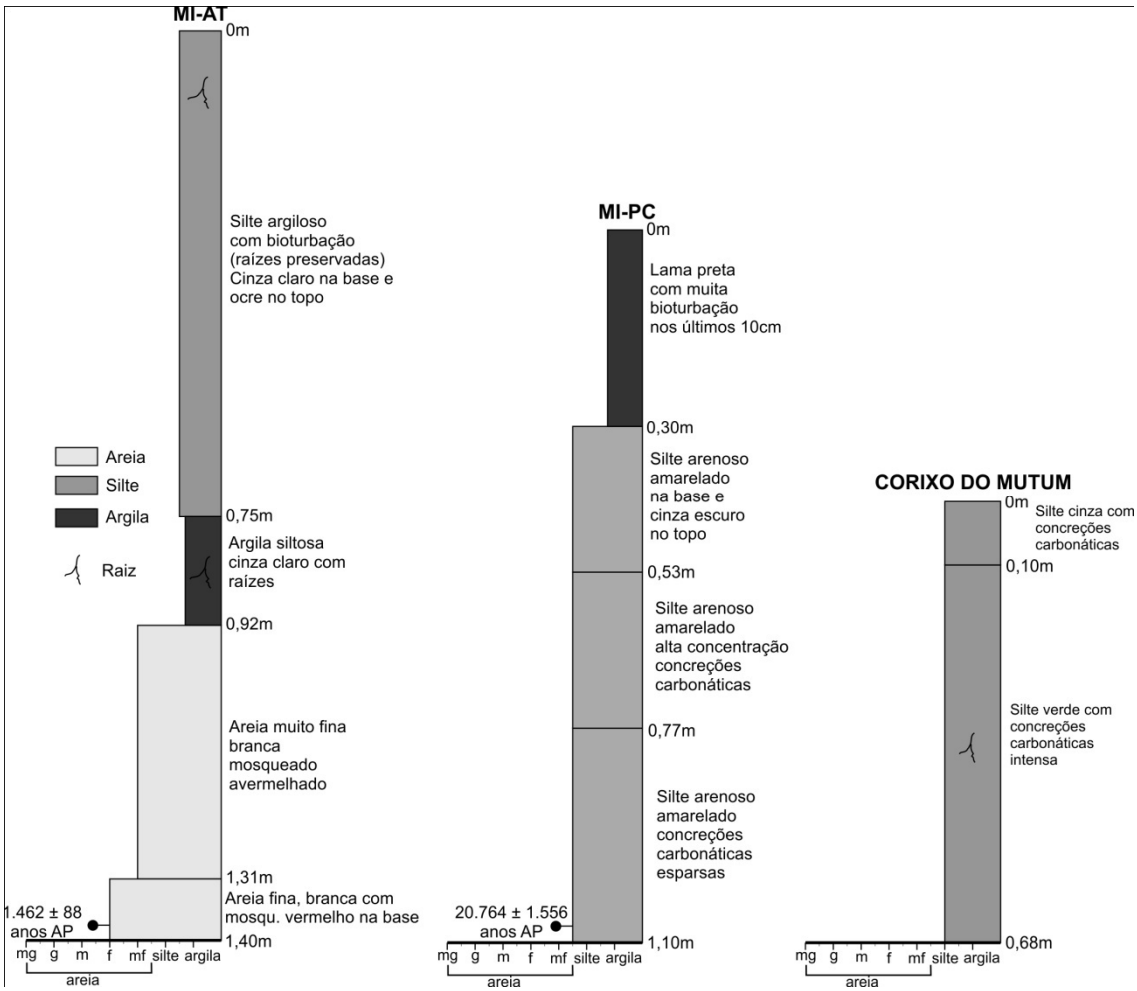

Figura 40 - Perfil sedimentológico da amostras MI-AT, MI-PC e Corixo do Mutum.

A amostra Corixo do Mutum (Figura 40, localização Figura 34) foi recuperada na margem do antigo canal do rio Miranda, antes da última grande avulsão. A

amostra não foi datada pois foi coletada na margem erosiva do canal onde não havia depósitos preservados (os antigos depósitos que seriam passíveis de datação pelo método LOE estavam inacessíveis). O tubo recuperado apresentou depósito siltoso com alta concentração de concreções carbonáticas espalhadas ao longo da amostra (Figura 41).

Figura 41 - Concreções carbonáticas na amostra Corixo do Mutum.

7.2.3. Megaleque do Aquidauana

As mudanças ocorridas no megaleque do rio Aquidauana já foram descritas no Capítulo 5 desta tese. O paleocinturão preservado na margem direita do rio Aquidauana não é a maior feição preservada na área, entretanto representa uma das mais expressivas mudanças ocorridas na porção sul do Pantanal (Figura 42A e Figura 15). Mudança de padrão de drenagem de distributária no Pleistoceno Superior para canal único meandrante no Holoceno foi reconhecida e mapeada. Os canais distributários encontram-se atualmente em estado avançado de degradação, seja por ação antrópica (desmatamento para pecuária extensiva), ou pela obliteração ocorrida durante as cheias anuais que gradativamente eliminam as marcas dos antigos sistemas (Figura 42B).

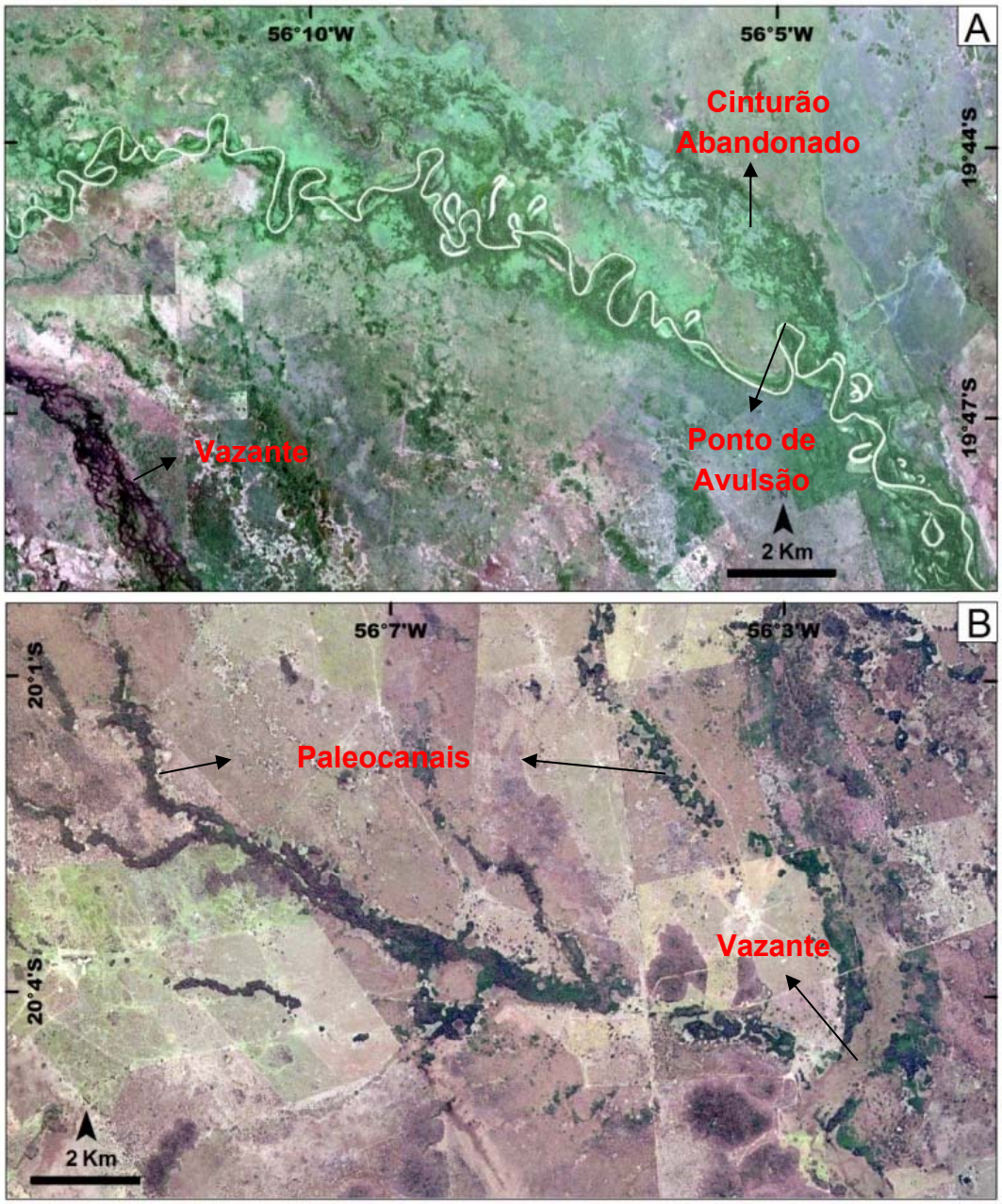

Figura 42 - Mudanças paleo-hidrológicas no megaleque do rio Aquidauana. A) Imagem RapidEye composição colorida RGB (canais vermelho, verde e azul); B) Imagem extraída do plug-in Basemap do ArcGIS online (localização dos quadros na Figura 34).

7.2.4. Megaleque do rio Taboco

O megaleque do rio Taboco (Figura 34) encontra-se inativo nos dias atuais. Assim como em outros sistemas, um cinturão de meandros (de pequeno porte) foi reconhecido na porção apical do megaleque, também foram reconhecidos paleocanais distributários na porção distal do sistema. Grande rede de paleolagoas

são reconhecidas ao longo de quase toda extensão do megaleque (Figura 43). Parte desse sistema lacustre foi obliterado pela geração de espaço de acomodação que provocou alagamento permanente do limite oeste da área, onde se originou um ambiente alagado similar ao lago do baixo curso da planície interleques do rio Negro (Figura 43B).

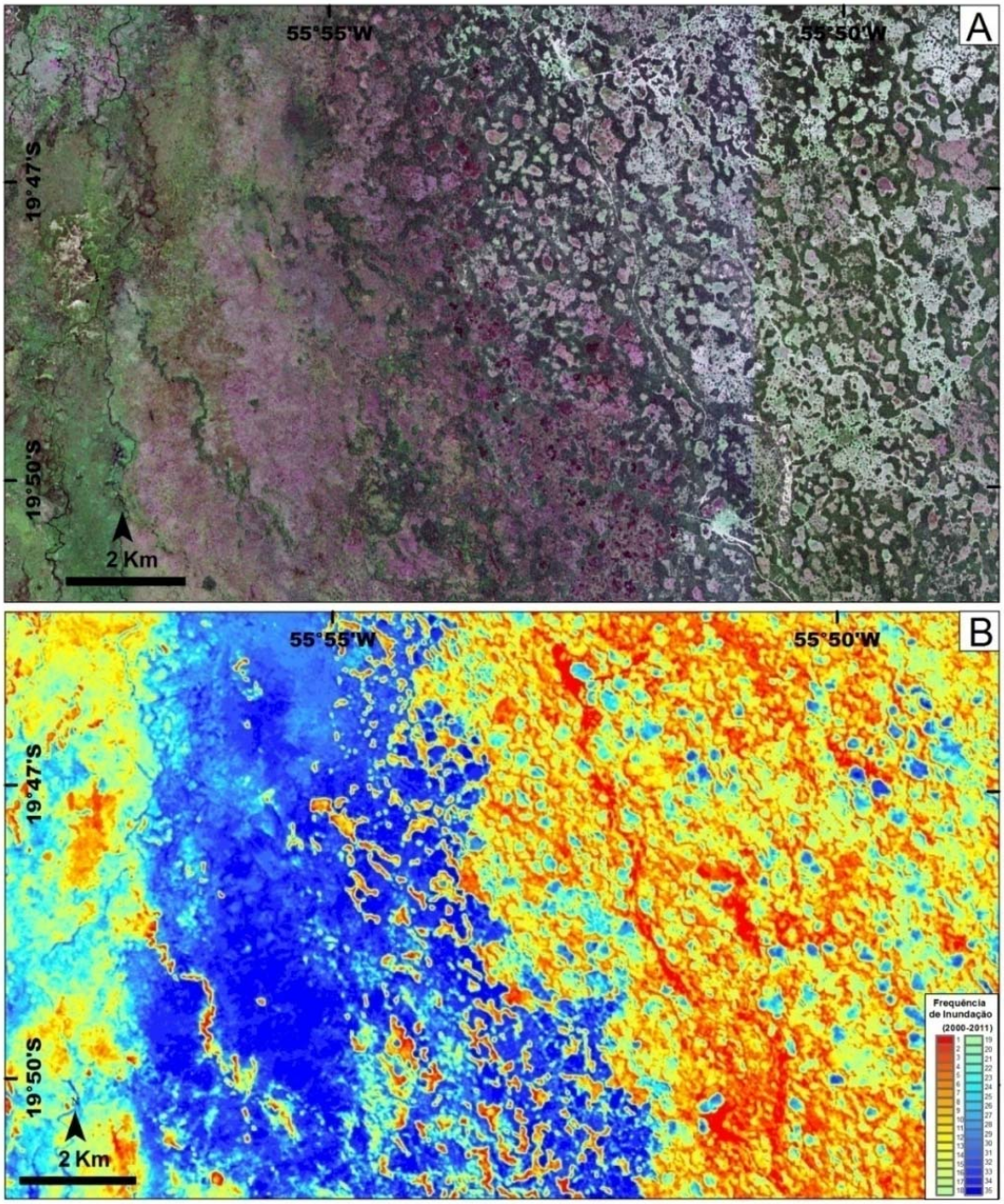

Figura 43 - Mudanças paleo-hidrológicas no megaleque do rio Taboco. A) Imagem RapidEye composição colorida RGB (canais vermelho, verde e azul); B) Imagem extraída do plug-in Basemap do ArcGIS online; B) Mapa de Frequência de Inundação (Cap. 6)

7.3. Discussão

Depósitos sedimentares quaternários são excelentes arquivos que registram mudanças ambientais, permitindo acesso rápido ao passado recente, bem como fornecendo informações para o monitoramento de mudanças nos sistemas deposicionais atuais (Perry & Taylor, 2007). Os depósitos fluviais representam a ligação de processos ocorridos entre a bacia de drenagem e a planície, bem como são indicadores de como as paisagens respondem a mudanças ambientais (Hudson et al., 2008). Dados orbitais de múltiplas plataformas complementam estudos atuais sobre os sistemas deposicionais modernos (Latrubesse et al., 2012, Weisseman et al., 2015; Assine et al., 2015a,b,c), uma vez que podem proporcionar visualização mais amplas das formas preservadas que levam a novos *insights* dos processos geradores das mudanças ambientais.

O clima é a principal força motriz de mudanças em sistemas hidrológicos (Knox, 2000). As mudanças climáticas ocorridas principalmente durante o Pleistoceno Superior e na transição para o Holoceno influenciaram diretamente a configuração da paisagem atual da planície pantaneira. Todavia, a dinâmica tectônica da bacia também desempenha papel importante na configuração das características hidrológicas do sistema, uma vez que o movimento diferencial de blocos gera espaço de acomodação sujeitos a sedimentação ativa e alagamentos permanentes (Assine et al., 2015a).

A configuração e evolução do trato deposicional moderno da Bacia do Pantanal está condicionada à interação entre fatores autogênicos (ex. dinâmica hidrológica, tipo de sedimento etc.) e alogênicos (flutuações climáticas e dinâmica tectônica) (Assine et al., 2015a). A sobreposição de feições geomorfológicas derivadas de diferentes padrões fluviais é característica marcante nos sistemas deposicionais do Pantanal. Com base na sucessão cronológica relativa de eventos e com o suporte dos resultados da análise dos depósitos amostrados e das datações dos sedimentos, foi possível propor o encadeamento de eventos que modelaram a paisagem da porção sul da Bacia do Pantanal (Figura 44).

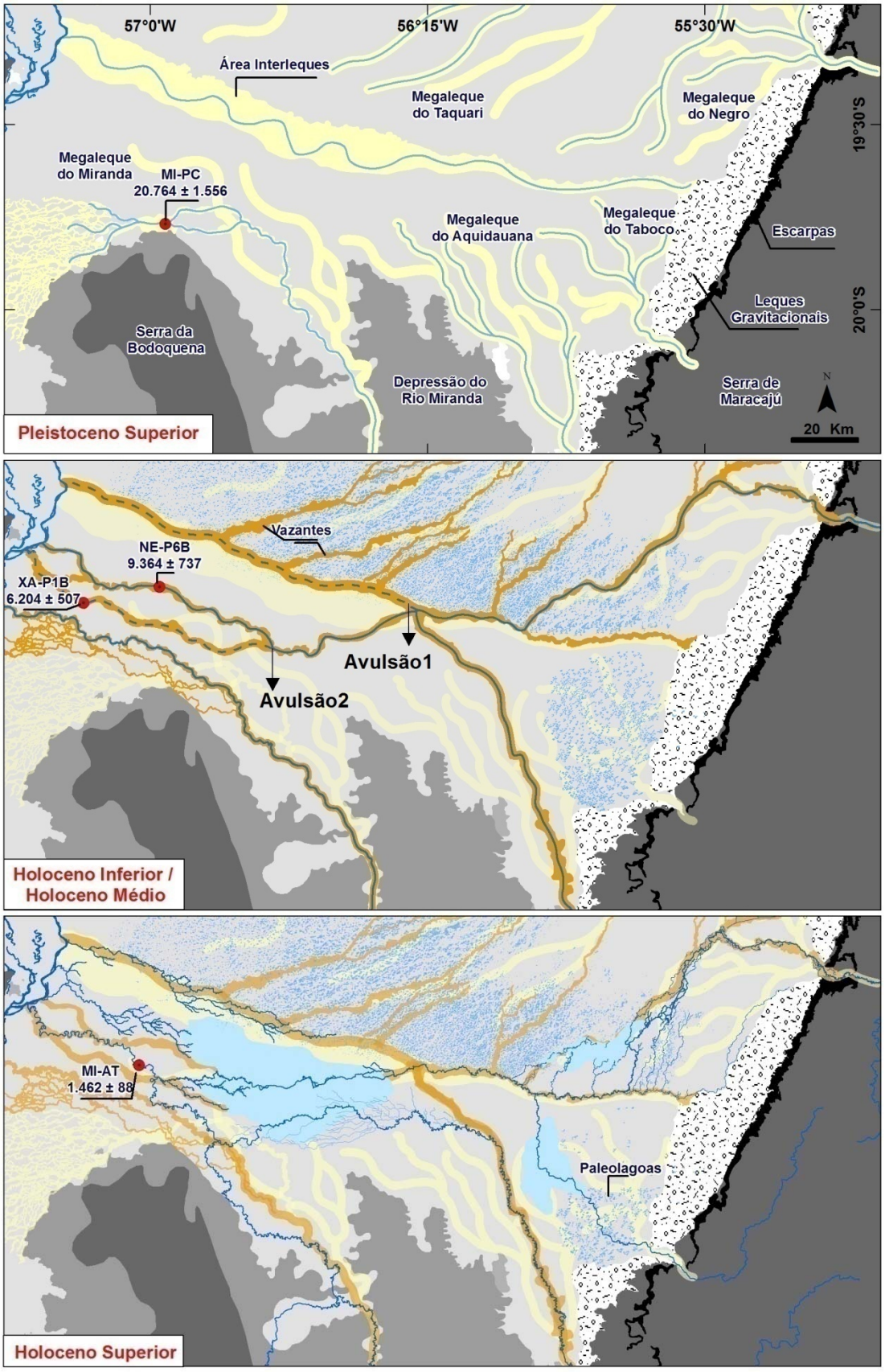

Figura 44 - Mudanças paleo-hidrológicas e estágios evolutivos da porção sul da Bacia do Pantanal.

7.3.1. Pleistoceno Superior

No final do Pleistoceno Superior paleocanais distributários predominavam nos sistemas fluviais do Pantanal (Figura 44A). Nesse período condições de climas mais áridos, prevaleceram em decorrência de mudanças na intensidade de insolação do verão austral e da posição da Zona de Convergência Intertropical em comparação à posição atual (Martin et al., 1997; Mayle et al., 2000), embora fases úmidas possam ter ocorrido no Pleistoceno (Martin et al., 1997; Whitney et al., 2011; McGlue et al., 2012).

Paleocanais com idades desse período foram identificados no megaleque do rio Aquidauana (26.749 ± 2138 anosAP, Tabela 3, Figura 12). Idades similares em feições geomorfológicas com mesmo padrão de drenagem foram recuperadas nos megaleques do São Lourenço (Assine et al., 2014) e Cuiabá (Pupim et al., 2016). Por correlação assume-se que os paleocanais distributários registrados no megaleque do Taquari (Assine, 2005; Zani et al., 2012), Negro e Taboco são correlatas do mesmo período, dado a similaridade das feições.

O megaleque do Miranda não apresentou paleocanais distributários em sua porção apical. A ausência desse tipo de feição é explicada pelo fato de que o megaleque pertence à classe dos leques fluviais com área fonte em terrenos rebaixados pré-cambrianos (classificação de Assine, et al., 2015a). Essa categoria de sistema deposicional possui aporte sedimentar extremamente reduzido ao se comparar aos leques fluviais com área fonte nos planaltos sedimentares da Bacia do Paraná (Taquari, São Lourenço, Aquidauana, Negro e Taboco, Assine, et al., 2015a). Na porção distal do megaleque uma rede de paleocanais de padrão *anabranching* foi formada pelo desconfinamento do rio Miranda após abandonar um dos paleocinturões reconhecidos (ponto MI-PC, Figura 44A, Tabela 5). Os canais da porção distal são similares aos canais existentes no megaleque do Nabileque, onde Kuerten (2010), também recuperou depósitos de canais com idades do Pleistoceno Superior.

A área interleques (Figura 44A) era diretamente afetada pela progradação que causava interdigitação dos megaleques e não apresentava canal perene, uma vez que os megaleques do Negro, Aquidauana e Taboco possuíam rede distributária de canais.

7.3.2. Holoceno Inferior/Médio

O começo do Holoceno foi caracterizado por clima úmido que permitiu o desenvolvimento de florestas em boa parte das planícies da América do Sul (Ledru, 1993) e mesmo no Pantanal (Whitney et al., 2011; Metcalfe et al., 2014), devido ao aumento da precipitação no Holoceno em relação ao Pleistoceno Superior (Maslin & Burns, 2000). Todavia as condições secas prevaleceram na maior parte da América do Sul e no Pantanal do Holoceno Inferior até grande parte do Holoceno Médio (Bertaux et al., 2002; McGlue et al., 2012).

Mesmo com predominância de clima mais seco, sugere-se que esse foi um período de intensificação do processo de incisão fluvial dos cinturões de meandros dos rios e das vazantes existentes na porção sul do megaleque do Taquari (Figura 44B). As incisões fluviais configuram parte importante da evolução não somente da porção sul do Pantanal, mas da bacia como um todo e podem estar relacionadas a um evento regional de queda do nível de base num período de baixa vazão do rio Paraguai, tal como discutido no capítulo (item **"5.3.2. Incisão Fluvial"**). Determinar a idade exata do evento de incisão é tarefa difícil, uma vez que o processo tende a não preservar registro sedimentar passível de datação (Pupim, 2014). Todavia, por correlação com outros eventos ocorridos na bacia estipula-se que o processo de incisão tenha se iniciado a partir do Último Máximo Glacial e se estendido até o Holoceno Superior (Assine et al., 2014; Assine et al., 2015a; Pupim et al. 2016).

Os megaleques dos rios Negro e Aquidauana apresentaram vales incisos com grandes extensões, tal como ocorre nos megaleques do Taquari e São Lourenço. Já os megaleques dos rios Taboco e Miranda apresentam vales incisos de menor porte. O vale inciso do megaleque do rio Taboco é menos expressivo em decorrência de sua baixa capacidade hidrológica e do tamanho reduzido de sua bacia de captação (~2.300 km²). Em contrapartida, a incisão no rio Miranda não foi tão pronunciada pois o aporte sedimentar reduzido não permitiu o desenvolvimento de depósitos tão espessos tal como ocorreu nos leques fluviais com área fonte em planaltos sedimentares (Aquidauana, Taquari, Negro, São Lourenço, Taboco). Embasamento raso é confirmado por perfurações de poços da Petrobrás (Assine et al., 2015a) e também é refletido pela morfologia dos meandros atuais do rio Miranda que não são uniformes (Figura 39C).

Durante o processo de incisão da porção superior da planície interleques e do cinturão de meandros na entrada do Pantanal, o rio Negro isolou lagoas da Nhecolândia na região de domínio do megaleque do rio Aquidauana (Figura 35B), e englobou parte da porção leste do megaleque do Taquari (Figura 35A e Figura 44B). Antes da incisão da planície ocorria progradação das porções distais dos megaleques com a intercalação de depósitos, assim como descreveu Tandon & Sinha (2007) para as planícies interleques da planície indo-gangética.

Com a intensificação do processo de incisão fluvial ocorreu a junção dos rios Negro e Aquidauana e com base em feições morfológicas preservadas foi possível estipular três estágios de desenvolvimento dos paleocinturões decorrentes do período que os rios eram afluentes (Figura 44B). O primeiro teria sido responsável pelo desenvolvimento das vazantes da porção sul do megaleque do Taquari e alargamento da porção distal da planície interleques. Marca de canais com similaridade com padrão *anabranching* ainda são preservados na área e possivelmente remetem a esse período (Figura 21B e Figura 36A). No Holoceno Inferior houve mudança na direção do fluxo dos rios para sul (amostra NE-P6, Figura 44B), provavelmente ocasionado por evento avulsivo, dando origem ao paleocinturão com canais de padrão *anabranching* (Figura 36B, Figura 37 e Figura 39C). Um segundo evento avulsivo iniciou a terceira etapa com o desenvolvimento de um cinturão com marcas de canais meandrantes (Figura 37), cujo depósitos recuperados remontaram ao Holoceno Médio (amostra XA-P1, Figura 44B).

A intensificação da insolação do verão austral no Holoceno Médio e início do Holoceno Superior causou aumento da umidade (Martin et al., 1997; Bertaux et al., 2002, McGlue et al., 2012; Novello et al., 2012) e pode estar relacionado ao desenvolvimento de canais meandrantes em alguns dos paleocinturões da porção sul da bacia (ex. Figura 39A e B). Aumento de umidade entre 6.500-5.000 anosAP também foi reconhecido na região do Cerrado no Estado de Goiás (em Cromínia) resultando no reaparecimento de áreas pantanosas e no surgimento de matas galeria (Salgado-Labouriau et al., 1997).

7.3.3. Holoceno Superior

O aumento da umidade ao final do Holoceno Médio resultou no aumento da precipitação a partir do Holoceno Superior nos Andes, na porção sul da Amazônia, na borda oeste e nos planaltos sul e norte do Pantanal (Martin et al., 1997; Maslin e Burns 2000; Bertaux et al., 2002, McGlue et al., 2012; Novello et al., 2012). Esse aumento de umidade e precipitação junto ao estabelecimento de condições sazonais similares às atuais por volta de ~2600 anosAP (McGlue et al., 2012), modelam desde então a rede de drenagem atual da bacia do Pantanal. Também foram responsáveis pelo surgimento de áreas permanentemente alagadas (Figura 44C) a partir do desconfinamento dos canais do rios em locais onde havia espaço de acomodação, tal como ocorre na porção distal da planície interleques do rio Negro (Figura 23) e também no megaleque do Taboco (Figura 44).

O surgimento das áreas permanentemente alagadas provocou mudanças na fisiografia dessas áreas, principalmente pela substituição do tipo vegetacional, que no caso do Pantanal esta diretamente relacionado às feições geográficas. Trechos de paleocinturões na porção distal da planície interleques do rio Negro (Figura 21A e B, Figura 22,Figura 28 e Figura 37) foram recobertos por macrófitas e porções da paisagem da Nhecolândia (Figura 35A, Cordeiro et al., 2011) e do megaleque do Taboco (Figura 44) também foram obliteradas. Vale ressaltar que atualmente grande parte das lagoas do Taboco encontram-se inativas, possivelmente devido a baixa capacidade hidrológica do sistema.

Em decorrência do aumento da precipitação houve aumento na taxa de agradação dos canais seguido pelo desenvolvimento de cordões aluviais elevados por onde os rios fluem tanto na planície interleques proximal do rio Negro, quanto nos demais vales incisos. Processo similar ocorre nas planícies interleques da Índia, onde devido à agradação intensa também se desenvolvem cinturões elevados (Sinha, 1996). Na Índia, os extensos depósitos estão ligados às altas taxas de precipitação ocorridas na área fonte (em decorrência do clima de monção) e ao elevado aporte sedimentar que os rios e megaleques apresentam em decorrência dos processos erosivos atuantes no Himalaia. Já no Pantanal, nos dias atuais, a agradação dos canais esta diretamente relacionada às características geológicas e geomorfológicas da área fonte. Todavia, é incrementada perda grande de solo na área da bacia de capitação ocasiona pelo aumento da produção agrícola na BAP,

que foi intensificada com a expansão da fronteira agrícola a partir da década de 1970.

Mudanças na declividade e geometria do canal causam adaptações constantes em rios aluviais (Nanson & Huang, 2008). O aumento na taxa de agradação alterou o perfil de equilíbrio dos canal e resultou na ocorrência de grandes avulsões na planície do rio Paraguai (Kuerten, 2010; Macedo et al., 2014), nos megaleques dos rios São Lourenço e Cuiabá (Assine et al., 2014; Pupim et al. 2016) bem como nos megaleques dos rios Aquidauana (Figura 15 e Figura 42) e Miranda (Figura 39D e ponto Corixo do Mutum na Figura 44C). Essas avulsões foram responsáveis por uma completa reorganização da rede hidrográfica da porção sul da bacia. Os principais eventos que causaram tais mudanças foram: 1) avulsão do rio Aquidauana que causou abandono do cinturão entrincheirado e a mudança da foz do rio para mais de 60km a jusante em direção ao rio Miranda; 2) avulsão fluvial no rio Miranda que causou o abandono do canal conhecido atualmente como corixo do Mutum e mudou sua foz no rio Paraguai para mais de 20 km para norte.

7.4. Conclusões do capítulo

Com base no mapeamento e também na datação absoluta de sedimentos foi possível propor um modelo evolutivo para a porção sul da Bacia do Pantanal. Devido a falta de dados geocronológicos mais refinados ainda ocorrem incertezas, todavia o modelo proposto é um ponto de partida para o entendimento geral da evolução da área. Desse modo as seguintes conclusões foram alcançadas:

No Pleistoceno Superior havia predominância de rede de canais distributários e progradação da porção distal dos sistemas. A área interleque era restrita e apresentava fluxo sazonal. Condições climáticas mais secas eram predominantes.

A transição Pleistoceno/Holoceno foi marcada pela ocorrência de períodos úmidos, mas houve predominância de condições mais secas até o Holoceno Médio. O aumento da umidade resultou em maior precipitação a partir do Holoceno Superior, intensificando o processo de incisão fluvial e paulatinamente substituindo os canais distributários por canais *anabranching* e meandrantes. Nesse período houve junção dos rios Negro e Aquidauana, e devido ao aumento da capacidade hidrológica de grandes cinturões foram construídos. Algumas lagoas da Nhecolândia foram isoladas na área de domínio do megaleque do rio Aquidauana e também

houve incorporação de parte do limite leste do megaleque do Taquari pelo rio Negro em decorrência da incisão dos vales. Eventos avulsivos foram reconhecidos e depósitos foram datados com um paleocinturão de padrão *anabranching que* revelou idade do Holoceno Inferior (mais seco) e outro com marcas de canais meandrantes com idade do Holoceno Médio (mais úmido).

O estabelecimento de condições similares às atuais a partir do Holoceno Superior resultou na modelagem da rede de drenagem atual. O aumento nas taxas de umidade e precipitação resultou no surgimento de áreas permanentemente alagadas nos sistemas Negro e Taboco. Condições mais úmidas provocaram alteração no perfil de equilíbrio dos rios devido a intensa agradação ocorrida nos canais fluviais. Tal processo desencadeou eventos avulsivos que mudaram completamente a configuração da rede hidrológica da parte sul da Bacia do Pantanal. O rio Aquidauana deixou de ser afluente do rio Negro e se tornou afluente do rio Miranda mais de 60 km para jusante e rio Miranda sofreu evento avulsivo que mudou sua foz com o rio Paraguai para mais de 20 km para norte.

8. CONCLUSÃO

O megaleque do rio Aquidauana era um dos últimos grandes sistemas deposicionais da porção sul do Pantanal sem estudos detalhados sobre sua geomorfologia, origem e evolução. O sistema apresentou área total de 3.100 km^2 dividida em três compartimentos principais: a) lobos deposicionais pleistocênicos; b) um cinturão de meandros em vale inciso; c) lobo distributário atual. Estilos diferentes de padrão de drenagem, com paleocanais distributários anteriores ao Último Máximo Glacial, foram reconhecidos. Incisão fluvial foi mapeada desde a planície interleques do rio Negro até a entrada do rio Aquidauana na Bacia do Pantanal revelando que em algum momento entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno Médio, o rio Aquidauana foi afluente do rio Negro. Grande evento avulsivo causou o abandono da parte distal do cinturão entrincheirado pelo rio Aquidauana. Com essa mudança o rio migrou sua foz para aproximadamente 65 km na direção sudoeste junto ao rio Miranda.

A planície interleques do rio Negro apresenta um dos mais complexos regimes hidrológicos do Pantanal. A área foi dividida em sete compartimentos diferentes: 1) planície Interleques Confinada; 2) lobo progradacional do rio Negro; 3) zona de alagamento permanente; 4) lobo deposicional moderno do rio Aquidauana; 5) zona de transição; 6) planície com lagoas interligadas por canais intermitentes; 7) planície em degradação por rede de canais tributários. A feição mais marcante da planície é a área de alagamento permanente formada pelo desconfinamento do canal principal do rio Negro ao adentrar em uma região topograficamente rebaixada. A planície fica completamente alagada durante as cheias anuais em decorrência da barreira natural formada pelo canal atual do rio Miranda ao sul. Um sistema tributário de drenagem formado pelos rios Abobral e Negro (afluentes do rio Paraguai) e rio Vermelho (afluente do Miranda) ajudam a drenar as águas das inundações.

O canal historicamente conhecido como rio Negro, na sua porção mais distal, atualmente é uma rede de drenagem tributária e intermitente que coleta água e sedimento das vazantes do megaleque do Taquari e da área alagamento permanentemente durante as cheias anuais. O rio Negro alcança o baixo curso da planície interleques como canal único para em seguida espraiar sua vazão na área

permanentemente alagada e dividir o fluxo entre os três canais principais do sistema tributário, sendo que atualmente o rio que concentra maior vazão é o Vermelho.

Um modelo evolutivo da porção sul da Bacia do Pantanal foi proposto com base no reconhecimento e estabelecimento da cronologia relativa e absoluta das principais mudanças paleo-hidrológicas ocorridas nos sistemas deposicionais desde o Pleistoceno Médio até o recente. Devido a falta de dados geocronológicos mais refinados ainda ocorrem incertezas, todavia o modelo proposto é um ponto de partida para o entendimento geral da evolução da área. As principais conclusões alcançadas foram:

No Pleistoceno Superior houve predominância de rede de canais distributários e progradação da porção distal dos sistemas devido ao elevado aporte sedimentar dos sistemas e a predominância de condições climáticas mais secas.Na transição Pleistoceno/Holoceno ocorreu momentos úmidos, todavia climas mais secos foram predominantes até o Holoceno Médio. Nesse período houve intensificação do processo de incisão fluvial e o padrão de drenagem distributário foi paulatinamente substituído por canais *anabranching* e meandrantes. Nesse período os rios Negro e Aquidauana eram afluentes e originaram grandes cinturões na porção distal da planície interleques. A incisão dos vales causou isolamento de lagoas da Nhecolândia na área de domínio do megaleque do rio Aquidauana e incorporação de parte do limite leste do megaleque do Taquari pelo rio Negro. Eventos avulsivos marcaram grandes mudanças na porção distal da planície interleques, dos quais foram datados um paleocinturão com canais *anabranching que* revelou idade do Holoceno Inferior (mais seco) e outro com marcas de canais meandrantes com idade do Holoceno Médio (mais úmido).

Condições similares às atuais a partir do Holoceno Superior originaram a rede de drenagem atual. O aumento nas taxas de umidade e precipitação resultou no surgimento de áreas permanentemente alagadas nos sistemas Negro e Taboco. Houve intensificação da agradação fluvial dos cinturões que alterou o perfil de equilíbrio dos rios e acabou desencadeando eventos avulsivos que mudaram completamente a configuração da rede hidrológica da parte sul do Pantanal. O rio Aquidauana deixou de ser afluente do rio Negro e se tornou afluente do rio Miranda mais de 60 km para jusante e o rio Miranda sofreu evento avulsivo que mudou sua foz com o rio Paraguai para mais de 20 km para norte.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'Sáber, A. N. 1988 O Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. *Revista Brasileira de Geografia*, 50: 9-57.

Adam, E.; Mutanga, O.; Rugege, D. 2010. Multispectral and hyperspectral remote sensing for identification and mapping of wetland vegetation: a review. *Wetlands Ecology and Management*, 18(3): 281-296.

Akther, M. S. & Hassan, Q. K. 2011. Remote Sensing-Based Assessment of Fire Danger Conditions Over Boreal Forest. *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of*, 4(4): 992-999.

Alho, C. J. R.; Lacher, T. E.; Gonçalves, H. C. 1988. Environmental Degradation in the Pantanal Ecosystem. *BioScience*, 38(3): 164-171.

Allen, P. A. 2008. From landscapes into geological history. *Nature*, 451(7176): 274-276.

Allen, Y. 2015. Landscape Scale Assessment of Floodplain Inundation Frequency Using Landsat Imagery. *River Research and Applications*, 32(7): 1609–1620

Almeida, F. F. M. d. & Lima, M. A. d. 1959. Planalto Centro-ocidental e Pantanal Mato-Grossense. Ed. Conselho Nacional de Geografia.

Almeida, F. d. 1964. Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. *Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia*, 215, 123p.

Almeida, F. d. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia*, 219, 1-96.

Almeida, T. I. R. d.; Penatti, N. C.; Ferreira, L. G.; Arantes, A. E.; Amaral, C. H. d. 2015. Principal component analysis applied to a time series of MODIS images: the spatio-temporal variability of the Pantanal wetland, Brazil. *Wetlands Ecology and Management*, 1-12.

Alvarenga, S.M.; Brasil, A.E.; Del'Arco, D.M. Geomorfologia. In Projeto RADAMBRASIL. *Folha SF-21 Campo Grande*. Rio de Janeiro, MME. p. 125-184. (Levantamento de recursos naturais).

ANA - Agência Nacional de Águas. 2004. *Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacia Hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Paraguai ANA/GEF/PNUMA/OEA.* Programa de Ações Estratégicas para o Gerenciamento Integrado do Pantanal e Bacia do Alto Paraguai: Síntese Executiva. Brasília, 64p.

Assine, M. L. 2003. *Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro. Tese de Livre Docência, 106p.

Assine, M. L. 2004. A bacia sedimentar do Pantanal Mato-Grossense. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.; Brito Neves, B. (ed.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 1, 61-74.

Assine, M. L. & Soares, P. C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, 114: 23-34.

Assine, M. L. 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, 70(3-4): 357-371.

Assine ML, Padovani CR, Zacharias AA, Angulo RJ, Souza MC. 2005. Compartimentação geomorfológica, processos de avulsão fluvial e mudanças de curso do Rio Taquari, Pantanal Mato-Grossense. *Revista Brasileira de Geomorfologia,* 6(1): p97-108.

Assine, M. L. & Silva, A. 2009. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology,* 113(3-4): 189-199.

Assine, M. L.; Corradini, F. A.; Pupim, F. d. N.; McGlue, M. M. 2014. Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. *Sedimentary Geology*, 301: 172-184.

Assine, M. L.; Merino, E. R.; Pupim, F. d. N.; Macedo, H. d. A.; Santos, M. G. M. d. 2015a. The Quaternary alluvial systems tract of the Pantanal Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45(3): 475-489.

Assine, M.; Merino, E.; Pupim, F.; Warren, L.; Guerreiro, R.; McGlue, M. 2015b. Geology and Geomorphology of the Pantanal Basin. In: Bergier, I. & Assine, M. L. (ed.) *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*. Springer International Publishing, (The Handbook of Environmental Chemistry), 37: 23-50.

Assine, M. L.; Macedo, H. A.; Stevaux, J. C.; Bergier, I.; Padovani, C. R.; Silva, A. 2015c. Avulsive Rivers in the Hydrology of the Pantanal Wetland. In: Bergier, I. & Assine, L. M. (ed.) *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*. Cham, Springer International Publishing, 83-110.

Assumpção, M.; Schimmel, M.; Escalante, C.; Roberto Barbosa, J.; Rocha, M.; Barros, L. V. 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. *Geophysical Journal International*, 159(1): 390-399.

Assumpção, M. & Sacek, V. 2013. Intra-plate seismicity and flexural stresses in central Brazil. *Geophysical Research Letters*, 40(3): 487-491.

Baker, P. A.; Seltzer, G. O.; Fritz, S. C.; Dunbar, R. B.; Grove, M. J.; Tapia, P. M.; Cross, S. L.; Rowe, H. D.; Broda, J. P. 2001. The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years. *Science*, 291(5504): 640-643.

Baker, V. R. 2013. 9.26 Global Late Quaternary Fluvial Paleohydrology: With Special Emphasis on Paleofloods and Megafloods. In: Shroder, J. F. (ed.) *Treatise on Geomorphology.* San Diego, Academic Press, 511-527.

Barberi, M. *Mudanças paleoambientais na região dos cerrados do Planalto Central durante o Quaternário tardio: o estudo da Lagoa Bonita, DF.* Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 227p.

Barbier, E. B. 1994. Valuing environmental functions: tropical wetlands. *Land economics,* 155-173.

Barbouti, A. & Rastin, B. 1983. A study of the absolute intensity of muons at sea level and under various thicknesses of absorber. *Journal of Physics G: Nuclear Physics*, 9(3): 1577.

Bertaux, J.; Sondag, F.; Santos, R.; Soubiès, F.; Causse, C.; Plagnes, V.; Le Cornec, F.; Seidel, A. 2002. Paleoclimatic record of speleothems in a tropical region: study of laminated sequences from a Holocene stalagmite in Central–West Brazil. *Quaternary International*, 89(1): 3-16.

Bezerra, M. A. d. O. & Mozeto, A. A. 2008. Deposição de carbono orgânico na planície de inundação do rio Paraguai durante o Holoceno Médio. *Oecologia Brasiliensis*, 12(1): 14.

Bocco, G.; Mendoza, M.; Velázquez, A. 2001. Remote sensing and GIS-based regional geomorphological mapping—a tool for land use planning in developing countries. *Geomorphology,* 39(3-4): 211-219.

Boggiani, P. C. & Coimbra, A. M. 1995. Quaternary limestones of the Pantanal area, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(3): 343-350.

Braun, E. 1977. Cone aluvial do Taquari, unidade geomórfica marcante na planície quaternária do Pantanal. *Revista Brasileira de Geografia*, 39: 164-180.

Buehler, H. A.; Weissmann, G. S.; Scuderi, L. A.; Hartley, A. J. 2011. Spatial and temporal evolution of an avulsion on the Taquari River distributive fluvial system from satellite image analysis. *Journal of Sedimentary Research*, 81(8): 630-640.

Bull, W. B. 1990. Proceedings of the 21st Annual Binghamton Symposium in Geomorphology Stream-terrace genesis: implications for soil development. *Geomorphology*, 3(3): 351-367.

Butle, D. R. & Walsh, S. J. 1998. The application of remote sensing and geographic information systems in the study of geomorphology: An introduction. *Geomorphology*, 21(3-4): 179-181.

Chavez Jr, P. S. & Kwarteng, A. Y. 1989. Extracting spectral contrast in Landsat Thematic Mapper image data using selective principal component analysis. *Photogrammetric Engineering and remote sensing*, 55(3): 339-348.

Cordeiro, B. M.; Facincani, E. M.; Paranhos Filho, A. C.; Bacani, V. M.; Assine, M. L. 2010. Compartimentação geomorfológica do leque fluvial do rio Negro, borda sudeste da Bacia do Pantanal (MS). *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2): 175-183.

Corradini, F. A. & Assine, M. L. 2012. Compartimentação geomorfológica e processos deposicionais no megaleque fluvial do Rio São Lourenço, Pantanal Mato-Grossense. *Revista Brasileira de Geociências*, 42: 20-33.

Cruz, F. W.; Burns, S. J.; Karmann, I.; Sharp, W. D.; Vuille, M.; Cardoso, A. O.; Ferrari, J. A.; Silva Dias, P. L.; Viana, O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434(7029): 63-66.

Cruz Jr FW, Burns SJ, Karmann I, Sharp WD, Vuille M. 2006. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Science Letters* 248(1-2): 495-507.

Cruz Jr., F. W.; Wang, X.; Auler, A.; Vuille, M.; Burns, S. J.; Edwards, L. R.; Karmann, I.; Cheng, H. 2009. Orbital and Millennial-Scale Precipitation Changes in Brazil from Speleothem Records. In: Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (ed.) *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Dordrecht, Springer Netherlands, 29-60.

Del'Arco, J.O.; Silva, R.H.; Tarapanoff, I. Freire, F.A.; Pereira, L.G.M.; Souza, S.L.; Luz, D.S.; Palmeira, R.C. B.; Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia. In: (ed.) Ministério das Minas e Energia. Projeto Radam Brasil. *Folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro: MME, 26: 25 – 160.

Dronova, I.; Gong, P.; Wang, L.; Zhong, L. 2015. Mapping dynamic cover types in a large seasonally flooded wetland using extended principal component analysis and object-based classification. *Remote Sensing of Environment,* 158: 193-206.

ESRI - Environmental Systems Research Institue. 2011. ArcGis 10.1. Redlands – California.

Evans, T. L.; Costa, M.; Telmer, K.; Silva, T. S. 2010. Using ALOS/PALSAR and RADARSAT-2 to map land cover and seasonal inundation in the Brazilian Pantanal. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3(4): 560-575.

Evans, T. L. & Costa, M. 2013. Landcover classification of the Lower Nhecolândia subregion of the Brazilian Pantanal Wetlands using ALOS/PALSAR,

RADARSAT-2 and ENVISAT/ASAR imagery. *Remote Sensing of Environment,* 128: 118-137.

Facincani, E. M.; Assine, M. L.; Silva, A.; Zani, H.; Araújo, B. C.; Miranda, G. M. 2006. Geomorfologia fluvial do leque do rio Aquidauana, borda sudeste do Pantanal, MS. 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal. Campo Grande, MS. 175-181p.

Facincani, E. M. & Assine, M. L. 2010. Geomorfologia fluvial do rio Aquidauana, borda sudeste do Pantanal Mato-Grossense. *In*: *Revelando Aquidauana*. Serie Fronteiras. 267-284

Farr, T. G.; Rosen, P. A.; Caro, E.; Crippen, R.; Duren, R.; Hensley, S.; Kobrick, M.; Paller, M.; Rodriguez, E.; Roth, L. 2007. The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysics*, 45(2):2115.

Feng, M.; van der Lee, S.; Assumpção, M. 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112:B04312.

Fielding, C. R.; Ashworth, P. J.; Best, J. L.; Prokocki, E. W.; Smith, G. H. S. 2012. Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology*, 261–262: 15-32.

Finlayson, C. M. & van der Valk, A. G. 1995. Wetland classification and inventory: A summary. *Vegetatio*, 118(1-2): 185-192.

Foster RB, Pott VJ, Salis Sd. 2000. Description of the vegetation of the Rio Negro, Pantanal, Mato Grosso do Sul, Brasil. In *A biological assessment of the aquatic ecosystems of the Pantanal, Mato Grosso do Sul, Brasil*, Philip W. Willink BC, Leeanne E. Alonso, Jensen R. Montambault, Reinaldo Lourival (ed). Conservation International: Washington, DC.

Frazier, P.; Page, K.; Louis, J.; Briggs, S.; Robertson, A. I. 2003. Relating wetland inundation to river flow using Landsat TM data. *International Journal of Remote Sensing,* 24(19): 3755-3770.

Frazier, P. & Page, K. 2009. A reach-scale remote sensing technique to relate wetland inundation to river flow. *River Research and Applications*, 25(7): 836-849.

Gao, B.C. 1996. NDWI—A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, 58(3): 257-266.

Godoi, H. D. O.; Martins, G. M.; Mello, J. C. R. d.; G., S. 2001.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.

Goudie, A. 2006. Terrace, River. 3º ed. In: *Encyclopedia of Geomorphology*. Ed. Andrew S. Goudie. New York, Taylor & Francis: 1039-1043.

Hamilton S, Sippel S, Melack J. 1996. Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. *Archiv Fur Hydrobiologie,* 137(1): 1-23

Hamilton, S. K.; Sippel, S. J.; Melack, J. M. 2004. Seasonal inundation patterns in two large savanna floodplains of South America: the Llanos de Moxos (Bolivia) and the Llanos del Orinoco (Venezuela and Colombia). *Hydrological Processes,* 18(11): 2103-2116.

Harris, M. B.; Tomas, W.; Mourão, G.; Da Silva, C. J.; Guimarães, E.; Sonoda, F.; Fachim, E. 2005. Safeguarding the Pantanal Wetlands: Threats and Conservation Initiatives (Protegiendo a los Humedales del Pantanal: Amenazas e Iniciativas de Conservación). *Conservation Biology,* 19(3): 714-720.

Hartley, A. J.; Weissmann, G. S.; Nichols, G. J.; Warwick, G. L. 2010. Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development. *Journal of Sedimentary Research*, 80(2): 167-183.

Hartley, R. A.; Roberts, G. G.; White, N.; Richardson, C. 2011. Transient convective uplift of an ancient buried landscape. *Nature Geoscience*, 4(8): 562-565.

Horton, B. K. & DeCelles, P. G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25(10): 895-898.

Hudson, P. F.; Butzer, K. W.; Beach, T. 2008. Fluvial deposits and environmental history: Scope and context of the 39th Annual BGS. *Geomorphology*, 101(1-2): 8-15.

Hupp, C. R. & Osterkamp, W. R. 1996. Riparian vegetation and fluvial geomorphic processes. *Geomorphology,* 14(4): 277-295.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2009a. *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)

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2009b. *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. (http://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm)

Jain, V. & Sinha, R. 2003. *Hydrological Variability and Landscape Evolution in alluvial river system: An example from the Ganga plains, India*. In: XVI International Union for Quaternary Research (INQUA) congress.

Junk, J. W.; Bayley, P. B.; Sparks, R. E. 1989. The flood pulse concept in river floodplain systems. *Canadian Special Publications of Fisheries and Aquatic Sciences*, 106: 110-127.

Junk, W. J.; Cunha, C. N.; Wantzen, K. M.; Petermann, P.; Strüssmann, C.; Marques, M. I.; Adis, J. 2006. Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. *Aquatic Sciences*, 68: 278-309.

Keddy, P. A.; Fraser, L. H.; Solomeshch, A. I.; Junk, W. J.; Campbell, D. R.; Arroyo, M. T.; Alho, C. J. 2009. Wet and wonderful: the world's largest wetlands are conservation priorities. *BioScience*, 59(1): 39-51.

Klammer, C. 1982. Die Paläovüste des Pantanal von Mato Grosso und Die Pleistozäne Klimageschichte der Brasilianischen Randtropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26: 393-416.

Knox, J. C. 2000. Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5): 439-457.

Kuerten, S. 2010. *Evolução geomorfologia e mudanças ambientais no megaleque do Nabileque, Quaternário do Pantanal Mato-grossense*. IGCE - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. Tese de Doutorado, 96p.

Kuerten, S. & Assine, M. L. 2011. O rio Paraguai no megaleque do Nabileque, sudoeste do Pantanal Mato-Grossense, MS. *Revista Brasileira de Geociências*, 41:4, 642-653.

Kuerten, S.; Parolin, M.; Assine, M.; McGlue, M. 2013. Sponge spicules indicate Holocene environmental changes on the Nabileque River floodplain, southern Pantanal, Brazil. *Journal of Paleolimnology*, 49(2): 171-183.

Lacerda Filho, J. V. d. 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul***.** Goiânia, CPRM (Convênio CPRM/SICME). Ilustrações + Mapasp.

Latrubesse, E. M.; Stevaux, J. C.; Cremon, E. H.; May, J.-H.; Tatumi, S. H.; Hurtado, M. A.; Bezada, M.; Argollo, J. B. 2012. Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 356–357: 75-88.

Ledru M-P. 1993. Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil. *Quaternary Research,* 39(1): 90-98.

Macedo, H. d. A.; Assine, M. L.; Pupim, F. d. N.; Merino, E. R.; Stevaux, J. C.; Silva, A. 2014. Mudanças Paleo-Hidrológicas na Planície do Rio Paraguai, Quaternário do Pantanal. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 15(1): p75-85.

MacKay, H.; Finlayson, C. M.; Fernández-Prieto, D.; Davidson, N.; Pritchard, D.; Rebelo, L. M. 2009. The role of Earth Observation (EO) technologies in supporting implementation of the Ramsar Convention on Wetlands. *Journal of Environmental Management*, 90(7): 2234-2242.

Marchetti, Z. Y.; Minotti, P. G.; Ramonell, C. G.; Schivo, F.; Kandus, P. 2016. NDVI patterns as indicator of morphodynamic activity in the middle Paraná River floodplain. *Geomorphology,* 253: 146-158.

Martin, L.; Flexor, J.-M.; Suguio, K. 1995. Vibrotestemunhador leve: construção, utilização e potencialidades. *Revista do Instituto Geológico*, 16(1-2): 59-66.

Martin, L.; Bertaux, J.; Corrège, T.; Ledru, M.-P.; Mourguiart, P.; Sifeddine, A.; Soubiès, F.; Wirrmann, D.; Suguio, K.; Turcq, B. 1997. Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical South America between 12,400 and 8800 cal yr BP. *Quaternary Research*, 47(1): 117-122.

Maslin, M. A. & Burns, S. J. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science,* 290(5500): 2285-2287.

May J-H. 2006. Geomorphological indicators of large-scale climatic changes in the Eastern Bolivian lowlands. *Geographica Helvetica,* 61(2): 120-134.

May, J. H.; Argollo, J.; Veit, H. 2008. Holocene landscape evolution along the Andean piedmont, Bolivian Chaco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 260(3-4): 505-520.

Mayle, F. E.; Burbridge, R.; Killeen, T. J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. *Science*, 290(5500): 2291-2294.

McCarthy, T. S.; Stanistreet, I. G.; Cairncross, B. 1991. The sedimentary dynamics of active fluvial channels on the Okavango fan, Botswana. *Sedimentology*, 38(3): 471-487.

McGlue, M.; Silva, A.; Corradini, F.; Zani, H.; Trees, M.; Ellis, G.; Parolin, M.; Swarzenski, P.; Cohen, A.; Assine, M. 2011. Limnogeology in Brazil's "forgotten wilderness": a synthesis from the large floodplain lakes of the Pantanal. *Journal of Paleolimnology*, 46(2): 273-289.

McGlue, M. M.; Silva, A.; Zani, H.; Corradini, F. A.; Parolin, M.; Abel, E. J.; Cohen, A. S.; Assine, M. L.; Ellis, G. S.; Trees, M. A. 2012. Lacustrine records of Holocene flood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brazil). *Quaternary Research*, 78(2): 285-294.

McGlue, M. M.; Silva, A.; Assine, M. L.; Stevaux, J. C.; Pupim, F. d. N. 2015. Paleolimnology in the Pantanal: Using Lake Sediments to Track Quaternary Environmental Change in the World's Largest Tropical Wetland. In: Bergier, I. & Assine, L. M. (ed.) *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*. Cham, Springer International Publishing, 51-81.

Melack, J. M. & Hess, L. L. 2004. Remote sensing of wetlands on a global scale. *SIL News*, 42:1-5.

Mendes, D. 2014. *Geocronologia de formas deposicionais e evolução da planície interleques do Rio Negro, quartenário da Bacia do Pantanal.* Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro - SP, Tese de Doutorado, 111p.

Merino, E. R. 2011. *Caracterização geomorfológica do sistema deposicional do rio Miranda (borda sul do Pantanal mato-grossense, MS) com base em dados orbitais.* Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, SP, Dissertação de Mestrado, 96p.

Merino, E. R.; Assine, M. L.; Pupim, F. N. 2013. Estilos fluviais e evidências de mudanças ambientais na planície do rio Miranda, Pantanal. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 14(2): p127-134.

Merino, E. R.; Pupim, F. d. N.; Macedo, H. d. A.; Assine, M. L. 2015. Realce e Integração de Imagens Orbitais Óticas com Dados SRTM para Mapeamento e Estudo de Grandes Planícies Fluviais: Exemplos de Aplicação no Pantanal. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16(1): 49-62.

Mertes, L. A. K. 2002. Remote sensing of riverine landscapes. *Freshwater Biology*, 47(4): 799-816.

Metcalfe, S. E.; Whitney, B. S.; Fitzpatrick, K. A.; Mayle, F. E.; Loader, N. J.; Street-Perrott, F. A.; Mann, D. G. 2014. 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.

Moser, L.; Voigt, S.; Schoepfer, E.; Palmer, S. 2014. Multitemporal Wetland Monitoring in Sub-Saharan West-Africa Using Medium Resolution Optical Satellite Data. *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of*, PP(99): 1-14.

Murray, A. S. & Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements*, 32(1): 57-73.

Nanson, G. C. & Huang, H. Q. 2008. Least action principle, equilibrium states, iterative adjustment and the stability of alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(6): 923-942.

Nascimento, A. F.; Furquim, S. A.; Graham, R. C.; Beirigo, R. M.; Junior, J. C. O.; Couto, E. G.; Vidal-Torrado, P. 2015. Pedogenesis in a Pleistocene fluvial system of the Northern Pantanal—Brazil. *Geoderma*, 255: 58-72.

Ozesmi, S. & Bauer, M. 2002. Satellite remote sensing of wetlands. *Wetlands Ecology and Management*, 10(5): 381-402.

Padovani, C. R. 2010. *Dinâmica das Inundações do Pantanal*. Ecologia Aplicada, Universidade de São Paulo/ESALQ, Piracicaba - SP, Tese de Doutorado, 174p.

Paranhos-Filho, A. C.; Nummer, A. R.; Albrez, E. A.; Ribeiro, A. A.; Machado, R. 2013. A study of structural lineaments in Pantanal (Brazil) using remote sensing data. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 5: 913-922.

Perry, C.T. & Taylor, K. 2006. *Environmental Sedimentology.* Wiley-Blackwell, 452p.

Phillips, J. D. 1989. Fluvial Sediment Storage in Wetlands. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 25(4): 867-873.

Pivari, M. O.; Pott, V. J.; Pott, A. 2008. Macrófitas aquáticas de ilhas flutuantes (baceiros) nas sub-regiões do Abobral e Miranda, Pantanal, MS, Brasil*. Acta Botanica Brasilica,* 22(2): 563-571.

Por, F. D. 1995. *The Pantanal of Mato Grosso (Brazil): world's largest wetlands.* Springer Science & Business Media.

Pott, V. J. & Pott, A. 2000. *Plantas aquáticas do Pantanal.* 1ª Edição. EMBRAPA Comunicação para transferência de Tecnologia. 404p.

Pott, A. & Pott, V.J. 2004. Features and conservation of the Brazilian Pantanal wetland. *Wetlands Ecology and Management*, 12(6): 547-552.

Pott, A. & Silva, J.S.V. 2015. Terrestrial and Aquatic Vegetation Diversity of the Pantanal Wetland. In *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*, Bergier I, Assine ML (eds). Springer International Publishing: Cham; 111-131.

Powell, S. J.; Letcher, R. A.; Croke, B. F. W. 2008. Modelling floodplain inundation for environmental flows: Gwydir wetlands, Australia. *Ecological Modelling*, 211(3-4): 350-362.

Prance, G. T. & Schaller, G. B. 1982. Preliminary study of some vegetation types of the Pantanal, Mato Grosso, Brazil. *Brittonia,* 34(2): 228-251.

Prigent, C.; Matthews, E.; Aires, F.; Rossow, W. B. 2001. Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets. *Geophysical Research Letters*, 28(24): 4631-4634.

Pupim, F.N. 2014. *Geomorfologia e Evolução Quaternária dos Megaleques dos rios Cuiabá e São Lourenço, Bacia do Pantanal.* Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro - SP, Tese de Doutorado, 121p.

Pupim, F.N.; Assine, M. L.; Merino, E. R.; Macedo, H. A.; Silva, A. 2014. *A planície interleques do rio Piquiri, bacia do Pantanal*. V Simpósio de Geotecnologias no Pantanal. Campo Grande, MS, 848-857.

Pupim, F.N., Assine, M.L., Sawakuchi, A.O. 2017 (no prelo). Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: channel patterns and paleoenvironmental changes. Quaternary International.

Rebelo, L. M.; Finlayson, C. M.; Nagabhatla, N. 2009. Remote sensing and GIS for wetland inventory, mapping and change analysis. *Journal of Environmental Management*, 90(7): 2144-2153.

Rodriguez, E.; Morris, C. S.; Belz, J. E. 2006. A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 72(3): 249-260.

Ross, J.L.S.; Santos, L.M.. 1982. Geomorfologia In: Brasil, Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. (Ed.). Projeto RADAMBRASIL. *Folha SD.21* Cuiabá. Rio de Janeiro, MME/SG/RADAMBRASIL. (Levantamento de Recursos Naturais, 26) p.193-256.

Sagin, J.; Sizo, A.; Wheater, H.; Jardine, T. D.; Lindenschmidt, K.-E. 2015. A water coverage extraction approach to track inundation in the Saskatchewan River Delta, Canada*. International Journal of Remote Sensing*, 36(3): 764-781.

Sakamoto, T.; Van Nguyen, N.; Kotera, A.; Ohno, H.; Ishitsuka, N.; Yokozawa, M. 2007. Detecting temporal changes in the extent of annual flooding within the Cambodia and the Vietnamese Mekong Delta from MODIS time-series imagery. *Remote Sensing of Environment*, 109(3): 295-313.

Salgado-Labouriau, M.; Casseti, V.; Ferraz-Vicentini, K.; Martin, L.; Soubiès, F.; Suguio, K.; Turcq, B. 1997. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 128(1): 215-226.

Schumm, S. A. 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM),* 31: 19-29.

Schumm, S. & Ethridge, F. 1991. The effect of base level change on the fluvial system. In: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, *v.*23, p.170.

Silva, A. 2010*. Geomorfologia do megaleque do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil.* IGCE, Universidade Estadual Paulista - Unesp, Rio Claro, SP, Tese de Doutorado, 112p.

Silva, J. S. V. & Abdon, M. M. 1998. Delimitação do Pantanal brasileiro e suas sub-regiões*. Pesquisa Agropecuária Brasileira.* Embrapa 33(10): 1703-1711

Sinha, R. & Friend, P. F. 1994. River systems and their sediment flux, Indo□Gangetic plains, Northern Bihar, India. *Sedimentology,* 41(4): 825-845.

Sinha, R. 1996. Channel avulsion and floodplain structure in the Gandak-Kosi interfan, north Bihar plains, India. *Zeitschrift Fur Geomorphologie Supplementband,* 249-268.

Sinha, R. 2009. The Great avulsion of Kosi on 18 August 2008*. Current Science (00113891)*, 97(3): 429-433.

Slingerland, R. & Smith, N. D. 1998. Necessary conditions for a meandering-river avulsion. *Geology*, 26(5): 435-438.

Slingerland, R. & Smith, N. D. 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 32: 257-285.

Smith, M. J. & Pain, C. F. 2009. Applications of remote sensing in geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 33(4): 568-582.

Soares, P. C.; Assine, M. L.; Rabelo, L. 1998. The Pantanal Basin: recent tectonics, relationships to the Transbrasiliano Lineament. *Anais IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, p459-469.

Soares, P. C. & Fiori, A. P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, 16(32): 71-140.

Stanistreet, I. G. & McCarthy, T. S. 1993. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85(1-4): 115-133.

Tandon, S. K. & Sinha, R. 2007. Geology of large river systems. In: Gupta, A. (ed.) *Large rivers: geomorphology and management*. John Wiley & Sons Ltd, 7-28.

Thomas, R. F.; Kingsford, R. T.; Lu, Y.; Hunter, S. J. 2011. Landsat mapping of annual inundation (1979–2006) of the Macquarie Marshes in semi-arid Australia*. International Journal of Remote Sensing*, 32(16): 4545-4569.

Tricart, J. 1982. El Pantanal: un ejemplo del impacto geomorfologico sobre El ambiente. *Informaciones Geograficas (Chile)*, 29: 81-97.

Tucker, G. E. 2004. Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing: implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(2): 185-205.

Turner, R. K.; Van Den Bergh, J. C.; Söderqvist, T.; Barendregt, A.; van der Straaten, J.; Maltby, E.; van Ierland, E. C. 2000. Ecological-economic analysis of wetlands: scientific integration for management and policy. *Ecological Economics*, 35(1): 7-23.

Ussami, N.; Shiraiwa, S.; Dominguez, J. M. L. 1999. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: the Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, 18(1): 25-39.

Vedovello, R. 1993. *Zoneamento geotécnico, por sensoriamento remoto, para estudos de planejamento do meio físico: aplicação em expansão urbana* Sensoriamento Remoto. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Dissertação de Mestrado, 90p.

Walsh, S. J.; Butler, D. R.; Malanson, G. P. 1998. An overview of scale, pattern, process relationships in geomorphology: a remote sensing and GIS perspective. *Geomorphology,* 21(3-4): 183-205.

Wang, L. & Qu, J. J. 2007. NMDI: A normalized multi-band drought index for monitoring soil and vegetation moisture with satellite remote sensing. *Geophysical Research Letters*, 34(20): L20405.

Wang L, Qu JJ, Hao X. 2008. Forest fire detection using the normalized multi-band drought index (NMDI) with satellite measurements. *Agricultural and Forest Meteorology,* 148(11): 1767-1776.

Wang, L. & Qu, J. J. 2009. Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: A review. *Frontiers of Earth Science in China*, 3(2): 237-247.

Ward, D. P.; Petty, A.; Setterfield, S. A.; Douglas, M. M.; Ferdinands, K.; Hamilton, S. K.; Phinn, S. 2014. Floodplain inundation and vegetation dynamics in the Alligator Rivers region (Kakadu) of northern Australia assessed using optical and radar remote sensing*. Remote Sensing of Environment*, 147: 43-55.

Warren LV, Quaglio F, Simões MG, Freitas BT, Assine ML, Riccomini C. 2016. Underneath the Pantanal Wetland: A Deep-Time History of Gondwana Assembly, Climate Change, and the Dawn of Metazoan Life. In *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*, Bergier I, Assine ML (eds). Springer International Publishing: Cham; 1-21.

Weissmann, G. S.; Hartley, A. J.; Nichols, G. J.; Scuderi, L. A.; Olson, M.; Buehler, H.; Banteah, R. 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, 38(1): 39-42.

Weissmann, G. S.; Hartley, A. J.; Scuderi, L. A.; Nichols, G. J.; Owen, A.; Wright, S.; Felicia, A. L.; Holland, F.; Anaya, F. M. L. 2015. Fluvial geomorphic elements in modern sedimentary basins and their potential preservation in the rock record: A review. *Geomorphology*, 250: 187-219.

Whitney BS, Mayle FE, Punyasena SW, Fitzpatrick KA, Burn MJ, Guillen R, Chavez E, Mann D, Pennington RT, Metcalfe SE. 2011. A 45kyr palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307(1-4): 177-192

Whittaker, A. C. 2012. How do landscapes record tectonics and climate? *Lithosphere*, 4(2): 160-164.

Wintle, A. G. & Murray, A. S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation measurements*, 41(4): 369-391.

Wobus, C. W.; Tucker, G. E.; Anderson, R. S. 2010. Does climate change create distinctive patterns of landscape incision? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115: F04008.

Wright, C. & Gallant, A. 2007. Improved wetland remote sensing in Yellowstone National Park using classification trees to combine TM imagery and ancillary environmental data. *Remote Sensing of Environment*, 107(4): 582-605.

Xu, H. 2006. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International Journal of Remote Sensing,* 27(14): 3025-3033.

Zani, H.; Assine, M. L.; Silva, A.; Corradini, F. A. 2009. Redes de drenagem distributária e formas deposicionais no megaleque do taquari, pantanal: uma análise baseada no MDE-SRTM. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 10(2):21-28.

Zani, H.; Assine, M. L.; McGlue, M. M. 2012. Remote sensing analysis of depositional landforms in alluvial settings: Method development and application to the Taquari megafan, Pantanal (Brazil). *Geomorphology,* 161: 82-92.

Zhou, J. & Lau, K. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, 11(5): 1020-1040.