UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ROCHAS CARBONÁTICAS CONTINENTAIS (QUATERNÁRIO) DO PANTANAL
MATOGROSSENSE E ADJACÊNCIAS**

Emiliano Castro de Oliveira

Orientador: Profa. Dra. Dilce de Fátima Rossetti

TESE DE DOUTORAMENTO
VERSÃO CORRIGIDA

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2013

EMILIANO CASTRO DE OLIVEIRA

ROCHAS CARBONÁTICAS CONTINENTAIS (QUATERNÁRIO) DO
PANTANAL MATOGROSSENSE E ADJACÊNCIAS

V.1 (Versão Corrigida)

Tese apresentada ao Instituto de
Geociências da Universidade de
São Paulo par a obtenção do título
de Doutor em Geologia.

Área de Concentração:
Geoquímica e Geotectônica

Orientadora: Profa. Dra. Dilce de
Fátima Rossetti

São Paulo

2013

Autorizo a reprodução total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, pra fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Dedicado a minha família e ao meu amor.

AGRADECIMENTOS

À Natureza, por permitir nossa existência.

À Profa. Dilce de Fátima Rossetti, por me orientar na conclusão deste trabalho.

Ao Prof. Paulo César Boggiani, pela orientação durante este doutoramento.

Aos professores e amigos Enrico Capezzuoli, Ana Gandin, Ana Maria Alonso-Zarza, Concha Arenas Abad e Judith McKenzie. O apoio educacional e a amizade construída nestes anos de doutoramento serão levados pela vida toda.

À IAS, *International Association of Sedimentologists*, pelo apoio financeiro para as idas a congressos e encontros internacionais, bem como pela minha participação na *Summer School* 2009.

Aos geólogos Prof. Paulo César Gianinni, Prof. Francisco William da Cruz Junior, Augusto Sarreiro Auler, Prof. Giorgio Basilici, Prof. Luiz A. Fernandes, Willian Sallun Filho e Daniel Martins Oliveira, pela colaboração em discussões e revisões. Agradecimento especial aos geólogos Nicolás Strikis e, novamente, Prof. Francisco William da Cruz Junior, pela realização da datação U/Th junto à Universidade de Minnesota (EUA), e a Santiago Giralt, pela tentativa de datação U/Th junto à Universidade de Barcelona.

À Fundação Gorceix e ao Centro de Pesquisa e Desenvolvimento da Petrobras (CENPES), em especial a Rogério Schiffer de Souza, Helga Elisabeth Voelcker e João Bosco Araujo.

Aos colegas geólogos do “novo e do velho mundo”, que de tantos fica impossível listar. Muito obrigado! *Thank you! ¡Gracias!, Grazie!, Dziękuję!...*

Aos laboratórios do Instituto de Geociências e seus respectivos funcionários: Laboratório de Tratamento de Amostras, Laboratório de Sedimentologia Prof. Armando Coimbra, Laboratório de Petrologia Sedimentar, Laboratório de Pesquisas Paleobiológicas, Laboratório de Laminação de Rochas, Laboratório de Química, Laboratório de Fluorescência de Raios-X, Laboratório de Difração de Raios-X e Centro de Pesquisas Geocronológicas.

Ao Laboratório de Geoquímica Inorgânica e Orgânica da UERJ, sob os cuidados de Prof. Egberto Pereira e Prof. René Rodrigues, e ao Laboratório e Isótopos Estáveis da UFPE, sob os cuidados do Prof. Alcides N. Sial, pela realização de análises de isótopos estáveis de C e O.

À CAPES, pela bolsa de doutoramento e ao CNPq (479500/2007-0) pelo financiamento da pesquisa.

À minha família, de São Paulo e de Santos, pelo apoio, e à minha amada, Gabriella, pela paciência, pelas discussões de alto nível e pelo amor incondicional.

“Acreditar em algo e não o viver é desonesto”
Mahatma Gandhi

RESUMO

Os carbonatos continentais vêm sendo bastante estudados nos últimos anos, devido ao seu potencial como arquivo paleoclimático e, mais recentemente, como rocha reservatório de hidrocarbonetos. Carbonatos continentais quaternários são registrados na serra da Bodoquena e no platô Corumbá/Ladário, adjacências da Bacia do Pantanal, no Estado de Mato Grosso do Sul, bem como na serra das Araras, Mato Grosso. O estudo desses depósitos é de interesse científico, uma vez que eles podem contribuir como análogos para ocorrências de carbonatos continentais mais antigos, bem como servir como objeto de análises específicas relacionadas com os fatores que teriam contribuído para sua formação. O objetivo deste trabalho foi investigar carbonatos continentais quaternários expostos nas adjacências do Pantanal Matogrossense, analisando o grau de influência do clima e de atividades tectônicas em sua gênese e evolução. Para isso procedeu-se com seu mapeamento, bem como com seu estudo sedimentológico, petrográfico, isotópico e cronológico. Os depósitos estudados foram depositados nos últimos 525 mil anos, sendo a deposição ainda ativa em algumas áreas. Sua gênese ocorreu em ambientes deposicionais lacustres, localmente sujeito à entrada significativa de fluxos de detritos, além de ambientes de canal fluvial, e de nascentes. Os depósitos produzidos por fluxos de detritos são representados por conglomerados com matriz de lama carbonática, sendo restritos às escarpas do platô Corumbá/Ladário. Depósitos lacustres consistem em carbonatos finos e/ou fossilíferos, que estão presentes em todas as áreas estudadas; Canais fluviais, caracterizados por tufas maciças e laminadas, presentes nas serras das Araras e Bodoquena; e carbonatos de nascente, que consistem em tufas laminadas em forma de pendentes, presentes na serra das Araras. Os carbonatos das áreas de estudo formam duas sucessões sedimentares, sendo a sucessão 1, basal, caracterizada por depósitos lacustres, inclusive com fluxos de detritos, e em parte, fluviais. Seu topo é uma superfície erosiva marcada por horizonte profundo de calcrete. A sucessão 2 apresenta depósitos lacustres, fluviais e de nascentes, que são pouco alterados em relação à sucessão 1. A presença de calcretes sobre depósitos pleistocênicos sugere que após este período pode ter havido incidência de clima semi-árido/árido, que foi seguido por climas relativamente mais úmidos a partir do Holoceno médio. Apesar da possível influência climática, as estruturas pré-cambrianas e a neotectônica regional, condicionaram diretamente a formação desses carbonatos, quanto a

localização de lagos alongados paralelamente a planos de falha, e na formação de carbonatos pendentes de nascentes favorecidos por desníveis topográficos e escarpas produzidas por falhamento.

Palavras chaves: carbonatos continentais, tufas, calcretes, Formação Xaraiés, Bacia do Pantanal

ABSTRACT

Continental carbonates has been highly studied in the last years due its potential as climatic archive and, recently, as hydrocarbons reservoir. Quaternary continental carbonates are registered at sierra of Bodoquena, Corumbá/Ladário plateau, Pantanal basin surroundings, at Mato Grosso do Sul State, as well at sierra of Araras, Mato Grosso do Sul State. The study of these deposits has scientific interest, because they can be analogues to ancient continental carbonates, as well to be studied in specific ways to understand the factors that contributed to its genesis. The objective of this study was to investigate quaternary continental carbonates exposed at Pantanal Matogrossense surroundings, analyzing the climatic influence and tectonics related to its genesis. To achieve this goal, mapping, sedimentological, petrographical, isotopical and chronological studies were carried out. The studied deposits were formed in the last 525 thousand years, and it's still active in some areas. Their genesis occurred in lacustrine depositional systems, locally mixed with debris flows, as well in fluvial channels and spring settings. The debris flows were represented by conglomerates with carbonatic mud matrix, restricted to the borders of Corumbá/Ladário plateau. The lacustrine deposits are composed by fine and/or fossiliferous carbonates, outcropping in all studied regions; Fluvial channels, characterized by massive and laminated tufas, occurring in sierra of Araras and Bodoquena; and spring carbonates, represented by pendant laminated tufas, occurring mainly in sierra of Araras. The carbonates described in the studied area were divided into two sedimentar successions. The succession 1, basal, is characterized by lacustrine deposits, including presence of debris flows sediments, and in some places, fluvial deposits. Its top is a erosion surface marked by a deep calcrete horizon. The succession 2 presents lacustrine, fluvial and spring deposits, not so changed as succession 1. The occurrence of calcretes over pleistocenic deposits suggests a period of aridity, followed by more humid climates from middle Holocene. Despite the climatic influence, the Precambrian structures and regional tectonics, influenced directly the genesis of these carbonates, with lakes elongated according faults and pendants tufas, favored by topographic discontinuity and fault scarps.

Key-words: continental carbonates, tufas, calcretes, Xaraiés Formation, Pantanal basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.2.1: Localização das áreas de estudo na região do Pantanal Matogrossense e suas adjacências. Base SRTM: USGS, 2006); Áreas de ocorrências: BOGGIANI; COIMBRA, 1995; ANJOS et al., 2000) SALLUN FILHO, 2005), CORRÊA et al., 2011). Consultar Anexo A para maiores detalhes.	21
Figura 1.4.1 – Mapa geológico esquemático da Faixa Paraguai, modificado de BOGGIANI et al., 2004 e USGS, 2006.	24
Figura 2.1.2.1 – Classificação de carbonatos proposta por DUNHAM, 1962).	30
Figura 2.1.2.2 – Classificação de carbonatos proposta por Embry e Klován (1971).	31
Figura 2.2.1: Diagrama de ambientes deposicionais de carbonatos continentais. Modificado de Arenas-Abad et al. (2010).	33
Figura 2.2.1.1: Carbonatos fluviais. A – <i>Framestone</i> de carófitas, Monasterio de Piedra, Espanha, formados como depósito de talus incrustado; B – <i>Rudstone</i> de carófitas, em Krka, Croácia, formado por transporte de fragmentos carbonáticos.	34
Figura 2.2.3.1 – Características principais de fácies palustres, lacustres e calcretes. Traduzido de ALONSO ZARZA, 2003.	36
Figura 2.2.4.1: Principais morfologias de travertinos. A – <i>Pinnacles</i> e <i>Mounds</i> ; B – <i>Fissure ridge</i> ; C – Cascatas; D – Barragens; E – Crosta de canal com oncóides; F – Crosta lacustre com oncóides; G – <i>Mound</i> palustre; H – Incrustações palustres; I – Rudito cimentado (sem escala). Modificado de Pentecost, 1995.	37
Figura 4.1.1.1 – Conglomerado carbonático calcretizado (WI) da área de estudo em Corumbá. A – Fotografia da fácies, com destaque para os fragmentos líticos que flutuam em meio à matriz de <i>wackestone</i> ; B – Fotomicrografia ilustrativa da matriz de <i>wackestone</i> , com arcabouço constituído de quartzo e fósseis de ostracodes que flutuam em matriz micrítica; C – Textura deslocativa ao redor de clasto de <i>wackestone</i> ; D – Textura septal em pedotúbulo, indicando atividade de fungos junto a raízes. (B a D = polarizadores cruzados).	49
Figura 4.1.1.2 – Carbonato fino (<i>mudstone/wackestone</i>) calcretizado (Mb). A – Fotomicrografia de <i>wackestone</i> , com pouca recristalização, com grãos de quartzo e fragmentos líticos carbonáticos (polarizadores cruzados);	51
B – Fotografia da fácies calcretizada na serra das Araras, onde se pode observar o <i>mustone/wackestone</i> brechado formando clastos de tamanhos variados com matriz calcítica; C - Fotomicrografia de clastos angulosos a arredondados de <i>mudstone</i> contendo tubos que cortam o arcabouço, inclusive os clastos, sob forma de padrão dendrítico. Observar terminações cuneiformes preenchimento interno por esparito, com franja de cristais maiores revestindo as paredes dos tubos (polarizadores cruzados); D – Fotomicrografia dos vadóides, com revestimentos assimétricos associados a eventos de dissolução e recristalização de componentes intersticiais (polarizadores cruzados).	51
Figura 4.1.1.3 – Carbonato oncolítico (<i>packstone/grainstone</i>) oncolítico (Po) – Vista em planta da fácies em Bonito (Fotografia de Giselle Utida), em que oncólitos maiores são sustentados por oncólitos menores com cimento micrítico; B – Oncólito seccionado ao meio, onde se pode observar sua geometria côncava para cima, as laminações internas de micrito e microesparito, horizontais a côncavas para cima na parte central e convexa a recurvadas nas margens. Observar envelope micrítico encerrando o oncólito, e núcleo representado por um fragmento lítico quartzítico posicionado em sua base.	52
Figura 4.1.1.4 – Carbonato (<i>wackestone</i>)ossilífero (Wf). A – Lavra da Mineração Xaraés, em Bonito, onde esta fácies está presente; B – Fotografia da fácies, com fósseis (setas) dispersos em matriz micrítica.	53
Figura 4.1.1.5 – Carbonato (<i>wackestone/packstone</i>) quartzoso fossilífero (Wq). A – Fotografia de campo da fácies, com detalhe do arcabouço rico em fósseis de gastrópodes (seta) (Fotografia de Giselle Utida); B – Talo de <i>Chara</i> (seta), em seção transversal C – Vista da fácies ilustrando a porcentagem elevada de poros (azul); D – Bioturbação por raiz (seta). (Figuras B a D = fotomicrografias com polarizadores paralelos).	54
Figura 4.1.1.6 – Tufa (<i>boundstone</i> fitohermal) laminada (BI) da serra da Bodoquena. A – Barragem de tufa laminada na cachoeira do Taika em Bonito. B - Amostra de mão, com detalhe da laminação dessa fácies; C - Fotomicrografia com polarizadores cruzados da	

fácies mostrando sua laminação constituída de alternâncias de micrito e microesparito, com baixa porosidade e alta cimentação por calcita microespática e espática. Observar a intercalação de lâminas de argila (setas); D – Imagem sob microscópio eletrônico de varredura de colônia de cianobactérias, possivelmente <i>Phormidium sp.</i> , associada a esta fácies.	55
Figura 4.1.1.7 - Tufa maciça (<i>boundstone</i> fitohermal) (Bm) da serra da Bodoquena. A – Afloramento de tufa maciça com características típicas de <i>framestone</i> , com detalhe para fósseis vegetais (elipse); B – Fotografia tipo da fácies, ressaltando sua associação com macrófitas (setas) (Fotografia de Giselle Utida); C – Incrustação arbustiva, sugestiva da presença de microorganismos; D – Tufa maciça com características típicas de <i>framestone</i> , com moldes dissolvidos incrustados, que resulta em alta porosidade e baixa cimentação. (Figuras C e D= fotomicrografia com polarizadores cruzados).	56
Figura 4.1.2.1 – Perfis litoestratigráficos compostos, representativos das associações faciológicas nas áreas de estudo de acordo. Também inclusos estão dados de isótopos de C e O para os perfis da serra da Bodoquena e do Platô Corumbá-Ladário. Os perfis foram posicionados de acordo com sua ocorrência altitudinal.	57
Figura 4.1.2.2 – Coluna estratigráfica esquemática da Formação Xaraiés.	58
Figura 4.1.2.2 – Associação faciológica A. A – Relação entre a associação de fácies A e o embasamento do Grupo Corumbá; B – Falha normal subvertical de direção E – W (linha tracejada) em depósitos da associação de fácies A (setas indicam sentidos de deslocamento dos blocos); Fotografias no Platô Corumbá-Ladário.	59
Figura 4.1.2.3 – Associação faciológica B. A e B– Cachoeiras com pendentes representadas principalmente pela fácies Bl.	60
Figura 4.1.2.4 – Associação faciológica C. A – Fotografia retratando a característica brechada da fácies Mb, Bonito; B – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, de sedimentos lacustres (Fácies Wf), maciços, ricos em fósseis, Bonito; (continua).....	61
; C – Lente carbonática no Pantanal do Miranda, com destaque para a feição morfológica em relevo positivo; D – Imagem de parte das ocorrências de carbonatos com geometria circular do Pantana do Miranda (setas).....	61
Figura 4.1.2.5 – Associação faciológica D. A – Visão geral de tufa laminada da fácies Bl inativa na serra da Bodoquena; B – Barragem com cachoeira, Bonito, onde ocorre tufa maciça da fácies Bm precipitando sob condições de alta energia.....	62
Figura 4.3.1 – Mapa da bacia hidrográfica do Alto Paraguai, com destaque para as unidades de relevo que compõem a bacia do Pantanal e suas adjacências (ASSINE, 2003).	66
Figura 4.3.2 – A – Pedreira Corcal em Corumbá. Observar a diferença de altitude entre a base do morro, com altitude correlata às ocorrências das fácies Wl (A) e Mb (C), e a planície do Pantanal ao fundo, em desnível de ~ 100 m; B – Perfil associado à escarpa do platô Corumbá/Ladário, onde rochas do Grupo Corumbá são sobrepostas discordantemente pelas fácies Wl (A) e Mb (C); C – Cachoeira do Aquidaban recoberta por tufa laminada (fácies Bl), com desnível total de ~ 120 m (Fotografia de R. Sotolani).	68
Figura 4.3.3 - Modelo de relevo da serra da Bodoquena (MDE-SRTM; base de dados USGS, 2006), mostrando a forma e o posicionamento geomorfológico dos depósitos das fácies Wf nas drenagens associadas aos rios Prata e Formoso (Vista E-W, com exagero vertical de nove vezes).	69
Figura 5.1.1 - Diagrama de dispersão dos valores de isótopos estáveis de C e O da associação faciológica A estudada em comparação com valores médios para outros carbonatos continentais (modificado de OLIVEIRA, 2009, baseado em ALONSO ZARZA; ARENAS, 2004, ANDREWS et al., 1997, ANDREWS et al., 2000, BOGGIANI et al., 2002, BUCCINO et al., 1978, CHAFETZ et al., 1994, FRITZ, 1965, HORVATINCIC et al., 2003, SINHA et al., 2006 e SUGUIO et al., 1980).	72
Figura 5.1.2 - Diagrama de dispersão dos valores de isótopos estáveis de C e O da associação faciológica A, em comparação com valores médios para outros carbonatos continentais (modificado de OLIVEIRA, 2009, baseado em ALONSO ZARZA; ARENAS, 2004, ANDREWS et al., 1997, ANDREWS et al., 2000, BOGGIANI et al., 2002, BUCCINO	

et al., 1978, CHAFETZ; LAWRENCE, 1994, FRITZ, 1965, HORVATINCIC et al., 2003, SINHA et al., 2006 e SUGUIO et al., 1980).	74
Figura 5.1.3 - Diagrama de dispersão dos valores de isótopos estáveis de C e O na fácies Wf, em comparação com valores médios para outros carbonatos continentais (modificado de OLIVEIRA, 2009, baseado em ALONSO ZARZA; ARENAS, 2004, ANDREWS et al., 1997, ANDREWS et al., 2000, BOGGIANI et al., 2002, BUCCINO et al., 1978, CHAFETZ; LAWRENCE, 1994, FRITZ, 1965, HORVATINCIC et al., 2003, SINHA et al., 2006 e SUGUIO et al., 1980).	76
Figura 5.1.5 - Diagrama de dispersão dos valores de isótopos estáveis de C e O da Associação faciológica D em comparação com valores médios para outros carbonatos continentais (modificado de OLIVEIRA, 2009, baseado em ALONSO ZARZA; ARENAS, 2004, ANDREWS et al., 1997, ANDREWS et al., 2000, BOGGIANI et al., 2002, BUCCINO et al., 1978, CHAFETZ; LAWRENCE, 1994, FRITZ, 1965, HORVATINCIC et al., 2003, SINHA et al., 2006 e SUGUIO et al., 1980).	77
Figura 5.2.1 - Diagrama de dispersão dos valores de isótopos estáveis de C e O obtidos neste estudo em comparação com valores médios para outros carbonatos continentais (modificado de OLIVEIRA, 2009, baseado em ALONSO ZARZA; ARENAS, 2004, ANDREWS et al., 1997, ANDREWS et al., 2000, BOGGIANI et al., 2002, BUCCINO et al., 1978, CHAFETZ; LAWRENCE, 1994, FRITZ, 1965, HORVATINCIC et al., 2003, SINHA et al., 2006 e SUGUIO et al., 1980).	80

LISTA DE QUADROS E TABELAS

Quadro 2.1.2.1 – Classificação de tufas (FORD; PEDLEY, 1996).	31
Tabela 4.1.1 – Fácies sedimentares representativas dos depósitos carbonáticos continentais da área de estudo na região do Pantanal Matogrossense.	47
Quadro 4.1.2 – Associações de fácies sedimentares representativas dos depósitos carbonáticos continentais estudados na região do Pantanal Matogrossense.	48
Tabela 4.2.1 – Idades de carbonatos continentais da região do Pantanal a partir de dados deste trabalho e de ALMEIDA, 1945; TURCQ et al., 1987; BOGGIANI et al., 1998; BOGGIANI et al., 1999; CORRÊA, 2006; SALLUN FILHO et al., 2009b.	63

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	6
RESUMO	10
ABSTRACT	12
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	13
LISTA DE QUADROS E TABELAS	15
SUMÁRIO	16
1. INTRODUÇÃO	17
1.1. OBJETIVOS	20
1.2. ÁREA DE ESTUDO	20
1.3. GEOMORFOLOGIA E CLIMA	21
1.4. GEOLOGIA REGIONAL	23
1.5. CARBONATOS CONTINENTAIS NAS ADJACÊNCIAS DO PANTANAL	27
2. CARBONATOS CONTINENTAIS	27
2.1. GÊNESE DOS CARBONATOS CONTINENTAIS	28
2.1.1. <i>Geoquímica do carbonato de cálcio</i>	28
2.1.2. <i>Processos de nucleação</i>	30
2.1.3. <i>Classificação</i>	30
2.2. TIPOS DE CARBONATOS CONTINENTAIS	32
2.2.1. <i>Carbonatos fluviais</i>	33
2.2.2. <i>Carbonatos lacustres</i>	34
2.2.3. <i>Carbonatos palustres</i>	35
2.2.4. <i>Carbonatos de nascentes</i>	36
2.2.5. <i>Calcretes</i>	37
2.3. DATAÇÃO DE CARBONATOS CONTINENTAIS	38
2.4. ANÁLISE ISOTÓPICA (C E O) DE CARBONATOS CONTINENTAIS	38
2.5. CARBONATOS CONTINENTAIS NO BRASIL	40
3. MATERIAIS E MÉTODOS	42
3.1. MAPEAMENTO GEOLÓGICO	42
3.2. ANÁLISES EM CAMPO	43
3.3. ANÁLISES LABORATORIAIS	44

3.3.1. <i>Confecção e análise de secções delgadas</i>	44
3.3.2. <i>Classificação de microfácies</i>	44
3.3.3. <i>Análises isotópicas</i>	44
3.3.4. <i>Datações</i>	45
4. RESULTADOS	46
4.1. DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA	46
4.1.1. <i>Fácies</i>	48
4.1.2. <i>Associações faciológicas</i>	56
4.2. ARCABOUÇO CRONOESTRATIGRÁFICO	63
4.3. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO	65
5. DISCUSSÕES	70
5.1. PALEOAMBIENTES DE DEPOSIÇÃO	70
5.2 FATORES CONDICIONANTES DA GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS CARBONATOS	78
5.3. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR	82
5.5. CONCLUSÕES	85
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87
ANEXOS	105

1. INTRODUÇÃO

Carbonatos continentais respondem por uma fração importante da cobertura sedimentar do planeta, apresentando características químicas e geomorfológicas singulares (ALONSO-ZARZA et al., 2009a). Esses depósitos ocorrem em uma variedade de sistemas deposicionais e diagenéticos, que foram presumivelmente variados também no passado. O uso de carbonatos continentais para obtenção de informações paleoclimáticas locais e até globais é crescente nos últimos anos, (HAMMARLUND et al., 2003; ANDREWS, 2006; FAIRCHILD et al., 2007; UTIDA et al., 2007). Em regiões tropicais, depósitos carbonáticos continentais estão diretamente relacionados com a manutenção de temperaturas elevadas e disponibilidade hídrica (PEDLEY et al., 1996; CARTHEW et al., 2003; CARTHEW et al., 2006), servindo como bons indicadores paleoclimáticos (ANDREWS, 2006). Em particular, horizontes pedológicos carbonáticos ou calcretes tem sua gênese diretamente associada a climas semi-áridos e áridos (WRIGHT et al., 1991; ALONSO ZARZA, 2003). No Brasil, estudos de espeleotemas (CRUZ et al., 2005; CRUZ et al., 2006; CRUZ et al., 2007; CRUZ et al., 2009) e tufas (AULER et al., 2001) tem sido utilizados em reconstituições de variações climáticas no Quaternário tardio.

Além da aplicação em reconstituições paleoclimáticas, o estudo de carbonatos continentais é de interesse na indústria petrolífera, uma vez que cerca de 35 bilhões de barris de petróleo estão avaliados nos campos que compõem o Pré-Sal, nas Formações Barra Velha e Lagoa Feia das Bacias de Campos e Santos (MILANI et al., 2007). Este volume significa mais de duas vezes os volumes avaliados no país, o que levou ao interesse econômico em carbonatos continentais empresas como a Petrobras e suas parceiras comerciais (BG, BP, Repsol e Chevron. Estes reservatórios apresentam ocorrências de carbonatos continentais “microbiais”, que vem sendo interpretados como carbonatos lacustres, palustres e, possivelmente, tufas e travertinos (CARMINATTI et al., 2009; WRIGHT, 2012). A dificuldade em obtenção de análogos para estas ocorrências, localizadas a aproximadamente 6.000 m abaixo do fundo do Oceano Atlântico, motiva estudos de ocorrências similares no território brasileiro. Carbonatos continentais são, ainda, de interesse na área de mineração, destacando-se a exploração de calcretes da Formação Caatinga (PENHA, 1994), conhecidos comercialmente como “mármore

bege Bahia”, “Marta Rocha” e/ou “travertino brasileiro”. A exploração em larga escala e a grande aceitação comercial destes calcretes tornam a caracterização de outros depósitos com potencial para rochas ornamentais de interesse econômico (VARGAS et al., 2001).

Embora relevantes, o estudo de carbonatos continentais é ainda raro no Brasil, principalmente no que se refere a seus aspectos petrográficos. Nas adjacências do Pantanal Matogrossense, em particular na Serra da Bodoquena e platô Corumbá-Ladário, Mato Grosso do Sul, e serra das Araras, Mato Grosso, ocorrem diferentes tipos de depósitos carbonáticos continentais quaternários sobre rochas carbonáticas neoproterozóicas dos grupos Corumbá e Araras. Esses depósitos são incluídos na Formação Xaraiés de forma indivisa (ALMEIDA, 1945; NOGUEIRA et al., 1978; CORRÊA, 2006; OLIVEIRA, 2009) e em uma nova unidade, a Formação Serra da Bodoquena (SALLUN FILHO et al., 2009a), derivada da Formação Xaraiés.

Os depósitos carbonáticos quaternários da Formação Xaraiés são extensivos, sendo em parte representados por tufas e calcretes. Sua gênese não foi ainda investigada em detalhe, tampouco os fatores que levaram à sua gênese, embora eles tenham potencial de contribuir em reconstituições do paleoclima quaternário. Apesar desse interesse, o mapeamento desses corpos carbonáticos permanece por ser realizado. A correlação estratigráfica tem sido dificultada pela ocorrência descontínua. O entendimento da gênese desses carbonatos pode ser melhorada com seu estudo detalhado, principalmente com o mapeamento das várias ocorrências, bem como sua caracterização petrográfica. Além disso, investigações baseadas em isótopos de carbono e oxigênio vem sendo empregadas com sucesso na aquisição de informações a cerca do clima (ANDREWS, 2006), hidrologia (VÁZQUEZ-URBEZ et al., 2011) e influência de processos pedogenéticos e digenéticos na gênese de carbonatos continentais (ALONSO-ZARZA et al., 2009b). Portanto, a condução de estudos integrados incluindo o mapeamento, petrografia e análises isotópicas dos carbonatos continentais quaternários da região do Pantanal Matogrossense, pode contribuir para sua reconstituição paleoambiental e entendimento dos fatores que levaram à sua gênese nas adjacências o Pantanal Matogrossense durante o Quaternário.

1.1. Objetivos

A presente tese de doutorado teve por objetivo principal investigar carbonatos continentais quaternários tardios expostos nas adjacências do Pantanal Matogrossense, analisando quais fatores foram mais influentes em sua gênese e evolução.

Objetivos específicos incluíram: 1. mapeamento dos corpos carbonáticos; 2. classificação dos tipos de depósitos carbonáticos e calcretes por meio da análise petrográfica; 3. estabelecimento da cronologia dos depósitos por meio de datações radiogênicas, integrando informações disponíveis na literatura com datação nova resultante do presente estudo; e 4. correlação estratigráfica entre os diferentes corpos carbonáticos que ocorrem isolados na região de estudo.

1.2. Área de estudo

As áreas de estudo localizam-se nas adjacências do Pantanal Matogrossense, estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, no Centro-Oeste do Brasil, onde existem várias exposições de carbonatos continentais (Figura 1.2.1 e Anexo A). Essas ocorrências incluem os carbonatos do Pantanal do Miranda (BOGGIANI et al., 1995; BOGGIANI et al., 1998); da Serra da Bodoquena (ALMEIDA, 1945; BOGGIANI et al., 2002; SALLUN FILHO, 2005; OLIVEIRA et al., 2008a), do platô Corumbá-Ladário (ALMEIDA, 1945); e da serra das Araras (ALMEIDA, 1954; CORRÊA, 2006). As cidades onde se localizam as ocorrências dos carbonatos estudados são Bonito, Jardim e Bodoquena, na Serra da Bodoquena; Miranda, no Pantanal do Miranda; Corumbá e Ladário, no platô de Corumbá-Ladário; e Cáceres, Poconé e Porto Estrela, na serra das Araras (Anexo A).

Figura 1.2.1: Localização das áreas de estudo na região do Pantanal Matogrossense e suas adjacências. Base SRTM: USGS, 2006); Áreas de ocorrências: BOGGIANI; COIMBRA, 1995; ANJOS et al., 2000) SALLUN FILHO, 2005), CORRÊA et al., 2011). Consultar Anexo A para maiores detalhes.

1.3. Geomorfologia e clima

A Bacia do Pantanal compreende uma área deprimida de 135.000 km² da bacia hidrográfica do Alto Rio Paraguai. As altitudes na planície do Pantanal variam de 80 a 200 m, enquanto nos planaltos chegam a mais de 1000 m.

Quatro macro-unidades de relevo estão presentes na Bacia do Pantanal e suas adjacências: planalto, serra e planície aluvial (PINTO et al., 1988). O planalto da Bodoquena (ALVARENGA et al., 1982) ou serra da Bodoquena (ALMEIDA, 1965) constitui um conjunto de elevações orientadas na direção N-S, com relevo dissecado, característico de regiões cársticas (ALVARENGA et al., 1982; SALLUN FILHO, 2005; SALLUN FILHO et al., 2009a). Os planaltos de Urucum e Amolar são áreas elevadas que podem atingir 1000 m de altitude, por vezes com feições geomorfológicas semelhantes a serras, associadas à Faixa Paraguai, em meio à Bacia do Pantanal (ALVARENGA et al., 1982). A Província Serrana (ALVARENGA et al., 1982) destaca-se como a principal unidade geomorfológica da região, estendendo-se por mais de 300 km desde o norte do Pantanal até o planalto dos Parecis. Caracteriza-se por um conjunto de serras estruturadas em anticlinais ou sinclinais alçados, fortemente comprimidos, com altitudes de até 2000 m. Ergue-se topograficamente entre as áreas rebaixadas das depressões dos rios Paraguai e Cuiabá, a oeste e a leste respectivamente, onde as altitudes raramente superam 400 m (LUZ et al., 1978). Ocupando a maior área dentro da Bacia do Pantanal, a Planície Aluvial é constituída por uma área de abatimentos tectônicos, que recebe os sedimentos oriundos das serras e planaltos (ASSINE, 2003). A presença de rios meandrantés, lagos e lagoas, controla a sedimentação e mantém a área plana, com cotas altimétricas que dificilmente superam 100 m.

O clima do Pantanal Matogrossense e adjacências é classificado como tropical megatérmico, com inverno seco e verão chuvoso (Koppen Awa). De acordo com classificação climática baseada em evaporação e umidade relativa do ar, o clima da área de estudo é subúmido (SOTO et al., 2006). O clima regional caracteriza-se pela atuação de sistemas tropicais, em conjunto com a monção sul-americana de verão. O sistema convectivo da monção Sulamericana de verão é movido pela umidade vinda da bacia amazônica (RAO et al., 1996), sendo seu máximo de atividade decorrente da zona de convergência do Atlântico Sul (ZACS), que concentra as chuvas. A circulação atmosférica é tipicamente anticiclônica, divergente em altos níveis e convergente em baixos níveis, com células ascendentes nos continentes e descendentes nos oceanos (VERA et al., 2006; SAITO DE PAULA, 2012).

A temperatura é condicionada pela posição geográfica (continentalidade) e pelo relevo (altitude), com temperaturas elevadas em áreas baixas e temperaturas baixas em áreas elevadas. A influência de frentes frias vindas do sul são capazes de aumentar, momentaneamente, a umidade na região (VERA et al., 2002), além de ocasionar quedas abruptas de até 30°C em menos de 12 horas (SAITO DE PAULA, 2012). Em geral, as temperaturas são amenas no inverno, com médias de 22°C, e altas no verão, com médias de 27,5°C (SORIANO, 2000). A pluviosidade é reduzida quando comparada com o restante da região Centro-Oeste, chegando até 900 mm (SORIANO, 2000).

1.4. Geologia regional

Os depósitos estudados desenvolveram-se, e no caso das tufas ainda se desenvolvem, sobre rochas carbonáticas neoproterozóicas dos grupos Corumbá e Araras, as quais ocorrem na forma de cobertura cratônica deformada, a sul, leste e norte da Bacia do Pantanal, na Faixa de Dobramentos Paraguai (Figura 1.4.1).

Figura 1.4.1 – Mapa geológico esquemático da Faixa Paraguai, modificado de BOGGIANI et al., 2004 e USGS, 2006.

A Faixa Paraguai é uma faixa de dobramentos curvilínea, com aproximadamente 2.500 km de comprimento, que bordeja o Crato Amazônico (a norte) e o Bloco Rio Apa (a sul) (Figura 1.4.1). Ela se estende na direção N-NE, desde a região do rio das Mortes, no Mato Grosso, até as adjacências da capital Cuiabá. Dali, inflexiona para a direção N-S, e aflora pontualmente na serra do Amolar na cidade de Corumbá, de onde se estende para a serra da Bodoquena, e dali para o território paraguaio (ALMEIDA, 1945; ALMEIDA, 1954; ALVARENGA et al., 1993; BOGGIANI et al., 1993). Os carbonatos neoproterozóicos afloram na serra das Araras, (Formação Araras) (ALVARENGA et al., 2009), e na Serra da Bodoquena (Grupo Corumbá) (BOGGIANI et al., 1993). No Paraguai, esses carbonatos são associados ao Grupo Corumbá, embora recebam a denominação própria de Grupo Itapucumi (CAMPANHA et al., 2010; WARREN et al., 2011). Rochas carbonáticas neoproterozóicas estão expostas, ainda, na Bolívia, onde são representadas pelo Grupo Murciélagos (LITHERLAND et al., 1989), provável continuação lateral do Grupo Corumbá.

Estruturalmente, pode-se delimitar a Faixa Paraguai em três porções (ALVARENGA; TROMPETTE, 1993) dispostas paralelamente, com elevação do metamorfismo de leste para oeste: 1. o Domínio Cratônico, com acamamentos horizontalizados ou pouco deformados por tectônica rúptil (falhas normais); 2. a Zona Externa, com dobras abertas interceptadas por falhas inversas e com metamorfismo de muito baixo grau; e 3. a Zona Interna, composta por dobras fechadas, inversas e isoclinais, com metamorfismo de baixo grau (ALVARENGA; TROMPETTE, 1993).

No contexto litológico, a Faixa Paraguai pode ser subdividida em três grandes unidades (Figura 1.4.1). A primeira unidade, basal, é composta por metassedimentos pelíticos turbidíticos do Grupo Cuiabá e diamictitos da Formação Puga, que aflora nos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. A segunda unidade é composta por metacarbonatos dos grupos Corumbá e Araras, aflorantes nos estados de Mato Grosso do Sul e Mato Grosso, respectivamente. A terceira unidade, superior, é composta de folhelhos e arenitos continentais inseridos no Grupo Alto Paraguai (Figura 1.4.1) (ALVARENGA; TROMPETTE, 1993; BOGGIANI; ALVARENGA, 2004; ALVARENGA et al., 2009).

Na região de Corumbá, afloram formações ferríferas e manganíferas sobre conglomerados do Grupo Jacadigo (FREITAS, 2010). No Paraguai, extremo sul do Bloco Rio Apa, ocorrem carbonatos do Grupo Itapucumi (CAMPANHA et al., 2010). Adicionalmente, granitóides pós-tectônicos (pós Ciclo Brasileiro) estão expostos alinhados no flanco leste da Faixa Paraguai (GODOY et al., 2007).

Dentre as rochas proterozóicas, as mais relevantes para o presente estudo, por serem fontes dos sedimentos que compõem os depósitos carbonáticos continentais na serra da Bodoquena e no platô Corumbá-Ladário, ocorrem no Grupo Corumbá, de idade ediacarana, (BOGGIANI et al., 1993). Na serra das Araras, o Grupo Araras, que não apresenta continuidade comprovada com o Grupo Corumbá, também teria sido formado no Proterozóico (LUZ et al., 1978; ALVARENGA et al., 2009). Rochas deste grupo são responsáveis por prover o carbonato, a partir de suas rochas carbonáticas calcíticas e dolomíticas, para os depósitos carbonáticos continentais quaternários (CORRÊA, 2006; CORRÊA et al., 2011).

Em contato direto com as rochas do Neoproterozóico, ocorrem carbonatos continentais da Formação Xaraiés, tanto relacionados ao Grupo Corumbá, a sul, quanto ao Grupo Araras, a norte (ALMEIDA, 1945; ALMEIDA, 1954). Estes depósitos são compostos por um nível basal de calcretes dos tipos pedogenético e freático, que são sobrepostos por tufas micríticas (micrito inconsolidado) contendo grande quantidade de gastrópodes (SALLUN FILHO, 2005; UTIDA, 2009). Por fim, ocorrem tufas fitohermais em barragens e cachoeiras (SALLUN FILHO, 2005; OLIVEIRA et al., 2008b; OLIVEIRA, 2009; OLIVEIRA et al., 2009c). Já na Bacia do Pantanal, ocorrem lentes carbonáticas do Pantanal do Miranda (BOGGIANI; COIMBRA, 1995; OLIVEIRA et al., 2009b), que apresentam semelhanças químicas, paleontológicas e petrográficas com a fácies micrítica intermediária da Formação Xaraiés (OLIVEIRA et al., 2009a).

Em sua porção central, a Faixa Paraguai é encoberta por depósitos cenozóicos da Bacia do Pantanal, uma bacia tectonicamente ativa na atualidade (GESICKI et al., 1998). Ela apresenta preenchimento resultante da erosão dos planaltos adjacentes (ASSINE, 2003), sendo composta por depósitos sedimentares que atingem até 413 m de espessura no depocentro (WEYLER, 1962). A Bacia do Pantanal é do tipo *back bulge*, tendo sido ativada devido à orogenia andina no final do Plioceno (USSAMI et al., 1999; SHIRAIWA et al., 2001; PREZZI et al., 2009). A

ativação do sistema *bulge* teve início com soerguimento regional, possivelmente responsável pela erosão da cobertura paleozóica, mesozóica e cenozóica (até o fim do Plioceno). Neste contexto, a serra da Bodoquena (SALLUN FILHO, 2005), o platô Corumbá-Ladário, e a extremidade sul da serra das Araras são vestígios deste soerguimento.

1.5. Carbonatos continentais nas adjacências do Pantanal

Nos domínios do Pantanal, no que se refere a depósitos carbonáticos quaternários, destacam-se calcretes de Corumbá (ALMEIDA, 1945), serras da Bodoquena (OLIVEIRA et al., 2008a) e Araras, lentes carbonáticas associadas a depósitos aluvionares do Pantanal do Miranda (BOGGIANI; COIMBRA, 1995), e tufas das serras das Araras (LUZ et al., 1978; CORRÊA, 2006) e da Bodoquena (ALMEIDA, 1945; ALMEIDA, 1965; NOGUEIRA et al., 1978; BOGGIANI; COIMBRA, 1995; BOGGIANI et al., 2002; UTIDA et al., 2007; OLIVEIRA et al., 2008b; SALLUN FILHO et al., 2009a). No Paraguai, nas áreas de exposição de rochas carbonáticas do Grupo Itapucumi, ocorrem também depósitos carbonáticos continentais do Quaternário, denominados *Xaraiés-Stufe* (PUTZER, 1962).

2. CARBONATOS CONTINENTAIS

Carbonatos continentais são registrados em ampla variedade de sistemas deposicionais e diagenéticos. As ocorrências modernas incluem depósitos de menor porte, como os que geram tufas e oncólitos, e ocorrências de grande porte, como pântanos, cavernas, rios e lagos.

Ao contrário dos carbonatos marinhos, os carbonatos continentais são mais reconhecidos no registro geológico a partir do Devoniano, quando as plantas terrestres se expandiram e, assim, passaram a acelerar os processos de intemperismo em ambientes continentais (ALONSO-ZARZA; TANNER, 2009a).

Neste capítulo, são apresentadas discussões sobre a gênese de carbonatos continentais, com o intuito de relacionar as diferentes fácies de carbonatos continentais com ambientes de sedimentação.

2.1. Gênese dos carbonatos continentais

Os carbonatos continentais são formados por uma combinação de processos físico-químicos e biológicos em águas saturadas em íons de carbonatos, principalmente os de cálcio, nos quais a liberação de CO_2 é o processo responsável pela precipitação do CaCO_3 . A formação dos depósitos dá-se, muitas vezes, pela presença de colônias de organismos microbianos (bactérias e cianobactérias). Estas formam biofilmes capazes de atrair, por diferença de cargas eletrostáticas, microcristais de CaCO_3 (EMEIS et al., 1987). Assim, atribui-se a formação de carbonatos continentais a um conjunto de processos físicobioquímicos cíclicos (WRIGHT; TUCKER, 1991; FORD et al., 1996; ALONSO ZARZA, 2003). Estes são responsáveis pela precipitação e incrustação que resulta na formação de depósitos carbonáticos de extensões variadas, muitas vezes associados à atividade biológica e às características do meio físico em que se formam.

Devido à relação entre tais depósitos e as características climáticas no momento de deposição (ANDREWS, 2006), carbonatos continentais tropicais, como os aqui estudados, devem ser analisados sob ótica específica (PEDLEY et al., 1996; CARTHEW et al., 2003; CARTHEW et al., 2006). Isto porque a proliferação biológica e a deposição do carbonato são diretamente afetadas e intensificadas pela manutenção, durante todo o ano, de temperatura média e disponibilidade hídrica elevadas.

2.1.1. Geoquímica do carbonato de cálcio

Dentre os tipos carbonáticos continentais, tufas, carbonatos lacustres e espeleotemas destacam-se por serem os que menos dependem de condições ambientais especiais para formação, sendo encontrados em todo tipo de clima. Estes contrastam com calcretes e carbonatos palustres, que se formam mais comumente em associação com clima árido e semi-árido (TUCKER, 1990; WRIGHT; TUCKER, 1991), além de travertinos associados a fontes hidrotermais, com águas aquecidas a pelo menos 40°C (CHAFETZ et al., 1984; TUCKER, 1990; PENTECOST et al., 1994).

Conceitualmente, a gênese de carbonatos continentais está vinculada com a rocha-fonte dos íons de carbonato de cálcio e o mecanismo de precipitação. A

primeira envolve fatores como pureza da rocha fonte, abundância hídrica e relevo na fonte. Já a precipitação do carbonato depende de fatores como relevo na área de deposição, estruturas regionais (que podem influenciar a energia dos cursos d'água), abundância hídrica e clima (CHAFETZ; FOLK, 1984; TUCKER, 1990).

A dissolução de carbonato de cálcio depende de fatores físicoquímicos, como pressão de $\text{CO}_{2(g)}$ (idealmente elevada), temperatura (idealmente baixa) e pH (idealmente baixo). A combinação destes fatores gera uma solução capaz de dissolver o carbonato de cálcio de rochas carbonáticas pré-existentes. Se as condições geomorfológicas e hídricas forem favoráveis, os íons resultantes desta dissolução serão transportados. No caso de carbonatos continentais depositados em rios, nascentes e lagos, estes próprios corpos d'água encarregam-se de dispor os fatores de dissolução (SUGUIO, 1980; DEAN, 1981; FORD et al., 1989; TUCKER, 1990; TUCKER, 2001). Já a precipitação de carbonato de cálcio está associada a outra conjunção de fatores físicoquímicos: temperaturas da superfície (idealmente entre 10 °C e 30 °C), pressões baixas (idealmente superficiais, 1 bar), pH básico, além de íons de cálcio (Ca^{2+}) e moléculas dióxido de carbono ($\text{CO}_{2(g)}$) em solução. Este conjunto de fatores desestabiliza o estado de equilíbrio da solução em questão, ocasionando a precipitação de carbonato de cálcio (CaCO_3) (SCHOLL et al., 1964; CHAFETZ; FOLK, 1984; EMEIS et al., 1987; FORD; WILLIAMS, 1989; TUCKER, 1990; FORD; PEDLEY, 1996; CASTANIER et al., 1999; TUCKER, 2001). No caso dos carbonatos de água doce, a perda do $\text{CO}_{2(g)}$ é o fator fundamental para a precipitação de carbonato de cálcio ($\text{CaCO}_3 (s)$), já que a molécula de ácido carbônico ($2\text{HCO}_3^{\ominus} (aq)$) é altamente instável (CHEN et al., 2004; CARTHEW et al., 2006), form. (2.1.1.1).

A liberação do $\text{CO}_{2(g)}$ em água doce pode ser induzida por simples turbulência. Esta pode se dar por: precipitação mecânica, quando gerada pela passagem de fluxo d'água sobre corredeira ou cascata, ou por precipitação bioinfluenciada, quando resultante da atividade de bactérias, algas, cianobactérias e plantas, que liberam $\text{CO}_{2(g)}$ em decorrência de suas atividades metabólicas (SCHOLL; TAFT, 1964; BUCCINO et al., 1978; FORD, 1989; ROBBINS et al., 1992; RIDING, 2000; ARENAS-ABAD et al., 2007). Tal reação se vale da instabilidade da

molécula 2HCO_3^- (aq) e presença de Ca^{2+} livre na solução (SCHOLL; TAFT, 1964; FORD, 1989; CASTANIER et al., 1999; CHEN et al., 2004). Como consequência desta reação, temos a formação de uma molécula de água, uma de CaCO_3 e uma de CO_2 (g), form. (2.1.1.2).

2.1.2. Classificação

As principais classificações para as rochas carbonáticas são de Folk (1959) e Dunham (1962) (Figura 2.1.2.1), complementada por Embry e Klovan (1971) (Figura 2.1.2.2).

Os componentes do calcário estavam, soltos durante a deposição (grãos)				Os componentes do calcário já cresceram interligados (edifício bioconstruído ou bioinduzido)
Contém lama		Não contém lama		
É sustentado pela lama		É sustentado pelos grãos		
Possui menos de 10% de grãos	Possui mais de 10% de grãos			
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE

Figura 2.1.2.1 – Classificação de carbonatos proposta por DUNHAM, 1962).

ALÓCTONE		AUTÓCTONE		
Componentes originais não foram depositados organicamente		Componentes originais foram organicamente formados		
>10% dos grãos > 2mm		por organismos que formam ramificações	por organismos que encrustam e aprisionam partículas	por organismos que controem edifício rígido
Matriz-suportada	Suportada por grãos > 2 mm			
Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Binstone	Framestone

Figura 2.1.2.2 – Classificação de carbonatos proposta por Embry e Klován (1971)

O primeiro critério de classificação é se a rocha é sustentada por matriz (lama carbonática) ou arcabouço (grãos carbonáticos). Caso a rocha seja sustentada pela lama carbonática, possuindo menos de 10% de grãos transportados, a rocha é denominada *mudstone*, e caso possua mais de 10% de grãos, *wackestone*. Rocha sustentada pelo arcabouço recebe o nome de *packstone*, quando ainda há presença de lama carbonática nos interstícios (matriz), ou *grainstone*, quando não há lama mias lama no espaço intersticial (DUNHAM, 1962). Rochas bioconstruídas ou bioinduzidas, cujos componentes carbonáticos foram originados conjuntamente, correspondem a *boundstone* (DUNHAM, 1962).

Para a classificação das tufas, Ford e Pedley (1996) publicaram uma proposta baseada nas classificações de Dunham (1962) e Embry e Klován (1971) (Quadro 2.1.2.1), que leva em conta inclusões biogênicas, ambiente de formação e definições petrográficas e sedimentológicas. Para isto, eles fizeram uma compilação de outros sistemas de classificação (BUCCINO et al., 1978; ORDOÑEZ et al., 1983; BRANCACCIO et al., 1986; PEDLEY, 1990). Sendo assim, trata-se de uma classificação generalizada, passível de aplicação em qualquer tipo de depósito, o que explica o fato de vir a ser a mais aplicada ultimamente.

Quadro 2.1.2.1 – Classificação de tufas (FORD; PEDLEY, 1996).

Alóctone		Autóctone
Tufa Microdetritica	Tufa Macrodetritica	Tufa Fitothermal
Suportado pela matriz		Suportado pelos clastos
Tufa Micrítica	Tufa Oncoidal e Cyanólita	<i>Boundstone</i> Camadas de micrita e pelóides (tipo estromatolítico)
Tufa Peloidal		<i>Microherm</i> Microhermal, forma de colônias de bactérias
Tufa Sapropelítica (rica em restos orgânicos)	Tufa Fitoclástica	<i>Framestone</i> Forma de coral, com macrófitas recobertas e cimento micrítico
Tufa Litoclástica (rica em restos inorgânicos)	Tufa Litoclástica	
Lime Mudstone	Wackee/Packstone Grainstone	Boundstone

2.2. Tipos de carbonatos continentais

Considera-se carbonato continental qualquer tipo formado por precipitação de carbonato de cálcio e cálcio/magnésio sob influência de águas de origem estritamente continental (ALONSO-ZARZA; TANNER, 2009a). Tal critério é fundamental, uma vez que depósitos continentais podem ser interpretados como marinhos se não forem observadas as características sedimentológicas e paleontológicas dos ambientes continentais. Assim, a identificação de fósseis (p.e., caráceas, ostrácodes, gastrópodes e bivalves) e fácies específicas possibilitam a interpretação de ambientes carbonáticos continentais.

Águas enriquecidas em íons de carbonato de cálcio em contexto continental permitem a formação de diversos depósitos, classificados de acordo com a litologia. Assim, consideram-se os seguintes grupos de carbonatos continentais (ALONSO-ZARZA; TANNER, 2009a): fluviais, lacustres, palustres, nascentes, calcretes e espeleotemas (Figura 2.2.1). Os quatro primeiros são formados diretamente pelo fluxo e/ou presença de águas na superfície, enquanto os dois últimos estão associados a processos diagenéticos devido à ação de águas meteóricas a partir da circulação de água carbonatada no substrato. Estes carbonatos serão descritos a seguir, exceto os espeleotemas, devido à necessidade de aplicação de técnicas

analíticas específicas (análises geoquímicas e isotópicas sequenciais), e ausência de coleta de material pela dificuldade de acesso às ocorrências.

Figura 2.2.1: Diagrama de ambientes deposicionais de carbonatos continentais. Modificado de Arenas-Abad et al. (2010).

2.2.1. Carbonatos fluviais

Carbonatos fluviais variam de fluviais a fluvio-lacustres (ARENAS-ABAD et al., 2009). Estes são diferenciados dos carbonatos de nascente por serem formados em temperaturas similares às de superfície, com águas de origem meteórica (PENTECOST; VILES, 1994). Carbonatos fluviais são chamados de tufa, que já inclui interpretação genética (FORD; PEDLEY, 1996). É comum encontrar autores que chamam carbonatos fluviais de travertinos (PENTECOST, 1995; PENTECOST, 2005), pelo fato de ser uma denominação histórica. Outros preferem utilizar a classificação textural de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971) (FORD; PEDLEY, 1996; ARENAS-ABAD et al., 2007).

Fatores externos determinam os tipos de depósitos carbonáticos fluviais. Assim, a tectônica regional influencia a topografia, o clima a taxa de dissolução. A precipitação e o embasamento, por sua vez, influenciam o fornecimento de carbonato de cálcio. Fatores internos também influenciam os tipos de carbonatos fluviais, como por exemplo: fácies de talos incrustados (Figura 2.2.1.1 – A), formado por alta concentração de íons de carbonato de cálcio na água e rápida degasificação; ou fácies detríticas, resultantes de transporte de fragmentos carbonáticos, devido à baixa concentração de íons de carbonato de cálcio na água (Figura 2.2.1.1 – B).

Figura 2.2.1.1: Carbonatos fluviais. A – *Framestone* de carófitas, Monasterio de Piedra, Espanha, formados como depósito de talus incrustado; B – *Rudstone* de carófitas, em Krka, Croácia, formado por transporte de fragmentos carbonáticos.

2.2.2. Carbonatos lacustres

Os lagos carbonáticos podem ser: fechados, com aporte hídrico fluvial e volume controlado pela relação chuva/evaporação; abertos, com aporte hídrico fluvial e margens estáveis; e balanceados, com ou sem aporte hídrico, e margens oscilantes. Lagos carbonáticos são encontrados em diferentes situações climáticas e regimes tectônicos (GIERLOWSKI-KORDESCH, 2009; FLÜGEL, 2004).

Apesar da menor diversidade biológica, grande parte do carbonato precipitado em lagos é biologicamente induzida, não havendo analogia direta para o mesmo processo em ambientes marinhos (TUCKER, 1990). Os fatores de formação são os mesmos de lagos siliciclásticos, podendo ser resumidos em hidrologia, aporte sedimentar e clima. A hidrologia condiciona o volume de água do lago, devido ao aporte superficial, pluvial e subterrâneo. O aporte sedimentar está intimamente ligado à erosão da rocha fonte (ALONSO ZARZA et al., 2000). Por fim, o aporte subterrâneo é o maior transportador de íons carbonáticos para o sistema lacustre, uma vez que o enriquecimento de águas subterrâneas é maior que o de águas superficiais, devido a condições particulares de temperatura (mais elevada) e de contato (direto e sem interferência) com a rocha fonte (TUCKER, 1990; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2009).

Diferentemente dos demais sistemas carbonáticos continentais, lagos carbonáticos apresentam três processos de deposição importantes: concentração por evaporação, mediação biogênica e aporte clástico (GIERLOWSKI-KORDESCH,

2009). Além disso, pode haver a acreção direta de bioclastos de carbonato de cálcio, ocasionada por invertebrados que vivem nos lagos e secretam conchas (TUCKER, 1990).

2.2.3. Carbonatos palustres

Carbonatos palustres ocorrem no entorno de corpos d'água com baixa energia, como lagos e áreas específicas de sistemas fluviais e aluviais, em porções que são umedecidas por pouco tempo. Nestas condições, é abundante o registro biológico, dominado por algas carófitas, moluscos e ostracodes (ALONSO ZARZA, 2003). Deposição próxima às condições subaéreas promove a associação de carbonatos lacustres com gretas de ressecamento e horizontes de solo, sendo que à medida que os processos pedogenéticos avançam, eles se tornam mais semelhantes a calcrete (Figura 3.2.3.1). Por essa razão, estes carbonatos foram originalmente classificados como paleossolos sobre sedimentos carbonáticos lacustres (PLATT, 1989; GARCIA et al., 1992). O reconhecimento da origem do sedimento micrítico primário é importante na classificação de carbonato palustre (FREYTET et al., 2002), possibilitando sua distinção de calcretes.

Figura 2.2.3.1 – Características principais de fácies palustres, lacustres e calcretes. Traduzido de ALONSO ZARZA, 2003.

O clima e a tectônica são os principais controladores da sedimentação palustre, sendo intimamente relacionados devido à fragilidade do ambiente deposicional palustre (ALONSO ZARZA, 2003; ALONSO-ZARZA et al., 2009d). O clima afeta a deposição de carbonatos devido ao controle hídrico, fazendo com que haja oscilações do nível d'água com o aumento ou diminuindo da precipitação. Já a tectônica afeta os sistemas palustres, modificando o gradiente topográfico da região do corpo hídrico e definindo as áreas mais propícias à sua formação, bem como controlando o aporte sedimentar (ALONSO ZARZA, 2003; ALONSO-ZARZA; WRIGHT, 2009d).

2.2.4. Carbonatos de nascentes

Carbonatos de nascentes são gerados a partir da precipitação em águas com temperaturas superiores às da superfície. De fontes com temperatura pouco superior a da superfície a termais, estes carbonatos também são conhecidos como

travertinos (Figura 2.2.4.1). Esses depósitos podem ser pequenos e restritos ao local da nascente, ou apresentarem centenas de metros de extensão, como os depósitos de Pamukkale, Turquia (PENTECOST, 1995; ÖZKUL et al., 2010). Em outros casos, mais raros, os carbonatos de nascentes podem se formar abaixo do nível d'água em lagos, construindo torres ou *pinnacles* como as do lago Mono, EUA (SCHOLL; TAFT, 1964; PENTECOST, 2005). Apesar das diferentes proporções, os controles de precipitação deste tipo de carbonato são os mesmos dos demais, i.e., variações de temperatura, de pressão de CO₂, e influência biológica. Formas de vida associadas aos carbonatos de nascente são cada vez mais estudada, uma vez que em nascentes ativas é possível acompanhar o desenvolvimento de comunidades biológicas extremófilas, bem como a relação destas com este ambiente inóspito e com os mecanismos de precipitação de carbonatos (JONES et al., 2009).

Figura 2.2.4.1: Principais morfologias de travertinos. A – *Pinnacles* e *Mounds*; B – *Fissure ridge*; C – Cascatas; D – Barragens; E – Crosta de canal com oncóides; F – Crosta lacustre com oncóides; G – *Mound* palustre; H – Incrustações palustres; I – Rudito cimentado (sem escala). Modificado de Pentecost, 1995.

2.2.5. Calcretes

Tratados inicialmente como rocha sedimentar, calcretes não são depositados, mas formados por processos que tendem a transformar a matriz e o arcabouço carbonático em cimento. Existem dois tipos de calcretes: pedogênico e freático. Calcretes pedogênicos formam-se em perfis de solo acima do nível freático, onde a umidade oriunda de evaporação passa a dissolver e permitir re-precipitação do material carbonático disperso no solo. Calcretes freáticos formam-se da cimentação

dos estratos carbonáticos em contato com a interface freático/vadosa, sendo suscetível à dissolução e re-precipitação mais intensas que o tipo pedogênico. Isto ocorre porque este último pode ser diretamente banhado pelas águas do lenço freático e não apenas pelo vapor proveniente do mesmo (WRIGHT; TUCKER, 1991; ALONSO ZARZA, 2003). A formação de calcretes é dependente dos processos de evaporação, sendo mais comuns em áreas áridas e semiáridas, onde a evaporação é maior do que a precipitação (WRIGHT; TUCKER, 1991; ALONSO ZARZA, 2003; ALONSO-ZARZA et al., 2009c).

2.3. Datação de carbonatos continentais

Os principais métodos utilizados para o estabelecimento de idades absolutas em carbonatos continentais são o radiocarbono (^{14}C) e a curva de decaimento $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. A datação de carbonatos continentais pode gerar erros, devido ao efeito do carbono residual da água ou da área fonte, que torna as idades mais velhas do que realmente são. O método $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ tem sido utilizado com sucesso na datação de espeleotemas (AULER; SMART, 2001; CRUZ et al., 2009). O sucesso deste método depende de amostras de carbonato sem contaminação com materiais detríticos que poderiam acrescentar isótopos externos à análise. A aplicação deste método em carbonatos continentais é restrita à ocorrência de cimento calcítico puro. Mesmo com esta restrição, bons resultados vem sendo obtidos com tufas (AULER; SMART, 2001; GARNETT et al., 2004; CORRÊA et al., 2011), travertinos (SIERRALTA et al., 2009) e, até mesmo, calcretes (CANDY et al., 2005).

A combinação de datação utilizando-se vários métodos pode diminuir erros ocasionados por contaminação, que podem aparecer na análise de carbonatos continentais. Além de problemas de contaminação, os limites de datação para ^{14}C , de ~ 40.000 anos e para $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ de ~ 600.000 anos podem representar um obstáculo em depósitos mais antigos (ALONSO-ZARZA; TANNER, 2009b).

2.4. Análise isotópica (C e O) de carbonatos continentais

O uso de carbonatos continentais para obtenção de informações paleoclimáticas locais e globais tem sido crescente (FAIRCHILD; MCMILLAN, 2007; BRASIER et al., 2010; DOMÍNGUEZ-VILLAR et al., 2011). No Brasil, estudos paleoclimáticos utilizando espeleotemas (CRUZ et al., 2005; CRUZ et al., 2006;

CRUZ et al., 2007; CRUZ et al., 2009) e tufas (AULER; SMART, 2001) tem permitindo reconstituir variações climáticas durante o último terço do Quaternário.

O carbono possui três isótopos (^{12}C , ^{13}C e ^{14}C), sendo o mais abundante o ^{12}C . A taxa de decaimento dos isótopos de carbono ($^{14}\text{C} \rightarrow ^{13}\text{C}$ e ^{12}C) é tal que, em depósitos de mais de 50 mil anos, não existe mais ^{14}C . O fracionamento isotópico do carbono ocorre durante a transformação do CO_2 da atmosfera em HCO_3^- dissolvido ou precipitado em conjunto com íons de Ca^{2+} nas águas. A contribuição dos seres fotossintetizantes, que resulta em fracionamento cinético, favorece o acúmulo de ^{12}C na matéria orgânica e assim torna a água mais rica em ^{13}C . (TALBOT et al., 2000; HOEFS, 2009; PAZ, 2005).

Em sistemas lacustres, a composição isotópica de C varia de acordo com: a produtividade do lago; a estratificação da lâmina de água; a atividade microbiológica, composição geológica da área fonte; a vegetação da área de captação; e a taxa de degasificação de CO_2 na interface água-ar (TALBOT et al., 1990; TALBOT, 1990; TALBOT; LÆRDAL, 2000; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2009). Durante períodos de cheia, processos como maior respiração do lago, elevado consumo de matéria orgânica, alto soterramento de carbono orgânico, maior influxo de águas fluviais diluídas (C mais leve), baixa troca de gás carbônico com a atmosfera e menor participação do gás carbônico metanogênico na formação do carbono orgânico total dissolvido na água do lago, ocasionam $\delta^{13}\text{C}$ mais negativo do que em períodos em que o nível do lago está mais baixo (TALBOT; KELTS, 1990; TALBOT, 1990; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2009; PAZ, 2005).

No caso do oxigênio, também existem três isótopos (^{16}O , ^{17}O e ^{18}O). O ^{16}O é o mais abundante, perfazendo 99% do oxigênio disponível na natureza. O oxigênio é fracionado por troca isotópica, durante as fases do ciclo hidrológico. O isótopo mais pesado (O^{18}) concentra-se nas fases residuais e, por efeito cinético, durante a fotossíntese, quando contribui com isótopos mais leves. Estes são produzidos durante a respiração (HOEFS, 2009; PAZ, 2005).

O $\delta^{18}\text{O}$ varia segundo a temperatura, o $\delta^{18}\text{O}$ da água onde o carbonato foi precipitado e o $\delta^{18}\text{O}$ das chuvas da região (ANDREWS, 2006). Durante períodos onde o nível do lago é alto, o $\delta^{18}\text{O}$ tende a se tornar mais negativo (menos O^{18}), devido ao aporte de águas empobrecidas em O^{18} . Já em períodos de seca onde

ocorre o rebaixamento do nível do lago por evaporação, o $\delta^{18}\text{O}$ é menos negativo (ou até positivo) devido à perda de ^{16}O por evaporação e concentração de ^{18}O nas águas restantes (águas residuais).

Os travertinos merecem atenção especial quando se analisa o seu conteúdo isotópico, uma vez este pode ser o único fator de sua distinção de tufas (PENTECOST, 1995; GANDIN et al., 2008). Esta distinção pode ser feita pelo fato de travertinos apresentarem valor médio mais positivo de $\delta^{13}\text{C}$, $\sim +3\text{‰}$, enquanto tufas não costumam apresentar valores positivos (salvo em tufas que se originam de águas de nascentes de travertinos, típicas na Itália (CAPEZZUOLI et al., 2004). Por outro lado, o $\delta^{18}\text{O}$ tende a variar muito, de $\sim -4\text{‰}$ a -30‰ , dependendo da evaporação e resfriamento das águas e consequente perda de ^{16}O , além da residência da água no sistema.

No caso de calcretes, interpretações paleoclimáticas também podem ser feitas. A evaporação é o principal fator de fracionamento isotópico (e de formação da rocha) dos calcretes, sendo que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são pouco negativos, refletindo o clima árido que caracteriza a formação deste tipo de rocha (ALONSO ZARZA, 2003).

2.5. Carbonatos continentais no Brasil

Carbonatos continentais podem ser registrados em diversas localidades do território nacional, exceto região norte. Os primeiros estudos destas rochas no Brasil remetem à região nordeste, quando, no início do século 20, foram descritos os carbonatos da Formação Caatinga, norte da Bahia (BRANNER, 1910). Posteriormente, estes carbonatos, já famosos no mercado de rochas ornamentais (bege Bahia ou mármore Marta Rocha), foram caracterizados como calcretes (PENHA, 1994). Em Umbuzeiro (PB), Surubim (PE), Russas (CE) e Campo Formoso (BA), são registradas ocorrências de tufas ricas em fósseis de plantas (MUNIZ et al., 1971; DUARTE et al., 1980a; DUARTE et al., 1980b; CRISTALLI, 2006; CRISTALLI et al., 2007). Ainda no nordeste, tem-se o trabalho de geocronologia de Auller e Smart (2001), que utilizaram a série de desequilíbrio U/Th para a determinação de idades de precipitação de tufas entre 10300 e 8900 anos A.P. no vale do rio Salitre (BA) (AULER; SMART, 2001). Outras ocorrências foram identificadas com base em

métodos geofísicos, radar de penetração no solo (GPR), em Olho D'água da Bica e Quixeré (CE) e Apodi (RN), na Bacia Potiguar (REYES-PÉREZ et al., 2003).

Nas regiões sul e sudeste, diversas ocorrências de calcretes foram relacionadas com clima semi-árido/árido no Cretáceo da Bacia Bauru (MG/SP) (SUGUIO et al., 1980; BASILICI et al., 2009; FERNANDES et al., 2009; FERNANDES, 2010), no Paleógeno da Bacia de Taubaté (SP) (RICCOMINI et al., 1996) e na transição do Mioceno para o Pleistoceno da Bacia de Curitiba (PR) (CUNHA, 2011). Na Serra de André Lopes, no sul do Estado de São Paulo, tufas foram descritas com idades entre 10.194 e 3.375 anos A. P. (ALMEIDA et al., 2011). No século 19, tufas foram descritas no Estado de Minas Gerais (LUND, 1835 *apud* LUNA FILHO, 2007). Calcretes do Paleoceno foram descritos nos municípios de Itaboraí (SANT'ANNA et al., 2004), e calcretes do Pleistoceno foram descritos nos municípios de Cândido e Itaocara (LEAL et al., 2011), ambos no Estado do Rio de Janeiro. Por fim, nas bacias do Espírito Santo, Campos e Santos, ocorrências de carbonatos continentais, principalmente carbonatos lacustres e travertinos, vem sendo descritas em trabalhos relativos à exploração do petróleo da camada "Pré-Sal" (WRIGHT, 2012).

Na região centro-oeste concentra-se o maior volume de ocorrências de carbonatos continentais, com reconhecimento iniciado por Almeida (1945). Este autor registrou carbonatos continentais expostos nas regiões de Corumbá e Ladário, sendo denominados "tufos calcários", travertinos e conglomerados, inseridos na Formação Xaraiés. A seguir, essas litologias foram, também, descritas nas serras das Araras e da Bodoquena (ALMEIDA, 1954; ALMEIDA, 1965; LUZ et al., 1978; NOGUEIRA et al., 1978; TURCQ et al., 1987; Boggiani e Coimbra 1995; Boggiani *et al.* 1999; ANJOS; OKIDA, 2000; RIBEIRO et al., 2001). A denominação Xaraiés é também utilizada para carbonatos continentais do território paraguaio (PUTZER, 1962).), com idades de 2.150 anos A. P. e 5.200 anos A. P.. Quatro trabalhos de pós-graduação sobre os carbonatos continentais da Formação Xaraiés aprofundaram os conhecimentos: um doutorado sobre a geomorfologia e geoespeleologia da serra da Bodoquena, onde as ocorrências de carbonatos continentais aparecem descritas como tufas e tufas micríticas (SALLUN FILHO, 2005; SALLUN FILHO et al., 2007); uma dissertação de mestrado com enfoque geocronológico, que aborda os depósitos da serra das Araras (CORRÊA, 2006;

CORRÊA et al., 2007) uma dissertação de mestrado sobre paleontologia em depósitos carbonáticos continentais, também na serra da Bodoquena, onde foram estudados gastrópodes que ocorrem em carbonatos lacustres na Mineração Xaraés (UTIDA et al., 2007; UTIDA, 2009); e uma dissertação de mestrado sobre tufas e demais depósitos carbonáticos continentais na serra da Bodoquena (OLIVEIRA et al., 2008a; OLIVEIRA et al., 2008b; OLIVEIRA, 2009; OLIVEIRA et al., 2009a; OLIVEIRA et al., 2009b; OLIVEIRA et al., 2009c). Além disto, Sallun Filho *et al.* (2009a) apresentaram proposta de nova unidade estratigráfica para os carbonatos continentais da serra da Bodoquena, sugerindo que estes sejam denominados Formação Serra da Bodoquena, dadas as particularidades dos depósitos nessa área. Por fim, o trabalho sobre paleoclima e geocronologia no Holoceno da serra da Bodoquena foi apresentado por Sallun Filho *et al.* (2009b).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Este estudo baseou-se no mapeamento dos corpos de carbonato da Formação Xaraiés, com base na integração de dados de sensoriamento remoto e dados geológicos pré-existent, descrições de campo, coleta de amostras, e estudos laboratoriais.

3.1. Mapeamento geológico

Previamente aos trabalhos de campo, foram analisadas imagens do satélite Landsat 7 ETM+ [Path (225 a 227) Rows (70 a 75)] e o modelo digital de elevação (MDE) derivado do *Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM [S(15 a 23)W(54 a 60), versão SRTM3]. O objetivo foi mapear corpos de carbonatos nas áreas estudadas. As bandas das imagens Landsat ETM+, adquiridas entre Abril de 2000 e Abril de 2002, sempre nos meses de seca (Abril a Setembro), foram preferencialmente utilizadas em composições R1G2B3 (banda 1 em vermelho, banda 2 em verde e banda 3 em azul) e R3G4B5 (banda 3 em vermelho, banda 4 em verde e banda 5 em azul), compiladas, após realce de contraste das bandas, no software *ILWIS 3.8*. Os dados de elevação foram combinados, gerando-se um modelo digital de elevação (MDE) diretamente no software *Global Mapper 12*, no qual também foram inseridas as composições RGB geradas a partir das imagens ETM+. Os produtos desta operação foram dois MDEs, um revestido por uma composição R1G2B3 e outro por uma composição R3G4B5.

Para preparação dos trabalhos de campo, foram adicionados aos dois MDEs os mapas geológicos preexistentes, onde havia sido registradas ocorrências de carbonatos continentais (LUZ et al., 1978; ALVARENGA et al., 2004; ALVARENGA; TROMPETTE, 1993; ANJOS; OKIDA, 2000; SALLUN FILHO, 2005; SALLUN FILHO; KARMANN, 2007; CORRÊA et al., 2011). Em campo, as ocorrências foram mapeadas com auxílio de GPS (*Garmin Etrex Summit*), sendo os dados integrados às bases de dados dos projetos Carta Internacional ao Milionésimo (IBGE) e Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM). Após compilados, os mapas de cada uma das grandes áreas estudadas, serra das Araras (Anexo B-1 e B-2), platô Corumbá/Ladário e Pantanal do Miranda (Anexo C-1 e C-2) e serra da Bodoquena (Anexo D-1 e D-2), foram finalizados no software *Corel Draw X5*.

3.2. Análises em campo

Os trabalhos de campo objetivaram a validação do mapa geológico, bem como descrições geomorfológicas e sedimentológico-estratigráficas. A validação do mapa geológico derivado dos produtos orbitais consistiu na obtenção de coordenadas geográficas em campo com auxílio de GPS. Foi estudado um total de 89 afloramentos, distribuídos em quatro subáreas. O estudo sedimentológico-estratigráfico consistiu na descrição das características dos depósitos carbonáticos, incluindo composição granulométrica, e estrutural. As fácies sedimentares foram fotografadas e, quando possível, devidamente registradas em perfis litoestratigráficos, que também serviram de base para a localização de amostras para os estudos laboratoriais. A coleta de amostras visou tipos de carbonatos continentais distintos e derivados de diferentes níveis estratigráficos.

O registro dos afloramentos em campo foi orientado de acordo com o mapa de ocorrências gerado com os sensores remotos, bem como mapeamentos prévios produzidos por outros autores (LUZ et al., 1978; NOGUEIRA et al., 1978; ANJOS; OKIDA, 2000; SALLUN FILHO, 2005; CORRÊA, 2006).

3.3. Análises laboratoriais

3.3.1. Confeção e análise de secções delgadas

Foram confeccionadas secções delgadas para posterior descrições sob microscópio petrográfico. Para amostras friáveis, fez-se impregnação com resinas Epofor EX 401 e Epofor E 432, em vácuo de 400 milibars. As análises das lâminas foram feitas em microscópio Petrográfico Zeiss AXIOPLAN 2, no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc - USP), e em microscópio Olympus BX-40, na Sala de Aula de Microscopia do IGc - USP. A avaliação da granulação, mineralogia, constituintes terrígenos, estrutura interna, relação intergranular do material carbonático e biogênico, e a identificação de microorganismos, serviram para a classificação do tipo de carbonato continental e sua respectiva interpretação genética. Amostras selecionadas foram conduzidas ao Microscópio Eletrônico de Varredura LEO 440I, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) do IGc – USP, visando complementar as descrições das microfácies carbonáticas.

3.3.2. Classificação de microfácies

Para a classificação dos carbonatos, foram utilizadas as classificações de Dunham (1962) (Figura 2.1.2.1), e Embry e Klovan (1971) (Figura 2.1.3.2), complementadas pela classificação de Ford e Pedley (1996) para o caso das tufas (Quadro 2.1.2.1).

3.3.3. Análises isotópicas

As análises dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio foram obtidas de parcelas de 100 mg de amostra pulverizada e inserida em ampolas seladas. Posteriormente, estas foram dispostas em bandeja do tipo *Finningan Gas Bench II* (automatizada), acoplada ao espectrômetro de massa *DeltaPLUS Advantage*. Parte das amostras, tratadas no Laboratório de Tratamento de Amostras do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP), foi analisada no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do IGc - USP. Para análises de isótopos de C e O de calcretes do perfil realizado na escarpa de Corumbá-Ladário, que é a seção-tipo da Formação Xaraiés, foi utilizado o

Laboratório de Isótopos Estáveis do Núcleo de Estudos Geoquímicos (NEG – LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados em *per mil* (‰), com base no padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (Equações 3.3.4.1 e 3.3.4.2). A precisão para as análises é de cerca de 0,05‰ para o C e de 0,07‰ para o O.

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{amostra}} / ({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{padrão}} - 1] \times 1000 \quad \text{Eq.3.3.4.1}$$

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{amostra}} / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{padrão}} - 1] \times 1000 \quad \text{Eq.3.3.4.2}$$

3.3.4. Datações

Seis amostras de tufas, calcretes e carbonatos lacustres foram enviadas para datação por Urânio/Tório (U/Th), sendo quatro analisadas no Instituto de Ciências da Terra Jaime Almera (ESP) e duas no laboratório de geocronologia do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade de Minnesota (EUA). Os procedimentos seguidos foram os estabelecidos por Shen et al. (2002). Os equipamentos utilizados para as datações foram os espectrômetros de massa (ICP-MS) *Finnigan Elements* e *Finnigan Neptune*.

Os procedimentos analíticos para abertura de amostra e concentração de íons de U e Th iniciaram-se com a coleta de 0.2g de amostra (ou 0,1g se U > 1 ppm). Após dissolução com HNO_3 7N, a solução recebeu o *spike* (^{236}U - ^{233}U - ^{229}Th) e HClO_4 . Após homogeneização e secagem, iniciou-se a precipitação de Fe para concentração dos íons pesados e eliminação do Ca. Ao término deste processo, o precipitado resultante foi redissolvido com HNO_3 7N e seco. Em seguida, um triplo processo de dissolução e secagem foi executado utilizando-se HClO_4 , HNO_3 14N e HNO_3 7N, deixando a amostra em condições de ser introduzida nas colunas de troca aniônica. Para a separação de U e Th utilizou-se colunas pequenas, com aproximadamente 7 cm de comprimento. As colunas foram montadas com a resina SPECTRA/GEL® ION EXCHANGE Ix8, previamente limpas com água deionizada, HNO_3 14N e HNO_3 7N. Em sequência, iniciou-se o processo de separação de U e Th propriamente, com a colocação da amostra adicionada a HNO_3 7N e o consequente esvaziamento das colunas. A coleta de Th ocorreu após a adição de HCl 6N. Já a coleta de U foi feita após a adição de água deionizada no mesmo sistema. Finalizada a coleta de U e Th, HClO_4 foi adicionado aos concentrados, que

foram novamente dissolvidos com HClO_4 e depois com HNO_3 14N. Por fim, foram adicionadas algumas gotas de solução padrão para análise em ICP-MS.

Os cálculos das idades foram, de modo geral, realizados com base nas razões isotópicas medidas e nos fatores de correção para eliminar efeitos de contaminação de Th detrítico (LAWRENCE EDWARDS et al., 1987; GARNETT et al., 2004). As precisões obtidas na maior parte das datações foi de ~ 1% ou inferior, segundo estimativa 2σ .

4. RESULTADOS

Neste capítulo, são apresentados os resultados da pesquisa, subdivididos nos seguintes itens: descrição faciológica, arcabouço cronoestratigráfico e contexto geológico e geomorfológico.

4.1. Descrição faciológica

Os depósitos carbonáticos estudados foram agrupados em sete fácies sedimentares (Quadros 4.1.1 e 4.1.2), incluindo: conglomerado carbonático (matriz de *wackestone* com fósseis) calcretizado - fácies WI; carbonato fino (*mudstone/wackestone*) calcretizado - fácies Mb; carbonato (*packstone/grainstone*) oncolítico - fácies Po; carbonato (*wackestone*) fossilífero - fácies Wf; carbonato (*wackestone/packstone*) quartzoso - fácies Wq; tufa (*boundstone* fitohermal) laminada – fácies BI; e tufa (*boundstone* fitohermal) maciça - fácies Bm. Estas fácies foram agrupadas em quatro associações faciológicas, relacionadas a ambientes deposicionais continentais (Quadro 4.2.3).

Tabela 4.1.1 – Fácies sedimentares representativas dos depósitos carbonáticos continentais da área de estudo na região do Pantanal Matogrossense.

Fácies	Descrição	Interpretação
Conglomerado carbonático (matriz de <i>wackestone</i> com fósseis) calcretizado - WI	Conglomerado com clastos de composições variáveis, sustentados por matriz calcítica, configurando arcabouço aberto; clastos de granulação entre areia a calhau, subarredondados e compostos por fragmentos líticos de rochas carbonáticas, quartzo, feldspato e fósseis re trabalhados; a matriz micrítica é localmente recristalizada; apresenta textura de fraturas com preenchimento deslocativo de cimento calcítico (espático); associa-se a escarpas com exposição do Grupo Corumbá.	Fluxo de detritos (clastos) subaquosos em ambiente de baixa energia. Alteração por pedogênese, responsável pela calcretização e formação de textura deslocativa..
Carbonato fino (<i>mudstone / wackestone</i>) calcretizado – Mb	Micrito calcítico brechado com clastos (1 a 5 cm de diâmetro), arredondados a angulosos, formando brecha de arcabouço fechado; espaço intersticial preenchido por micrito frequentemente recristalizado em espato; tubulações com padrão dendrítico, possivelmente pedotúbulos.	Deposição em ambiente de baixa energia, posteriormente exposto à calcretização, quando houve o desenvolvimento de textura brechada.
Carbonato (<i>packstone / grainstone</i>) oncolítico – Po	Fácies formada por oncólitos (grãos revestidos com diâmetro médio de 4 cm); internamente os oncólitos apresentam lâminas horizontais a suavemente côncavas em sua parte central e convexas em suas porções marginais, as lâminas são compostas de calcita micrítica e espática; geometria externa dos oncólitos côncava, encerrada em envelope micrítico; na base da concavidade, ocorre núcleo representado por grão, na fração areia grossa, de quartzo, carbonato ou fragmento lítico.	Formação em ambiente de baixa energia, protegido da ação de correntes ou ondas.
Carbonato (<i>wackestone</i>) fossilífero - Wf	Micrito calcítico maciço, inconsolidado, predominantemente fossilífero, com gastrópodes, bivalves e crustáceos, além de fósseis de vegetais e algas; ocorrem grãos de quartzo, feldspatos, e líticos carbonáticos, principalmente do Grupo Corumbá; cimentação e recristalização baixa, com frequente formação de porções recristalizadas na matriz (grumos) e inclusão de cimentos de óxidos de Fe e Mn.	Deposição sob condições de baixa energia de fluxo, atuante em ambiente com alta produtividade biológica
Carbonato (<i>wackestone / packstone</i>) quartzoso fossilífero – Wq	Calcário maciço, sustentado por matriz calcítica micrítica, com arcabouço composto por grãos de quartzo relativamente esféricos e moderadamente arredondados a arredondados (areia muito fina a areia média) e fósseis de gastrópodes e vegetais; a matriz micrítica, pouco recristalizada, com fraturas de ressecamento e porosidade elevada; bioturbação por raízes é feição comum nessa fácies, inclusive com a preservação de vestígios orgânicos.	Precipitação em ambiente de baixa energia e sujeito a frequente exposição subaérea, com pedogênese.
Tufa (<i>boundstone</i> fitohermal) laminada – BI	Rocha microespática calcítica precipitada <i>in situ</i> , finamente laminado, associado a microorganismos; a cimentação é alta, sendo a porosidade primária preenchida por calcita espática.	Calcário precipitado <i>in situ</i> ; influência microbiológica destacada nas laminações.
Tufa (<i>boundstone</i> fitohermal) maciça – Bm	Rocha microespática calcítica sob forma de incrustações <i>in situ</i> diretamente sobre algas micrófitas e macrófitas, plantas e cianobactérias; cimentação espática e em baixa proporção; a porosidade é aumentada com a decomposição de material orgânico.	Calcário precipitado <i>in situ</i> ; influência macro e microbiológica destacada nas incrustações.

Quadro 4.1.2 – Associações de fácies sedimentares representativas dos depósitos carbonáticos continentais estudados na região do Pantanal Matogrossense.

Associação faciológica	Fácies	Descrição	Interpretação paleoambiental
A	WI	Apresenta espessura e área variável (2 a 15 m e 100 a 20000 m ²) e aflora sobre os grupos Corumbá e Araras. A fácies WI, presente na serra das Araras e no platô Corumbá/Ladário, respectivamente, compõe esta associação, que está geneticamente associada com a associação de fácies C.	Fluxo de detritos subaquosos
B	Mb e BI	Inclui as fácies BI e Mb na serra das Araras. Espessura menor que 10 m e extensão de de 2 km na base da serra. Esta associação se destaca pela morfologia em pendentes nas encostas da serra. Abaixo das encostas, a combinação das fácies Mb e BI é identificada em córregos.	Nascente
C	Mb, Po, Wf e Wq	Composta pelas fácies Mb, Po e Wf sobrepostas ao embasamento carbonático dos grupos Corumbá e Araras, e pela fácies Wq, sobreposta aos sedimentos da Formação Pantanal. Espessura máxima de 6 m e área de ocorrência inferior a 20 km ² . A fácies Po raramente aflora, enquanto as fácies Mb e Wf são facilmente identificáveis nas planícies do platô Corumbá/Ladário e da serra da Bodoquena; Já a fácies Wq ocorre somente no Pantanal do Miranda, onde é identificada por relevo positivo.	Lacustre
D	BI e Bm	Inclui as fácies BI e Bm sobre os grupos Corumbá e Araras, as fácies Mb e Wf na serra da Bodoquena, e somente a fácies Mb na serra das Araras. A espessura é variável, de 15 cm a 6 m, assim como a área, de 20 m ² a 1 km ² , com ocorrência sempre em leitos fluviais, ativos e inativos.	Canal fluvial

4.1.1. Fácies

Conglomerado carbonático (matriz de *wackestone* com fósseis) calcretizado (WI) – Esta fácies consiste em conglomerados, sustentados por matriz carbonática predominantemente micrítica, configurando arcabouço aberto (Figura 4.1.1.1 – A). Os clastos, de granulação entre areia e calhau, são subarredondados e compostos por fragmentos líticos de rochas carbonáticas finas do Grupo Corumbá, além de quartzo e feldspato. Os clastos “flutuam” em matriz carbonática constituída de *wackestone* com fósseis de ostracodes, localmente recristalizada, (Figura 4.1.1.1 – B). A cimentação pode atingir até 50% da rocha, individualizando nódulos. Presença de fraturas circulares e textura deslocativa (Figura 4.1.1.1 – C), do tipo *alpha*. A porosidade é baixa devido à cimentação elevada. O cimento (microespático a espático), além de substituir a matriz, ocorre preenchendo pedotubos (Figura 4.1.1.1 – D). Esta fácies apresenta, ainda, texturas dos tipos *beta* e *septal* (Figura

4.1.1.1 – D) e pode também ser classificada como *rudstone* segundo Embry e Klován (1971) (Figura 3.3.2.2).

Figura 4.1.1.1 – Conglomerado carbonático calcretizado (WI) da área de estudo em Corumbá. A – Fotografia da fácies, com destaque para os fragmentos líticos que flutuam em meio à matriz de *wackestone*; B – Fotomicrografia ilustrativa da matriz de *wackestone*, com arcabouço constituído de quartzo e fósseis de ostracodes que flutuam em matriz micrítica; C – Textura deslocativa ao redor de clasto de *wackestone*; D - Textura septal em pedotúbulo, indicando atividade de fungos junto a raízes. (B a D = polarizadores cruzados).

Calcário fino (*mudstone/wackestone*) calcretizado (Mb) – Essa fácies ocorre diretamente sobre rochas do embasamento pré-cambriano dos grupos Corumbá e Araras, sendo representada por *mudstones* e *wackestones* contendo grãos de quartzo e fragmentos líticos que flutuam em matriz micrítica. Estas fácies gradam para cima a conglomerados (Figura 4.1.1.2 – A) formados por clastos angulosos a arredondados, de composição *mudstone* e *wackestone*, que também contém grãos flutuantes de quartzo e fragmentos líticos (Figura 4.1.1.2 – B). Os clastos, de tamanhos entre 1 e 5 cm de diâmetro, são angulosos a sub-arredondados (Figura 4.1.1.2 – B e C). Os clastos são separados ou interceptados por tubos que se bifurcam, resultando em padrão dendrítico (Figura 4.1.1.2 – B e C).

Ao longo da malha dendrítica, tubos individuais tornam-se progressivamente mais finos, com terminações cuneiformes, o que levou à sua associação a pedotúbulos ou rizólitos. Os tubos são preenchidos por micrito e cimento calcítico, sendo suas paredes frequentemente revestidas por franja uniforme de esparito sob forma de cristais relativamente maiores que em seu interior (Figura 4.1.1.2 – C). Observa-se que os clastos são resultantes de brechamento do *mudstone/packstone*, com desenvolvimento de textura deslocativa. Áreas com esses brechamentos também contém vadóides, que consistem em grãos revestidos formados durante calcretização (pedogênese/eodiagênese) por dissolução e cimentação vadosa (Figura 4.1.1.2 – D). Neste caso, há individualização de porções da matriz durante dissolução, seguida de adição de novas camadas após recristalização de componentes intersticiais. Localmente, a fácies Mb apresenta inclusões de cimento de óxidos de ferro e manganês (< 5%). A porosidade é baixa devido à elevada cimentação e recristalização.

Figura 4.1.1.2 – Carbonato fino (*mudstone/wackestone*) calcetizado (Mb). A – Fotomicrografia de *wackestone*, com pouca recristalização, com grãos de quartzo e fragmentos líticos carbonáticos (polarizadores cruzados); B – Fotografia da fácies calcetizada na serra das Araras, onde se pode observar o *mudstone/wackestone* brechado formando clastos de tamanhos variados com matriz calcítica; C - Fotomicrografia de clastos angulosos a arredondados de *mudstone* contendo tubos que cortam o arcabouço, inclusive os clastos, sob forma de padrão dendrítico. Observar terminações cuneiformes preenchimento interno por esparito, com franja de cristais maiores revestindo as paredes dos tubos (polarizadores cruzados); D – Fotomicrografia dos vadóides, com revestimentos assimétricos associados a eventos de dissolução e recristalização de componentes intersticiais (polarizadores cruzados).

Carbonato (*packstone/grainstone*) oncolítico (Po) – Esta fácies, que forma camada de aproximadamente 10 cm de espessura com área de aproximadamente 500 m² na região dos rios Sucurí e Formoso, serra da Bodoquena (Anexo D – 1), consiste em calcário formado de oncólitos. Estes grãos revestidos apresentam diâmetro médio de 4 cm e são formados por lâminas de calcita micrítica e microesparítica. As lâminas são horizontais a suavemente côncavas em sua parte central, e convexas em suas porções marginais. Em geral, os oncólitos são encerrados em envelope micrítico, que encapsula as laminações internas (Figura

4.1.1.3 – A). Na base da concavidade, ocorre, com frequência, núcleo representado por grão, na fração areia grossa, de quartzo, carbonato ou fragmento lítico (Figura 4.1.1.3 –B). É interessante observar que a maioria dos oncólitos mostra mesmo posicionamento, caracterizado por concavidade para cima, e como grão de seu núcleo em posição basal. Localmente, os oncólitos são arredondados, quando seu núcleo ocorre em situação central. Os oncólitos são, em geral, sustentados por eles mesmos, formando *grainstones*. Também pode ocorrer de oncólitos maiores serem sustentados por oncólitos menores, localmente cimentados por micrito, resultando em *packstones* (Figura 4.1.1.3 – A).

Figura 4.1.1.3 – Carbonato oncolítico (*packstone/grainstone*) oncolítico (Po) – Vista em planta da fácies em Bonito (Fotografia de Giselle Utida), em que oncólitos maiores são sustentados por oncólitos menores com cimento micrítico; B – Oncólito seccionado ao meio, onde se pode observar sua geometria côncava para cima, as laminações internas de micrito e microesparito, horizontais a côncavas para cima na parte central e convexas a recurvadas nas margens. Observar envelope micrítico encerrando o oncólito, e núcleo representado por um fragmento lítico quartzítico posicionado em sua base.

Carbonato (*wackestone*) fossilífero (Wf) – Esta fácies ocorre sob forma de camadas de aproximadamente 5 m de espessura, que se estendem por áreas descontínuas de aproximadamente 15 km² na serra da Bodoquena (Figura 4.1.1.4 – A). Ela é caracterizada por micrito maciço e inconsolidado, com mais de 10% de grãos no arcabouço. O *wackestone* é predominantemente fossilífero, com gastrópodes, bivalves, crustáceos e restos vegetais (plantas terrestres e algas), além de carvão. Além destes, ocorrem grãos de quartzo, feldspato e fragmentos líticos carbonáticos, estes principalmente do Grupo Corumbá (Figura 4.1.1.4 – B). A cimentação e a recristalização são baixas, embora ocorram porções recristalizadas na matriz sob forma de grumos (Figura 4.1.1.4 – B). Cimento de óxidos de ferro e

manganês é localmente presente. A porosidade pode alcançar 15% da amostra, mas esta é frequentemente obliterada por cimentação e recristalização da matriz.

Figura 4.1.1.4 – Carbonato (*wackestone*) fossilífero (Wf). A – Lavra da Mineração Xaraés, em Bonito, onde esta fácies está presente; B – Fotografia da fácies, com fósseis (setas) dispersos em matriz micrítica.

Carbonato (*wackestone/packstone*) quartzoso fossilífero (Wq) – Esta fácies ocorre diretamente sobre a Formação Pantanal, na forma de lentes de aproximadamente 1 m de espessura, que se estendem por, no máximo, 100 m². São carbonatos calcínicos, maciços, sustentados por matriz micrítica, de arcabouço aberto, composto por quantidade elevada (30%) de grãos de quartzo, além de conter fósseis de gastrópodes e de plantas (Figura 4.1.1.5 – A e B). Os grãos de quartzo são moderadamente a subarredondados e a granulometria varia entre areia muito fina e média. Esta fácies apresenta matriz micrítica, pouco recristalizada, e porosidade elevada, esta chegando a 30% da amostra (Figura 4.1.1.5 – C). Fraturas de ressecamento e bioturbação por raízes são feições comuns nessa fácies, inclusive com preservação de vestígios orgânicos (Figura 4.1.1.5 – D).

Figura 4.1.1.5 – Calbonato (*wackestone/packstone*) quartzoso fossilífero (Wq). A – Fotografia de campo da fácies, com detalhe do arcabouço rico em fósseis de gastrópodes (seta) (Fotografia de Giselle Utida); B – Talo de *Chara* (seta), em seção transversal C - Vista da fácies ilustrando a porcentagem elevada de poros (azul); D – Bioturbação por raiz (seta). (Figuras B a D = fotomicrografias com polarizadores paralelos).

Tufa (*boundstone* fitohermal) laminada (BI) - Esta fácies ocorre diretamente sobre carbonatos fossilíferos (Wf) e carbonatos pré-cambrianos do Grupo Corumbá na serra da Bodoquena, e sobre brechas calcetizadas (Mb) e carbonatos pré-cambrianos do Grupo Araras na serra das Araras. São carbonatos microespáticos precipitados *in situ*, finamente laminados (Figura 4.1.1.6 – A e B), e associados a microorganismos, principalmente cianobactérias (Figura 4.1.1.6 – D). Mineralogicamente, o microesparito é constituído de calcita, com frequente mistura de argilominerais (Figura 4.1.1.6 – C). A cimentação por calcita microespática e espática é alta (i.e., ~20% da rocha) e a porosidade reduzida (i.e., 5% da rocha). A presença de microrganismos incrustantes na superfície da rocha é notável, o que mantém a superfície rochosa esverdeada (Figura 4.1.1.6 – D). Esta fácies pode também ser classificada como *bindstone* segundo Embry e Klovan (1971) (Figura

3.3.2.2) ou tufa fitohermal *boundstone*, segundo Ford e Pedley (1996) (Quadro 3.3.2.1).

Figura 4.1.1.6 – Tufa (*boundstone* fitohermal) laminada (Bl) da serra da Bodoquena. A – Barragem de tufa laminada na cachoeira do Taika em Bonito. B - Amostra de mão, com detalhe da laminação dessa fácies; C - Fotomicrografia com polarizadores cruzados da fácies mostrando sua laminação constituída de alternâncias de micrito e microesparito, com baixa porosidade e alta cimentação por calcita microespática e espática. Observar a intercalação de lâminas de argila (setas); D – Imagem sob microscópio eletrônico de varredura de colônia de cianobactérias, possivelmente *Phormidium* sp., associada a esta fácies.

Tufa (*boundstone* fitohermal) maciça (Bm) – Esta fácies ocorre associada à fácies de tufa laminada (fácies Bl), sendo diferenciada por sua estrutura maciça. Assim como a fácies Bl, a formação desta fácies está diretamente associada com organismos micro e macroscópicos. São carbonatos microespáticos precipitados *in situ* diretamente sobre algas micrófitas e macrófitas (Figura 4.1.1.7 – A), plantas (Figura 4.1.1.7 – B) e cianobactérias (Figura 4.1.1.7 – C), que ocorrem como moldes e como formas incrustantes. A composição dessas incrustações é calcítica e, por vezes, elas ocorrem misturadas a argilominerais (menos de 1%). Cimento calcítico está presente em baixa proporção, não ultrapassando 10% da amostra. O cimento

preenche a porosidade primária sob forma de esparito. A porosidade localmente chega a ~20% da rocha (Figura 4.1.1.7 – D), sendo que a decomposição de moldes fósseis aumenta a porosidade original. Esta fácies pode ser classificada como *framestone* fitohermal segundo Ford e Pedley (1996) (Quadro 3.3.2.1), que corresponde a *framestone* ou *bafflestone*, segundo Embry e Klovan (1971) (Figura 3.3.2.2). Em alguns exemplares inativos é possível notar feições de dissolução acentuada, além de recristalizações e cimentação tardia.

Figura 4.1.1.7 - Tufa maciça (*boundstone* fitohermal) (Bm) da serra da Bodoquena. A – Afloramento de tufa maciça com características típicas de *framestone*, com detalhe para fósseis vegetais (elipse); B - Fotografia tipo da fácies, ressaltando sua associação com macrófitas (setas) (Fotografia de Giselle Utida); C – Incrustação arbustiva, sugestiva da presença de microorganismos; D –Tufa maciça com características típicas de *framestone*, com moldes dissolvidos incrustados, que resulta em alta porosidade e baixa cimentação. (Figuras C e D= fotomicrografia com polarizadores cruzados).

4.1.2. Associações faciológicas

As fácies sedimentares descritas acima foram agrupadas em quatro associações de fácies, representativas de paleoambientes de deposição relacionados a fluxos de detritos em ambiente lacustre, nascentes, lagos e canais

fluviais (Fig. 4.1.2.1). A figura 4.1.2.2 apresenta uma coluna estratigráfica esquemática da Formação Xaraíes.

Figura 4.1.2.1 – Perfis litoestratigráficos compostos, representativos das associações faciológicas nas áreas de estudo de acordo. Também inclusos estão dados de isótopos de C e O para os perfis da serra da Bodoquena e do Platô Corumbá-Ladário. Os perfis foram posicionados de acordo com sua ocorrência altitudinal.

Figura 4.1.2.2 – Coluna estratigráfica esquemática da Formação Xaraiés.

Associação faciológica A: Fluxo de detritos subaquosos

Esta associação apresenta espessura variável, de 15 cm a 20 m, e ocupa área igualmente variada, de 100 m² a 50 km² (Anexo C-1). A associação A é composta exclusivamente pela fácies de conglomerado carbonático (matriz de *wackestone* com fósseis) calcetizado (WI). Além da composição litológica grossa, uma feição característica desses depósitos é sua ocorrência próxima a encostas, estando sobrejacentes às rochas carbonáticas précambrianas do Grupo Corumbá no platô de Corumbá-Ladário (Figuras 4.1.2.1; 4.1.2.2 – A). Nesse caso, é interessante notar gradação para cima a depósitos pertencentes à associação de fácies C (Figura 4.1.2.1) (ver descrição a seguir. Esta passagem gradual é observada apenas em locais onde os depósitos são mais espessos (> 10 m), já que frequentemente as texturas resultantes dos processos de calcetização descaracterizam as duas associações, tornando difícil sua distinção. Esses depósitos podem estar associados com falhas normais subverticais (Figura 4.1.2.2 – B), paralelas às encostas do platô Corumbá/Ladário.

Figura 4.1.2.2 – Associação faciológica A. A – Relação entre a associação de fácies A e o embasamento do Grupo Corumbá; B – Falha normal subvertical de direção E – W (linha tracejada) em depósitos da associação de fácies A (setas indicam sentidos de deslocamento dos blocos); Fotografias no Platô Corumbá-Ladário.

A seção-tipo da associação A, localizada no Platô Corumbá/Ladário, foi escolhida para análise de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4.1.2.1). Nesta seção, foram coletadas 19 amostras somente da matriz de *wackestone* com fósseis. Os resultados indicaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -7,7 e -4,51‰, com média de -6,67‰, e desvio padrão de 3,19‰. Já para o $\delta^{18}\text{O}$, os valores variaram entre -9,7 e -4,22‰, média de -6,96‰, e desvio padrão de 5,48‰ (Figura 4.1.2.1 e Anexo F-1). As composições mineralógicas dessas amostras foram também obtidas por difração de raios-X, sendo calcita e dolomita os principais componentes, além de quartzo (Anexo G).

Associação faciológica B: Nascente

Esta associação inclui a fácies de tufa (*boundstone* fitohermal) laminada (BI) e, subordinadamente, de carbonato fino (*mudstone/wackestone*) calcetizado (Mb) (Figura 4.1.2.1). Sua principal característica é a geometria, em pendentes nas encostas carbonáticas (Figura 4.1.2.3 – A e B), em situação similar ao *perched springline* descrito por Ford e Pedley (1996). Esta associação ocorre exclusivamente na serra das Araras, onde forma estratos com cerca de 3 m de espessura, que se distribui em uma área alongada, com largura média entre 50 e 100 m e extensão de até 2 km (Anexo B-1). Ela assenta-se discordantemente sobre carbonato do Grupo Araras e, para cima, interdigita-se com as associações de fácies C e E (ver descrição a seguir).

Figura 4.1.2.3 – Associação faciológica B. A e B– Cachoeiras com pendentes representadas principalmente pela fácies Bl.

A análise isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foi realizada apenas de forma pontual nesta associação, em total de 4 amostras, duas em cada fácies. Os resultados indicaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -6,37 e -5,25‰, com média de -6,01‰, e desvio padrão de 0,53‰. Já para o $\delta^{18}\text{O}$, os valores foram entre -8,01 e -7,13‰, com média de -7,58‰, e desvio padrão de 0,40‰ (Anexo F-2). A composição mineralógica dessas amostras, obtida por difração de raios-X, indicou calcita como principal componente principal, além de quartzo (Anexo G).

Associação faciológica C: Lacustre

Esta associação inclui as fácies de carbonato fino (*mudstone/wackestone*) calcetizado (Mb) (Figura 4.1.2.4 – A), carbonato (*packstone/grainstone*) oncolítico (Po), carbonato (*wackestone*)ossilífero (Wf) (Figura 4.1.2.4 – B) e carbonato (*wackestone/packstone*) quartzosoossilífero (Wq). Na Serra do Bodoquena, esta associação ocorre sobreposta discordantemente sobre rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, onde é geralmente representada pela seguinte sucessão de fácies, da base para o topo: fácies Mb, fácies Po e fácies Wf; a fácies Po raramente aflora. A relação de contato entre essas fácies é, em geral, brusca. No platô Corumbá/Ladário (Figura 4.1.2.1), essa associação consiste somente da fácies Mb, sendo sua ocorrência gradacional com a associação de fácies A, que se acha em sua base. A fácies Wf desta associação contém gastrópodes e bivalves preservados em posição de vida (UTIDA, 2009). A espessura da associação C varia entre 15 cm e 6 m e sua ocorrência se estende por áreas entre 50 m² e 20 km² (Anexo D-1), com formas variadas, associadas às drenagens atuais. Já a fácies Wq ocorre sob forma de lentes, com espessura que varia entre 1,5 e 5 m, e área de, em média, 200 m²

(Anexo C-1) (Figura 4.1.2.4 - C). Esta fácies foi observada somente no Pantanal do Miranda, onde se sobrepõe a sedimentos arenosos da Formação Pantanal. Apesar de pouco expostos, esses estratos são facilmente identificados por formarem vários corpos circulares e alongados, que estão isolados na paisagem, sendo ressaltados por relevo positivo variando entre 0,5 a 1 m (Anexo C-1). Esses corpos, principalmente observados nas proximidades da Estrada Parque do Pantanal Sul, que liga Miranda a Corumbá. (Anexo C-1) (Figura 4.1.2.4 – D), possuem algumas centenas de metros quadrados, e ocorrem sobre os sedimentos arenosos da Formação Pantanal.

Figura 4.1.2.4 – Associação faciológica C. A – Fotografia retratando a característica brechada da fácies Mb, Bonito; B – Fotomicrografia, com polarizadores cruzados, de sedimentos lacustres (Fácies Wf), maciços, ricos em fósseis, Bonito; (continua); C - Lente carbonática no Pantanal do Miranda, com destaque para a feição morfológica em relevo positivo; D – Imagem¹ de parte das ocorrências de carbonatos com geometria circular do Pantana do Miranda (setas).

Análises de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da associação de fácies C foi feita com base em 13 amostras da fácies Wf e 5 da fácies Po (Figura 4.1.2.1) adquiridas de afloramento na

¹ Estrada Parque, Miranda. 19°27' 0,28" S 57° 03' 4,4" W. Google Earth. Imagem de 7 de outubro de 2006. Acessado em 27 de Fevereiro de 2013.

Mineração Xaraés, serra da Bodoquena. Os resultados (Anexo F-3 e F-4) indicaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -7,76 e -3,22‰, com média de -6,41‰, e desvio padrão de 1,39‰. O $\delta^{18}\text{O}$ variou entre -8,52 e -6,76‰, com média de -7,50‰ e desvio padrão de 0,53‰. A composição mineralógica das amostras obtida por difração de raios-X, indicou calcita como principal componente e, subordinadamente, quartzo (Anexo G). No caso da fácies Wq a composição mineralógica obtida por difração de raios-X indicou quartzo e calcita como componentes principais (Anexo G).

Associação faciológica D: Canal fluvial

Esta associação faciológica é composta por tufa (*boundstone* fitohermal) laminada (Bl) e tufa (*boundstone* fitohermal) maciça (Bm). Esses depósitos são de espessura variável, de 15 cm a 6 m, e ocupam área variada, de 20 m² a 1 km², sempre ocorrendo em leitos fluviais, ativos e inativos (Anexos B-1 e D-1) (Figura 4.1.2.5 – A e B). Sua presença na serra das Araras é discordante sobre rochas carbonáticas do grupo Corumbá. Nesta localidade, a associação D ocorre, ainda, sobreposta à fácies Mb da associação de fácies C, onde forma pacote de aproximadamente 7 m de espessura (Figura 4.1.2.5). Na serra da Bodoquena, a associação D ocorre sobre a fácies Wf da associação C, formando uma sucessão de aproximadamente 3 m de espessura. A associação D não é observada no platô de Corumbá/Ladário, mas clastos de tufas laminadas, similares à fácies Bl, podem ser identificados na fácies Wl daquela localidade.

Figura 4.1.2.5 – Associação faciológica D. A – Visão geral de tufa laminada da fácies Bl inativa na serra da Bodoquena; B –Barragem com cachoeira, Bonito, onde ocorre tufa maciça da fácies Bm precipitando sob condições de alta energia.

As análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ na associação faciológica D foram realizadas a partir de 16 amostras. Os resultados indicaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -

9,26 e -1,38‰, com média de -4,70‰, e desvio padrão de 7,21‰. Já para o $\delta^{18}\text{O}$ entre -8,59 e -6,28‰, média de -7,59‰, e desvio padrão de 2,31‰ (Anexo F-5). A composição mineralógica dessas amostras obtida por difração de raios-X calcita como componente principal (Anexo G).

4.2. Arcabouço cronoestratigráfico

A maior parte das tentativas de datação (6) realizadas neste trabalho foi infrutífera, o que foi atribuído à frequente contaminação dos carbonatos por Tório detrítico, oriundo de sedimentos terrígenos. Uma única amostra de carbonato fino calcretizado correspondente à fácies Mb e derivada do Platô Corumbá/Ladário, apresentou resultado satisfatório. A idade desta amostra, bem como outras idades compiladas da literatura, é apresentada na tabela 4.2.1 e indicada na Figura 4.1.2.1.

Tabela 4.2.1 – Idades de carbonatos continentais da região do Pantanal a partir de dados deste trabalho e de ALMEIDA, 1945; TURCQ et al., 1987; BOGGIANI et al., 1998; BOGGIANI et al., 1999; CORRÊA, 2006; SALLUN FILHO et al., 2009b.

Idades*	Fácies e Associação	Material	Tipo de análise	Localidade	Fonte
0,65±0,04	Bl/Bm (?) (D)	Carvão	^{14}C	S. da Bodoquena	SALLUN FILHO, et al., 2009b
2,13±0,06	Bl (D)	Tufa	^{14}C	S. da Bodoquena	BOGGIANI et al., 1999
2,15±0,5	Wf (C)	Carvão	^{14}C	S. da Bodoquena	TURCQ et al., 1987
2,42±0,7	Bl (D)	Tufa	^{14}C	S. da Bodoquena	BOGGIANI et al., 1999
2,63±0,06	Wf (C)	Concha	^{14}C	S. da Bodoquena	SALLUN FILHO, et al., 2009b
3,41±0,07	Bl (D)	Tufa	^{14}C	S. da Bodoquena	BOGGIANI et al., 1999
3,91±0,11	Wq (C)	Concha	^{14}C	P. do Miranda	BOGGIANI et al., 1998
4,20±0,04	Wf (C)	Concha	^{14}C	S. da Bodoquena	SALLUN FILHO, et al., 2009b
5,20±0,24	Wf (C)	Concha	^{14}C	S. da Bodoquena	TURCQ et al., 1987
5,65±0,05	Bl/Bm (?) (D)	Tufa	^{14}C	S. da Bodoquena	SALLUN FILHO, et al., 2009b
75,2±0,9	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
75,2±1,2	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
102±10	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
111±5	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
223±8	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
223±8	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
227±7	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
228±7	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
285±10	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
288±10	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
302±57	Wl (A)	Matriz	U/Th	Corumbá	Este trabalho
312±19	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
440±60	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
470±30	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
490±30	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
520±40	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006
525±50	Bl (B)	Tufa	U/Th	S. das Araras	CORRÊA, 2006

*mil anos antes do presente (A. P.)

Existe uma única datação para os carbonatos continentais pertencentes à associação faciológica A exposta no Platô Corumbá/Ladário. Esta datação foi feita

em amostra de calcita micrítica referente a um intraclasto da fácies Wl. Este apresentou idade de 302.897 ± 57384 anos A. P. pelo método U/Th. No caso das associações faciológicas B e D, datações U/Th das fácies Bl na serra das Araras indicaram idades entre 75.000 e 525.000 anos A. P. (CORRÊA, 2006). Datações ^{14}C em conchas e vestígios vegetais presentes na fácies Wf da associação C indicaram somente idades holocênicas entre 5650 e 2630 anos A. P. (SALLUN FILHO et al., 2009b; TURCQ et al., 1987). Este mesmo tipo de datação em conchas no Pantanal do Miranda indicou idade de 3910 anos A. P. (BOGGIANI et al., 1998). Datações ^{14}C em conchas e restos vegetais da associação D na serra da Bodoquena indicaram idades entre 670 e 6530 anos A. P. (SALLUN FILHO et al., 2009b; BOGGIANI et al., 1999).

A serra das Araras tem os depósitos mais antigos entre as ocorrências de carbonatos continentais da área de estudo (CORRÊA, 2006; CORRÊA et al., 2011). Nesta área, em contato direto com os carbonatos do Grupo Araras, ocorrem carbonatos finos calcretizados da fácies Mb e tufas laminadas da fácies Bf, datados do período Ioniano inferior (CORRÊA, 2006). O platô de Corumbá/Ladário, que ocorre associado ao Maciço do Urucum, registra carbonatos continentais que remontam doloniano superior (302 mil anos A. P.; este trabalho).

De maneira geral, associações de fácies similares são registradas em tempos diferentes, o que permite a separação dos depósitos segundo duas sucessões deposicionais (Figura 4.1.2.1). A sucessão 1, basal, consiste em depósitos formados no Pleistoceno Inferior, com idades que extrapolam o método U/Th. Esses estratos assentam-se diretamente sobre o embasamento carbonático dos grupos Araras e Bodoquena. Sua composição consiste em depósitos micríticos calcretizados (fácies Mb) nas serras da Bodoquena e Araras, sendo possível observar a ocorrência de tufas laminadas (Tl) associadas às encostas carbonáticas da serra das Araras. No platô Corumbá/Ladário, depósitos de fluxos de detritos subaquosos (fácies Wl) são registrados abaixo dos mesmos sedimentos micríticos (fácies Mb) e, nesta localidade, ambas são calcretizadas. Esta sucessão deposicional não foi registrada no pantanal do Miranda. Onde presentes, o topo dos depósitos desta sucessão foi erodido e fortemente calcretizado.

A sucessão 2 ocorre acima de hiato deposicional que separa os últimos eventos de sedimentação da sucessão 1 na serra das Araras e dos primeiros

eventos deposicionais na serra da Bodoquena, com seu registro temporal iniciado em aproximadamente 5,6 mil anos. A deposição de sedimentos micríticos ricos em fósseis (fácies Wf) na serra da Bodoquena marca o início desta sucessão, que também apresenta depósitos similares, mas ricos em grão de quartzo (Wq), no pantanal do Miranda. Estes sedimentos não são observados no platô Corumbá/Ladário e na serra das Araras. A formação destes sedimentos micríticos foi interrompida no Holoceno superior, a aproximadamente 2 mil anos, quando apenas a deposição de tufas (Bl e Bm) passa a ser registrada, tanto na serra da Bodoquena como na das Araras. Depósitos de tufas da sucessão 2 não foram registrados no pantanal do Miranda e no platô Corumbá/Ladário.

4.3. Contexto geológico e geomorfológico

As ocorrências de carbonatos continentais na área de estudo são associadas a contextos geológicos e geomorfológicos específicos, que favoreceram condições ideais ao desenvolvimento de carbonatos continentais com características, em geral, similares.

O contexto geológico (Figura 1.4.2) das áreas de estudo é similar, salvo o pantanal do Miranda, que não apresenta exposição de rochas-fonte carbonáticas. O relevo (Figura 4.3.1) é relativamente similar nas serras da Bodoquena e Araras, enquanto no platô de Corumbá/Ladário é plano e próximo a escarpas e no pantanal do Miranda totalmente plano. Na serra das Araras, as exposições do Grupo Araras alcançam cerca de 800 m de altitude, e formam escarpas com desnível de aproximadamente 300 m em relação a um platô estreito, constituído de depósitos cenozóicos e elevado a aproximadamente 300 m acima do nível do mar (Anexo B-2). As escarpas são condicionadas por falhas normais de direção NE-SW, que se conjugam com outros lineamentos morfoestruturais de mesma direção. Além disto, é comum a associação dessas estruturas com dobras de eixo direcionado para NE-SW (Anexo B-2). Neste contexto, os carbonatos continentais estudados ocorrem associados à escarpa da serra, onde formam quatro corpos alongados e estreitos, distribuídos ao longo de falha que coloca rochas do embasamento precambriano diretamente em contato lateral com depósitos cenozóicos. Estas ocorrências se destacam por conterem tufas (fácies Bl e Bm) sob forma de pendentes e, na base da escarpa, carbonatos calcretizados (fácies Wl), eventualmente também sobrepostos

por tufas (fácies Bl e Bm) (Anexo B-1). As ocorrências de carbonatos continentais na serra das Araras são relativas às associações de fácies B e D estando as associações B e C associadas à sucessão deposicional 1, e a associação D relacionada à sucessão deposicional 2.

Figura 4.3.1 – Mapa da bacia hidrográfica do Alto Paraguai, com destaque para as unidades de relevo que compõem a bacia do Pantanal e suas adjacências (ASSINE, 2003).

O platô de Corumbá/Ladário, com altitudes médias de 120 m, é formado por carbonatos, incluindo dolomitos. do Grupo Corumbá, que são sobrepostos por carbonatos calcretizados das fácies Wl e Mb,. Falhas normais de direções NE-SW e

NW-SE (Anexo C-2) desenvolveram-se associados à estruturação do braquianticlinal do Maciço do Urucum (FREITAS, 2010), feição geomorfológica à qual se associa o platô. A subsidência parcial dos blocos mais próximos ao maciço (Figura 4.3.2 – A) deu origem ao platô e às escarpas e destacou o relevo desta unidade em relação à bacia do Pantanal. A maior concentração de afloramentos neste platô é verificada em sua parte norte (Anexo C-1), onde ocorrem vários pequenos corpos desconectados, de morfologias alongadas na direção NE-SW. A sul há, ainda, três corpos alongados na direção geral NW-SE. A fácies WI aflora apenas nos locais onde o pacote sedimentar é mais espesso, enquanto a fácies Mb foi identificada em diversos contextos, desde finas camadas ($< 1\text{ m}$) sobre o embasamento carbonático a camadas mais espessas ($> 3\text{ m}$) sobre a fácies WI (Figura 4.3.2 - B). Em Corumbá, apenas a sucessão deposicional 1 foi identificada, sendo composta pela associação de fácies A e pela base da associação C, ambas calcetizadas.

Figura 4.3.2 – A – Pedreira Corcal em Corumbá. Observar a diferença de altitude entre a base do morro, com altitude correlata às ocorrências das fácies Wf (A) e Mb (C), e a planície do Pantanal ao fundo, em desnível de ~ 100 m; B – Perfil associado à escarpa do platô Corumbá/Ladário, onde rochas do Grupo Corumbá são sobrepostas discordantemente pelas fácies Wf (A) e Mb (C); C – Cachoeira do Aquidaban recoberta por tufa laminada (fácies Bl), com desnível total de ~ 120 m (Fotografia de R. Sotolani).

A serra da Bodoquena e planaltos associados são constituídos pelo Grupo Corumbá, que atinge 600 e 350 m acima do nível do mar, respectivamente. Na porção mais elevada da serra, o Grupo Corumbá é composto por carbonatos calcínicos, enquanto que nos planaltos associados afloram carbonatos dolomíticos (ALMEIDA, 1945; BOGGIANI, 1993). O relevo atual nessa área é condicionado principalmente por falhas normais (Anexo D-2) de direção principal NNW-SSE a norte e NW-SE, N-S e NE-SW em sua porção centro-sul. A escarpa entre o planalto e a bacia do Pantanal apresenta cerca de 150 m de desnível (Figura 4.3.2 - B). Os carbonatos continentais afloram nas planícies sobre os planaltos, sendo as maiores áreas expostas correspondentes à fácies Wf. Esses depósitos são mais extensivos na porção oriental sul da serra, onde ocorrem sob forma de um grande corpo alongado de aproximadamente 80 km de extensão. Este, constituído pelas

associações C e D, paralela falha NE-SW que ocorre entre rochas neoproterozóicas e paleozóicas do Grupo Corumbá e da Formação Aquidauana, respectivamente. Além disto, imediatamente a norte dessa ocorrência, os carbonatos são verificados, ainda, em drenagens que entalham planícies, principalmente associadas aos rios Formoso e Prata. Neste caso, ocorrem tufas (fácies Bl e Bm) em canais ativos e inativos (Figura 4.3.3 e Anexo D-1). A fácies Po é identificada apenas nos locais onde é possível ver o contato entre esta e a base da fácies Wf, sendo que a fácies Mb, a mais basal nesta área, ocorre diretamente abaixo da fácies Po. Assim, na serra da Bodoquena, a fácies Mb da associação C compõe a sucessão deposicional 1. O restante dos depósitos, que incluem as associações C (fácies Po e Wf) e D compõem a sucessão deposicional 2.

Figura 4.3.3 - Modelo de relevo da serra da Bodoquena (MDE-SRTM; base de dados USGS, 2006), mostrando a forma e o posicionamento geomorfológico dos depósitos das fácies Wf nas drenagens associadas aos rios Prata e Formoso (Vista E-W, com exagero vertical de nove vezes).

Por fim, o pantanal do Miranda situa-se em uma planície aluvial dentro da bacia do Pantanal, com altitudes de aproximadamente 90 m acima do nível do mar, diretamente sobre o lobo mais antigo (Pleistoceno) do megaleque do rio Taquarí (ASSINE, 2003) (Figura 4.3.1; ponto 5). Nessa área não ocorrem afloramentos dos carbonatos precambrianos (Anexo C-2), e consequentemente, seu condicionamento estrutural não é identificável. Apenas a fácies Wq, inserida no âmbito da sucessão deposicional 2, foi identificada nessa área, a qual ocorre em contato abrupto com a Formação Pantanal. A mesma fácies, que compõe a associação de fácies D, representa a sucessão deposicional 2.

5. DISCUSSÕES

A caracterização faciológica e cronoestratigráfica dos carbonatos continentais descritos neste trabalho conduz a uma discussão sobre seus paleoambientes de deposição, bem como a uma análise dos fatores que potencialmente teriam contribuído para condicionar sua gênese e evolução na região do Pantanal Matogrossense.

5.1. Paleoambientes de deposição

Os estudos sobre os carbonatos das adjacências do Pantanal Matogrossense são condizentes com deposição sob condições continentais, com formação em fluxos de detritos subaquosos, nascentes, lagos, e canais fluviais. A correlação estratigráfica revelou que nem todos os depósitos descritos são geograficamente relacionados. Entretanto, a análise faciológica demonstra que, apesar de distantes, esses carbonatos são comparáveis, o que indica repetição de condições ambientais similares nas diferentes áreas estudadas. Da mesma forma, a ocorrência das mesmas associações em idades distintas indica que houve recorrência temporal de condições de sedimentação similares. É importante lembrar, porém, que algumas associações faciológicas são geneticamente relacionadas, o que mostra que, pelo menos em parte, em uma mesma área de ocorrência elas compunham ambientes deposicionais lateralmente adjacentes dentro de um mesmo sistema deposicional. A análise paleoambiental a ser apresentada aqui leva em consideração esses aspectos estratigráficos, e discute os ambientes de sedimentação geneticamente relacionados levando em consideração as características individuais e relacionamento espacial das associações de fácies, em combinação com suas características isotópicas. As interpretações serão fornecidas, ainda, levando em consideração os aspectos geológicos e geomorfológicos de cada área de estudo.

Associação faciológica A (fluxo de detritos subaquosos)

A composição, exclusivamente pela fácies WI, da associação de fácies A revela deposição por fluxos de alta energia, capazes de transportar clastos de granulometria até calhau. A grande variação granulométrica dos clastos e a natureza subarredondada são compatíveis com transporte de sedimentos por distâncias curtas, sugerindo deposição ainda próxima à sua fonte. A má seleção dos clastos, em parte derivados das rochas carbonáticas subjacentes, que flutuam em matriz fina

formando arcabouço aberto, lembra depósitos conglomeráticos depositados por ação da gravidade sob forma de fluxos de detritos em áreas proximais subaéreas de leques aluviais (JIANG et al., 2007). Entretanto a matriz carbonática fina, com fósseis de ostracodes, é compatível com deposição em ambiente subaquoso. Essas características levam a propor que a associação de fácies A registra fluxos gravitacionais de alta energia, que transportaram os clastos para ambiente predominantemente calmo, onde havia deposição de lama micrítica. Esta interpretação é condizente com o fato da associação de fácies A, que ocorre somente no platô Corumbá/Ladário, gradar para cima para a associação C, atribuída a ambiente lacustre, como será aqui discutido. Então, a interpretação mais provável é que os carbonatos dessa localidade registrem a entrada de volume significativo de clastos por instabilidade gravitacional em ambiente subaquoso relacionado a bacia lacustre. Feições similares são descritas em ambientes aluviais na Espanha, Bacia de Sorbas, onde se documentam conglomerados semelhantes à fácies WI, também foram atribuídos a fluxos gravitacionais (CANDY et al., 2003),

Apesar da proposta de deposição subaquosa, as demais feições presentes na fácies WI da associação A são compatíveis com momentos de exposição subaérea e formação de solo. Isto é sugerido pela presença de textura deslocativa associada a pedotubos e texturas dos tipos *beta* e *septal*. Feições similares são comuns em calcretes expostos à atividade biológica (ALONSO ZARZA, 2003). A sobreposição de eventos de calcretização tende a ocorrer com a formação de texturas abiogênicas (*alpha*) devido à variação dos níveis freáticos e, em seguida, de texturas pedogênicas (*beta*) em um meio com bioturbações (WRIGHT; TUCKER, 1991). A sobreposição de tais feições é comum em calcretes em função do avanço dos processos pedogenéticos, que afetam não só os sedimentos perto da superfície, mas também os que se posicionavam na interface da zona vadosa com a freática, assim como observado em depósitos cretáceos da Bacia Bauru (FERNANDES, 2010). Mais superficialmente, tem-se a ação de intemperismo químico e dissolutivo, relacionados com eventos de maior abundância hídrica, resultando em porosidade secundária. Tais períodos de umidade elevada apresentam-se registrados no tempo geológico, sendo caracterizados por poros de origem dissolutiva, o que foi também registrado na associação A dos depósitos estudados. Portanto, após ser formada em ambiente subaquoso, esta associação foi submetida a processos pedogenéticos

com formação de calcretes, com posterior dissolução. Feições comparáveis às observadas nos calcretes da associação de fácies A ocorrem em depósitos calcetizados descritos por Alonso-Zarza e Wright (2009).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ apresentam semelhança com os de outros sedimentos lacustres em processo de calcetização, por exemplo os registrados em calcretes maduros descritos na planície de Ganga, Índia (SINHA et al., 2006) (Figura 5.1.1). Isso se deve ao fato de terem sido utilizadas amostras somente da matriz para essas análises, a qual reflete aos depósitos formados na bacia onde os fluxos de detritos se acumularam. Além disto, a presença de cimentos mais recentes podem ter causado contaminações, deixando os resultados mais negativos, assim como o registrado em ocorrências da Bacia Teruel, Espanha (ALONSO ZARZA et al., 2004).

Figura 5.1.1 - Diagrama de dispersão dos valores de isótopos estáveis de C e O da associação faciológica A estudada em comparação com valores médios para outros carbonatos continentais (modificado de OLIVEIRA, 2009, baseado em ALONSO ZARZA; ARENAS, 2004, ANDREWS et al., 1997, ANDREWS et al., 2000, BOGGIANI et al., 2002, BUCCINO et al., 1978, CHAFETZ et al., 1994, FRITZ, 1965, HORVATINCIC et al., 2003, SINHA et al., 2006 e SUGUIO et al., 1980).

Associação faciológica B (nascente)

As ocorrências das fácies Bl e Mb, que configuram a associação B, caracterizam ambiente atribuído a nascentes, sendo as tufas laminadas (fácies Bl) depositadas próximas às áreas de nascente, e o carbonato fino (fácies Mb) depositado a jusante, com posterior calcretização. A geometria sob forma de pendentes em encostas permite sugerir formação em ambiente aquoso de energia hidráulica elevada, o que teria promovido desenvolvimento de cachoeiras e pendentes em escarpas de serra (Anexo B-1). O posicionamento geomorfológico sugere que a circulação de águas meteóricas nos membros dolomíticos e calcíticos do Grupo Araras fluía para a vertente da serra das Araras, possivelmente em altimetria distinta da atual, ou seja, menos elevada (CORRÊA et al., 2006; CORRÊA et al., 2011). A gradação da fácies Bl com a fácies Mb, de matriz carbonática fina, permite sugerir que as nascentes gradavam para ambientes mais calmos, onde era possível a deposição de lama micrítica, em posição geomorfológica plana e um pouco mais afastada da base da escarpa da serra. Situações similares a estas são comumente observadas na Espanha, Bacia de Guadix (PLA-PUEYO et al., 2009), onde nascentes em áreas de embasamento carbonático ocasionam a deposição de tufas nos locais de maior energia e, ao ocorrer queda de energia do sistema deposicional, apenas carbonato micrítico passa a ser depositado nas áreas planas distais. Assim como no caso da associação A, a fácies Mb desta associação, apresenta texturas que são compatíveis com momentos de exposição subaérea e formação de solo. A ocorrência de textura deslocativa associada a pedotubos e às texturas dos tipos *beta* e septal, conferem à fácies Mb características comuns a calcretes expostos à atividade biológica durante o processo de pedogênese (ALONSO ZARZA, 2003).

Pode-se relacionar as tendências dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 5.1.2) com o posicionamento das fácies Mb e Bl em campos correspondentes a sedimentos lacustres e fluviais, respectivamente, e não no campo de nascente, como era esperado.. Isto pode ter ocorrido porque, assim como na associação A, outras características, tais como cimentação tardia, fez com que os valores dos isótopos aproximassem do campo de sedimentos calcetizados, assim como ocorre com sedimentos similares na Espanha (ARENAS-ABAD et al., 2000).

Figura 5.1.2 - Diagrama de dispersão dos valores de isótopos estáveis de C e O da associação faciológica A, em comparação com valores médios para outros carbonatos continentais (modificado de OLIVEIRA, 2009, baseado em ALONSO ZARZA; ARENAS, 2004, ANDREWS et al., 1997, ANDREWS et al., 2000, BOGGIANI et al., 2002, BUCCINO et al., 1978, CHAFETZ; LAWRENCE, 1994, FRITZ, 1965, HORVATINCIC et al., 2003, SINHA et al., 2006 e SUGUIO et al., 1980).

Associação faciológica C

O fato dessa associação ser dominada por fácies de carbonato fino, consistindo em fácies de *mudstone/wackestone* calcritizado (fácies Mb), carbonato (*packstone/grainstone*) oncolítico (fácies Po), carbonato (*wackestone*) fossilífero (fácies Wf) e carbonato (*wackestone/packstone*) quartzoso fossilífero (fácies Wq), é compatível com deposição em ambiente dominado por fluxos de baixa energia, localmente com entrada momentânea de silicicláticos. Essas características faciológicas, adicionadas à morfologia de muitas das ocorrências desses carbonatos, que ocorrem sob forma de corpos descontínuos e alongados no topo das serras, sugere deposição em lagos.

A abundância de ostracodes na fácies Wf suporta deposição em ambiente lacustre (UTIDA et al., 2012). A presença de gastrópodes e bivalves em posição de vida pode ter sido devida à ocorrência em ambientes calmos. A presença de fácies de carbonato (*packstone/grainstone*) oncolítico (fácies Po) não invalida esta

interpretação. Oncólitos são normalmente relacionados a ambientes rasos de alta energia, em que a movimentação contínua do fluxo favorece rolamento e crescimento sucessivo de lâminas biogênicas (LEINFELDER et al., 1990). Entretanto, estudo de oncólitos de água doce mostrou formação em condições estáticas, com cianobactérias desenvolvendo-se em diferentes posições (JONES et al., 1978). Oncóides assim formados mostram forte assimetria de suas lâminas (GOLUBIC et al., 1975). Os oncólitos da fácies Po apresentam características que são mais condizentes com crescimento em ambientes sujeitos a baixa energia de fluxo. Isto é revelado pelo crescimento assimétrico das lâminas, que são preferencialmente formadas acima de um núcleo. Além disto, o fato dos oncólitos mostrarem posicionamento similar uns aos outros, com núcleo na base e as lâminas formando feição côncava para cima, é indicativo de que a energia do sistema não era capaz de rolar um grão na fração areia. Isto teria resultado em revestimento carbonático irregular sobre eles, condizente com o ambiente lacustre proposto para a associação de fácies C.

No pantanal do Miranda, esta associação, representada somente pela fácies Wq, é dominada por texturas e estruturas típicas de sedimentos formados em ambiente subaquoso predominantemente raso, com a presença de rizólitos e gretas de dessecação registrando momentos frequentes de exposição subaérea e desenvolvimento de solo. Neste local, a morfologia dos carbonatos sob forma de corpos circulares permite sua atribuição a ambientes lacustres. O domínio de matriz micrítica nessa fácies é condizente com ambientes calmos, típico de lagos. Entretanto, a presença de porcentagem relativamente elevada de grãos de quartzo indica proximidade com fonte de siliciclásticos. Como esses estratos estão depositados diretamente sobre os sedimentos arenosos, compostos por grãos de quartzo bem arredondados e bem selecionados, da Formação Pantanal, interpreta-se que a lama carbonática misturou-se com grãos de quartzo provavelmente soprados para os lagos por ação eólica. O posicionamento destas ocorrências na porção distal do lobo 1 do megaleque do rio Taquarí (ASSINE, 2003), sugere introdução de água carbonatada através do lençol freático. Tal feição é recorrente de leques aluviais, como observado, na Bacia do Atacama, Chile (BELL, 1989).

Fácies carbonáticas similares às descritas para a presente associação de fácies são registradas em outras sucessões lacustres, como na Bacia de Mainz,

Espanha (LEINFELDER; HARTKOPF-FRÖDER, 1990), Bacia de Campin, Espanha (ANADON et al., 1993) e Bacia Apalachiana nos EUA, (GARCÉS et al., 1994). Os estratos lacustres, relativos à fácies Mb da área de estudo foram expostos a processos de calcritização, o que é evidenciado pela presença de textura *beta*, tal como observado na Bacia de Madri (CALVO et al., 1995).

A maioria das amostras analisadas para a associação C mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ compatíveis com sua deposição em ambientes lacustres e fluviais (Fig. 5.1.3). Tais valores são semelhantes aos descritos para os depósitos da Bacia de Campin e Madri, Espanha (ANADON; UTRILLA, 1993; ALONSO-ZARZA et al., 1992).

Figura 5.1.3 - Diagrama de dispersão dos valores de isótopos estáveis de C e O na fácies Wf, em comparação com valores médios para outros carbonatos continentais (modificado de OLIVEIRA, 2009, baseado em ALONSO ZARZA; ARENAS, 2004, ANDREWS et al., 1997, ANDREWS et al., 2000, BOGGIANI et al., 2002, BUCCINO et al., 1978, CHAFETZ; LAWRENCE, 1994, FRITZ, 1965, HORVATINCIC et al., 2003, SINHA et al., 2006 e SUGUIO et al., 1980).

Associação faciológica D (canal fluvial)

A presença de tufas laminadas (fácies Bl) e tufas maciças (fácies Bm), e suas texturas resultantes de precipitação *in situ*, indicam gênese em ambiente aquoso. A ocorrência em associação a canais ativos e paleocanais explicita sua ligação direta com canais fluviais. A variação de gradiente altimétrico e a consequente flutuação de

energia de canais fluviais intensificam a precipitação do carbonato de cálcio, devido à combinação de processos físico-químicos, como a perda de CO_2 e a atividade microbiológica, ocasionando a precipitação de tufas sob forma de barragens, cachoeiras petrificadas e formações estromatolíticas (FORD; PEDLEY, 1996). Os depósitos ativos e inativos identificados nas serras das Araras e Bodoquena registram variações geomorfológicas ocorridas no tempo. Apesar de não ter sido identificado no platô Corumbá, fragmentos de tufas nos calcretes da associação A indicam a presença de tufas neste local ou próximos a ele em períodos passados. O desenvolvimento de tufas em canais fluviais é comum a muitas áreas carbonáticas, com destaque para os depósitos de Plitvice, Croácia (EMEIS et al., 1987).

As análises de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são condizentes com campo relativo a depósitos fluviais e lacustres, sendo que alguns valores, referentes a ocorrências inativas, ocorrem no campo correspondente a carbonatos lacustres e fluviais em processo de calcretização.

Figura 5.1.5 - Diagrama de dispersão dos valores de isótopos estáveis de C e O da Associação faciológica D em comparação com valores médios para outros carbonatos continentais (modificado de OLIVEIRA, 2009, baseado em ALONSO ZARZA; ARENAS, 2004, ANDREWS et al., 1997, ANDREWS et al., 2000, BOGGIANI et al., 2002, BUCCINO et al., 1978, CHAFETZ; LAWRENCE, 1994, FRITZ, 1965, HORVATINCIC et al., 2003, SINHA et al., 2006 e SUGUIO et al., 1980).

5.2 Fatores condicionantes da gênese e evolução dos carbonatos

A região do Pantanal Matogrossense e suas adjacências apresenta uma conjuntura de fatores geológicos, geomorfológicos e ambientais que favoreceram a deposição de carbonatos durante o Quaternário tardio, e que, pelo menos em parte, continuam a se formar até os tempos atuais. Um fator importante a ser analisado no entendimento da origem desses carbonatos é o clima. Isto porque o clima regional pode exercer função fundamental na formação de depósitos de carbonatos continentais. Em geral, a formação de carbonatos em lagos é comum, e independe da proximidade com rochas carbonáticas na bacia de captação. Isto porque cálcio e bicarbonato são íons facilmente remobilizados durante os processos intempéricos (TALBOT; KELTS, 1990), podendo ser carreados e concentrados em depressões distantes de suas fontes sob diferentes regimes climáticos (GIERLOWSKI-KORDESCH, 2009). Entretanto, condições evaporíticas favorecidas pelo aumento da temperatura das águas superficiais reduzem a solubilidade do CO_2 e, conseqüentemente, podem promover a formação de carbonatos lacustres.

Para o caso das áreas de estudo, soluções de carbonatos de cálcio estavam à disposição em abundância a partir da dissolução dos carbonatos do embasamento precambriano. Sob essas circunstâncias, a sedimentação carbonática em sistemas lacustres e fluviais é imediata e seu acúmulo possível, desde que haja espaço suficiente para sua acomodação. Desta forma, o clima passa a ter papel secundário na formação desses carbonatos continentais, embora sua influência deva ser também investigada.

Os depósitos carbonáticos estudados não apresentam elementos característicos que permitam interpretar controle climático em sua formação. Por exemplo, os depósitos de lago não estão associados com minerais evaporíticos que poderiam suportar formação sob condições de climas com tendência à aridez, como normalmente registrado em muitas sucessões lacustres de regiões áridas (CAMOIN et al., 1997). Um elemento que poderia ser utilizado como indicador paleoclimático são os calcretes presentes no topo da sucessão deposicional 1. Embora a origem de calcretes seja diversa (ALONSO-ZARZA; WRIGHT, 2009), as feições associadas com os calcretes da área de estudo evidenciam formação por processos pedogenéticos. Isto é especialmente revelado pela presença de textura *beta*, cuja

formação envolve atividade biogênica em perfis pedogenéticos (WRIGHT; TUCKER, 1991). O desenvolvimento de calcretes pedogenéticos geralmente ocorre sob condições climáticas com tendência à aridez (NASH et al., 2003). Se este for o caso para os calcretes da área de estudo, então se pode interpretar que, após a formação da sucessão deposicional 1 predominantemente em ambientes lacustres, os carbonatos foram sujeitos à pedogênese sob condições de clima com tendência à aridez.

Se a hipótese climática for levada em consideração, então poderia ser interpretado, ainda, mudança nas condições ambientais durante a deposição das sucessões 1 e 2. Assim, período de maior umidade no Ioniano teria favorecido o estabelecimento de lagos que, posteriormente, foram ressecados sob condições climáticas relativamente mais áridas, culminando com a formação dos calcretes. Posteriormente a esse evento de aridez, o regime hidrológico teria favorecido novamente o desenvolvimento de lagos e sistemas fluviais em um momento de maior umidade a partir do Holoceno médio. Desta forma, a formação dos carbonatos, tanto no caso da sucessão deposicional 1 quanto da 2, registraria períodos de maior umidade relativa.

Os valores de isótopos estáveis de C e O são compatíveis com condições úmidas a subúmidas durante o desenvolvimento das tufas (fácies Bl e Bm) e dos sedimentos lacustres (fácies Po e Wf). Algumas amostras de sedimentos lacustres (fácies Wq) posicionam-se no campo de transição entre tufas e calcretes, só que com $\delta^{13}\text{C}$ mais negativo. Este fato se deve a estes serem sedimentos expostos a períodos de ressecamento que, eventualmente, podem significar o início de processos de calcretização. Para os calcretes (fácies Wl e Mb), o resultado não é tão congruente como o esperado para estas rochas em outras partes do mundo (ALONSO ZARZA, 2003). Em geral, as feições texturais caracterizam processos de calcretização, o que é condizente com climas com tendência à aridez. Entretanto, os resultados das análises isotópicas mostraram a concentração dos valores em uma área de transição entre carbonatos em processo de calcretização e calcretes maduros (Figura 5.2.1). Isto pode significar exposição destas rochas a climas úmidos subsequentes ao último evento de calcretização, o que teria ocasionado a precipitação de cimentos carbonáticos sob condições climáticas relativamente mais úmidas.

Figura 5.2.1 - Diagrama de dispersão dos valores de isótopos estáveis de C e O obtidos neste estudo em comparação com valores médios para outros carbonatos continentais (modificado de OLIVEIRA, 2009, baseado em ALONSO ZARZA; ARENAS, 2004, ANDREWS et al., 1997, ANDREWS et al., 2000, BOGGIANI et al., 2002, BUCCINO et al., 1978, CHAFETZ; LAWRENCE, 1994, FRITZ, 1965, HORVATINCIC et al., 2003, SINHA et al., 2006 e SUGUIO et al., 1980).

As variações climáticas observadas em regiões próximas, com o registro de mudanças de temperatura em escala milenar (CRUZ et al., 2005) durante o Pleistoceno, podem indicar a incidência de períodos de maior abundância hídrica na área estudada. Para as ocorrências do Holoceno o contexto aparenta ser similar, com a incidência eventos de maior frequência, mais abruptos, tais como os eventos BOND (TALBOT; LÆRDAL, 2000) definidos no Atlântico Norte e registrados em depósitos do Brasil central (BREMONT et al., 2012) e nos espeleotemas da região estudada (BERTAUX et al., 2002; SAITO DE PAULA, 2012). A presença de tais eventos de variação climática poderia estar ligada ao condicionamento da sedimentação na área, sendo que quanto mais úmido, mais propício à formação de sistemas lacustres e fluviais, e quando mais secos, mais propício ao

desenvolvimento de processos de calcretização. Se observada a situação climática atual, é possível notar que toda a área de estudo encontra-se entre duas áreas de clima subúmido a semi-árido, uma no Chaco e outra no centro-nordeste do Brasil (SOTO et al., 2006). Este posicionamento atual pode indicar a sensibilidade da região a variações climáticas que afetam os sistemas climáticos da América do Sul, colocando a região do Pantanal sob a influência de climas mais secos que os observados hoje em dia.

Além da hipótese climática discutida acima, a estrutural é outro fator que deve ser discutido como potencialmente significativa na gênese dos carbonatos estudados da região do Pantanal. Esta possibilidade é sugerida aqui tendo em vista o contexto geológico e geomorfológico que condicionam as ocorrências desses carbonatos. Em particular, um ponto de importância é a associação direta entre os corpos carbonáticos e as estruturas tectônicas que remontam ao Ciclo-Brasiliano (ALVARENGA et al., 2004), em resposta à subsidência da Bacia do Pantanal e a soerguimentos devido à orogenia andina (USSAMI et al., 1999). Além desta relação direta com a formação dos sítios de deposição dos carbonatos continentais, a tectônica, ativa na borda sudoeste da Bacia do Pantanal (GESICKI; RICCOMINI, 1998) influi diretamente na geração de pontos de surgência de água carbonatada associados às falhas. Na serra da Bodoquena, atividades que ocasionam o soerguimento da Formação Tamengo, porção calcítica do Grupo Corumbá, e o rebaixamento da Formação Bocaina, da porção dolomítica do mesmo grupo, são capazes de controlar o nível freático regional, independentemente do clima da região (SALLUN FILHO, 2005).

Na serra das Araras, a influência das estruturas na gênese dos carbonatos é clara. Isto é demonstrado pelo fato desses ocorrerem somente sob forma de corpos alongados coincidentes com escarpa de falha de direção NE-SW. Esta escarpa separa a serra, com exposições do Grupo Araras, do platô rebaixado, construído em depósitos cenozóicos. Influência estrutural é também sugerida no caso da gênese dos carbonatos que ocorrem na serra da Bodoquena, onde os depósitos mais expressivos formam um corpo alongado, que também paraleliza falha NE-SW. Esta falha define o contato entre rochas neoproterozóicas e paleozóicas do Grupo Corumbá e Formação Aquidauana, respectivamente.

Adicionalmente, ressalta-se a espessura (~10 m) dos depósitos holocênicos na serra da Bodoquena, que se formaram em pouco menos de 6 mil anos, o que indica taxa de deposição de aproximadamente 1,6 m/mil anos. Esta taxa de sedimentação relativamente alta sugere provável geração de espaço de acomodação por efeito tectônico. O fato dos carbonatos no platô Corumbá/Ladário formarem vários pequenos corpos alongados segundo falhas de direção NE-SW a norte e NW-SE a sul é, também, compatível com a hipótese estrutural como importante fator de influência na gênese dos corpos carbonáticos estudados. A ocorrência de depósitos de fluxos de detritos subaquosos nessa localidade pode também ser usada como evidência de instabilidades gravitacionais por efeito sísmico contemporâneo à sedimentação lacustre.

Portanto, embora a hipótese climática deva ser melhor investigada, não se pode descartar que a presença de falhas e outras estruturas geológicas tiveram influência na geração dos carbonatos da região do Pantanal. Assim, bacias lacustres alongadas se instalaram em áreas subsidentes ao longo de estruturas tectônicas, principalmente planos de falha. Para essas áreas rebaixadas fluíram drenagens que carregaram soluções carbonatadas derivadas do embasamento carbonático do entorno. Nesses lagos, a sedimentação ocorreu ainda durante a atuação do evento de sismicidade. O falhamento produziu desníveis topográficos significativos. Estes teriam favorecido gradientes altimétricos variáveis e, até mesmo, escarpas abruptas, que teriam promovido o desenvolvimento de sistemas fluviais, inclusive associados a nascentes e cachoeiras, onde houve a formação dos depósitos de canais fluviais e de tufas, estas últimos principalmente como pendentes.

As análises químicas dos depósitos de carbonatos continentais da região estudada não apresentaram valores significativamente diferentes dos descritos em outras regiões do globo com registro de depósitos similares (ALONSO-ZARZA, 2003; ANDREWS, 2006).

5.3. Evolução tectono-sedimentar

A análise do registro deposicional nas áreas estudadas aponta para o desenvolvimento de sistemas lacustres diretamente sobre o embasamento carbonático précambriano dos grupos Corumbá e Araras, representado pela unidade deposicional 1. Os dados de datação disponíveis mostraram que esse registro

sedimentar ocorreu por volta do Ioniano (Tabela 4.2.1.) na serra das Araras e no Platô Corumbá/Ladário. Estima-se que também os depósitos basais da Serra da Bodoquena tenham se formado neste tempo, embora os carbonatos lacustres basais dessa localidade permaneçam por serem datados. A formação desses lagos ocorreu após intervalo de tempo extensivo de não deposição e/ou erosão, durante o qual houve o desenvolvimento de discordância no topo dos carbonatos precambrianos em todas as áreas estudadas, exceto no Pantanal do Miranda, onde este contato não foi observado. A maior espessura desses depósitos lacustres basais foi registrada no platô Corumbá/Ladário, onde o lago recebeu aporte sedimentar gerado por fluxos gravitacionais, que retrabalharam sedimentos previamente depositados, além de carbonatos do embasamento précambriano. No caso da serra das Araras, houve também o desenvolvimento, ainda que restrito, de tufas em escarpas sob forma de nascentes, o que leva a inferir que naquela área os lagos deveriam estar conectados com canais fluviais que escoavam sobre topografia acentuada.

Como proposto no item anterior, o mais provável é que a origem da série de lagos documentados para o Ioniano nas áreas estudadas tenha sido favorecida por estruturas pré-existentes e possivelmente tectônica atuante. Subsidência ao longo de planos de falhas e em suas adjacências teriam localmente favorecido o acúmulo de água sob forma de lagos alongados paralelamente aos planos de falhas, como registrado nos anexos B-2, C-2 e D-2. Soluções carbonatadas derivadas da dissolução de rochas carbonáticas do embasamento precambriano do entorno teriam convergido para essas áreas deprimidas, gerando os depósitos estudados. O desenvolvimento de espesso pacote com depósitos de fluxos de detritos subaquosos no platô Corumbá/Ladário pode ter também sido promovido por sismicidade tectônica. Alternativamente, instabilidades gravitacionais em ambientes calmos, como o lacustre, podem ocorrer em função da entrada rápida de sedimentos carregados por canais fluviais sob forma de deltas, ou por efeito de fluxos de alta energia causados pela ação de ondas de tempestades. Como não existem evidências nem de depósitos deltaicos, nem de tempestitos em associação a esses depósitos, pode-se argumentar que os depósitos de fluxos de detritos presentes na associação A tenham sido favorecidos pela ação de ondas sísmicas contemporâneas à sedimentação, o que se coaduna com a origem tectônica sugerida para os lagos presentes na sucessão deposicional 1.

Após a deposição lacustre ioniana, as áreas de estudo foram submetidas a um período de exposição subaérea, quando houve o desenvolvimento de processos pedogenéticos, com a gênese de calcrete. Este mostra características de horizontes de solo carbonático maduro, implicando em um período de tempo de exposição relativamente longo, como indicado pelo fato dos perfis de calcrete apresentarem vários metros de espessura. Além disto, o elevado grau de maturação destes calcretes é evidenciado pela sobreposição de texturas *alpha* e *beta*. Como discutido previamente, a sobreposição dessas texturas mostra o avanço dos processos diagenéticos com efeito não somente na superfície, mas também em maiores profundidades pela combinação de processos abiogênicos e biogênicos

No Holoceno médio houve interrupção do processo de pedogênese, com retomada de deposição carbonática. Este momento é registrado pela sucessão deposicional 2. Na serra da Bodoquena, permaneceram condições de sedimentação lacustre pelo menos entre 5,8 e pouco mais que 2,1 mil anos A. P., com deposição da associação de fácies C. O fato destes estratos estarem interdigitados com a associação de fácies D nesta localidade (Figura 4.1.2.1) indica que lagos se desenvolveram ao mesmo tempo em que carbonatos estavam sendo formados em canais fluviais e pendentes de encostas em seu entorno. Os últimos apontam para a presença de nascentes e cachoeiras, que também podem ter sido promovidas por acentuação do gradiente altimétrico da serra, dando origem a declives entre esta e o planalto Maracaju-Campo Grande (Figura 4.3.1). Nesse planalto se instalou a bacia hidrográfica do rio Miranda, que captura todas as drenagens da área oeste da serra da Bodoquena. Se esta interpretação for aceita, então é possível que mudanças geomorfológicas provocadas pela tectônica tenham contribuído para a mudança gradativa do sistema lacustre para fluvial, seja lateralmente, seja temporalmente.

Na serra das Araras, os depósitos carbonáticos formados após a superfície de calcretização desenvolvida sobre os depósitos ionianos não registram mais sedimentação em ambiente lacustre. Nessa área, a evolução da sedimentação deu-se exclusivamente em canais fluviais e pendentes de nascentes, integralmente representada na sucessão deposicional 2. Já no platô Corumbá/Ladário, não houve retomada de sedimentação carbonática após a formação dos calcretes. Tal situação diferenciada pode ter sido motivada pelo número reduzido de corpos de água (rios e lagos) na superfície (Anexo C-1 e C-2). A evolução da tectônica regional, com a

subsidência da Bacia do Pantanal que cerca o platô, pode ter capturado as drenagens da região, deslocando o curso do rio principal, o Paraguai, para o entorno do platô de Corumbá/Ladário e do Maciço do Urucum (Anexo C-1 e C-2).

Por fim, os depósitos relativos a sistemas lacustres do pantanal do Miranda (associação C, fácies Wq) apresentam características deposicionais que permitem associar o evento de deposição holocênica (registro de idade de 3,9 mil anos A. P.; Tabela 4.2.1) a uma variação no nível freático em função de subsidência da Bacia do Pantanal (ASSINE, 2003; ASSINE et al., 2004). Este evento foi pontual, e de curta duração, uma vez que não são observados depósitos similares na área em outro contexto temporal.

5.5. Conclusões

O mapeamento dos carbonatos continentais quaternários que ocorrem no Pantanal Matogrossense e suas adjacências, adicionado ao seu estudo sedimentológico-estratigráfico, petrográfico cronológico e isotópico, permitiu reconstruir os ambientes deposicionais e discutir os fatores mais prováveis envolvidos em sua gênese. O estudo das fácies demonstra que a sedimentação se deu em ambientes deposicionais de fluxo de detritos subaquosos, nascentes, lagos e canais fluviais.

A presença de calcretes pedogenéticos leva a aventar clima relativamente árido a semi-árido em parte do tempo de desenvolvimento desses depósitos. Considerando hipótese climática, período de maior umidade no Ioniano é advogado, o que teria favorecido o estabelecimento de lagos que, posteriormente, foram ressecados sob condições climáticas relativamente mais áridas, culminando com a formação dos calcretes. Posteriormente a esse evento de aridez, o regime hidrológico teria favorecido novamente o desenvolvimento de lagos e sistemas fluviais em um momento de maior umidade a partir do Holoceno médio. Dados isotópicos são compatíveis com esse possível aumento de umidade após a formação de calcretes pedogenéticos

Mesmo considerando possível influência climática, uma conclusão do presente estudo é a importância da estruturas geológica, bem como da tectônica atuante, como fatores primordiais na formação dos carbonatos quaternários da

região do Pantanal Matogrossense. Esses depósitos não ocorrem aleatoriamente nas áreas estudadas, mas formam, mais comumente, corpos alongados distribuídos paralelamente a zonas de falhas. Este fato permite propor que a formação dos carbonatos estudados registra a precipitação a partir de águas carbonatas derivadas de rochas do embasamento precambriano do entorno, que fluíram, pelo menos em grande parte, para lagos formados em áreas subsidentes propiciadas por atividade tectônica. Adicionalmente, houve deposição em nascentes e cachoeiras, desenvolvidas em canais fluviais pela presença de gradientes topográficos, possivelmente decorrentes de ação tectônica. A ocorrência, embora local, de fluxos de detritos subaquosos em ambiente lacustre, como verificada no platô Corumbá/Ladário, pode também ter sido promovida por instabilidades gravitacionais causadas por eventual sismicidade contemporânea à sedimentação.

A estruturação geológica pré-existente e a evolução tectônica da área estudada favoreceu o estabelecimento de sistemas lacustres e fluviais, compostos por nascentes, diretamente sobre o embasamento precambriano. Houve formação de fluxos de detritos associados aos sistemas lacustres no platô Corumbá/Ladário. Após período de calcretização que finda esta fase deposicional, houve o restabelecimento de sistemas lacustres, desta vez associados a sistemas fluviais, que permanecem até os dias atuais.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. Geologia do Sudoeste Mato-Grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM*, v.116, p.1-118, 1945.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia do Centroeste Matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineração, DNPM*, v.150, p.1-97, 1954.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim de Geologia e Mineralogia, DNPM*, v.219, p.1-96, 1965.
- ALMEIDA, L. H. S.; SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; BOGGIANI, P. C. Quaternary tufas in the Serra do André Lopes, southeastern Brazil. *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, v.16, p.5-6, 2011.
- ALONSO-ZARZA, A.; CALVO, J.; GARCÍA DEL CURA, M. Palustrine sedimentation and associated features—grainification and pseudo-microkarst-in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, v.76, n.1-2, p.43-61, 1992.
- ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. H. *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*. Amsterdam: Elsevier, 2009a. v.61, 378p.
- ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. H. *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications*. Amsterdam: Elsevier, 2009b. v.62, 319p. *Developments in Sedimentology*.
- ALONSO-ZARZA, A. M.; WRIGHT, V. P. Calcretes. In: ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. H. (Ed.). *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. Amsterdam: Elsevier, 2009c, v.61, p.225-267. (*Developments in Sedimentology*, 61)
- ALONSO-ZARZA, A. M.; WRIGHT, V. P. Palustrine Carbonates. In: ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. H. (Ed.). *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. Amsterdam: Elsevier, 2009d, p.103-131. (*Developments in Sedimentology*, 61)
- ALONSO ZARZA, A. M. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, v.60, n.3-4, p.261-298, 2003.

ALONSO ZARZA, A. M.; ARENAS, C. Cenozoic calcretes from the Teruel Graben, Spain: microstructure, stable isotope geochemistry and environmental significance. *Sedimentary Geology*, v.167, n.1-2, p.91-108, 2004.

ALONSO ZARZA, A. M.; CALVO, J. P. Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.160, n.1-2, p.1-21, 2000.

ALVARENGA, C. J. S.; BOGGIANI, P. C.; BABINSKI, M.; DARDENNE, M. A.; FIGUEIREDO, M.; SANTOS, R. V.; DANTAS, E. L. The Amazonian Palaeocontinent. In: GAUCHER, C. S., A. N.; FRIMMEL, H. E.; HALVERSON, G. P. (Ed.). *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, 2009, v.16, p.15-28.

ALVARENGA, C. J. S.; FAIRCHILD, T. R.; BOGGIANI, P. C. The Neoproterozoic Paraguay Belt: Stratigraphy and Regional Geology. In: SYMPOSIUM ON NEOPROTEROZOIC-EARLY PALEOZOIC EVENTS IN SW-GONDWANA, I. 2004, Brasil. *Guia de excursão a campo*. Brasil: International Geological Correlation Programme - IGCP - Project 478, 2004, p.108p.

ALVARENGA, C. J. S.; TROMPETTE, R. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A Estruturação da Região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, v.23, n.1, p.18-30, 1993.

ALVARENGA, S. M.; BRASIL, A. E.; DEL'ARCO, D. M. *Geomorfologia*. Rio de Janeiro: Ministério de Minas e Energia, 1982. In: Projeto RADAM BRASIL, v.28, p.125-184.

ANADON, P.; UTRILLA, R. Sedimentology and isotope geochemistry of lacustrine carbonates of the Oligocene Campins Basin, north-east Spain. *Sedimentology*, v.40, n.4, p.699-720, 1993.

ANDREWS, J. E. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth-Science Reviews*, v.75, p.85-104, 2006.

ANDREWS, J. E.; PEDLEY, M.; DENNIS, P. F. Palaeoenvironmental records in Holocene Spanish tufas: a stable isotope approach in search of reliable climatic archives. *Sedimentology*, v.47, n.5, p.961-978, 2000.

ANDREWS, J. E.; RIDING, R.; DENNIS, P. F. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from

Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.129, n.1, p.171-189, 1997.

ANJOS, C. E.; OKIDA, R. Geologia. In: SILVA, J. S. V. (Ed.). *Zoneamento Ambiental da Borda Oeste do Pantanal - Maciço do Urucum e Adjacência*. Brasília, DF: EMBRAPA Comunicação e Transferência de Tecnologia, 2000 Disponível no endereço:

<http://www.cpap.embrapa.br/agencia/borda_oeste/paginas/geo_texto.htm>.

Acessado em 03/04/2012.

ARENAS-ABAD, C.; CABRERA, L.; RAMOS, E. Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sedimentary Geology*, v.197, p.1-27, 2007.

ARENAS-ABAD, C.; GUTIÉRREZ, F.; OSÁCAR, C.; SANCHO, C. Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depression, NE Spain. *Sedimentology*, v.47, n.4, p.883-909, 2000.

ARENAS-ABAD, C.; VÁZQUEZ-URBEZ, M.; PARDO-TIRAPU, G.; SANCHO-MARCÉN, C. Fluvial and Associated Carbonate Deposits. In: ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. H. (Ed.). *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. Amsterdam: Elsevier, 2009, v.Developments in Sedimentology, p.133-175. (Developments in Sedimentology, 61)

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

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, v.114, n.1, p.23-34, 2004.

AULER, A. S.; SMART, P. L. Late Quaternary Paleoclimate in Semiarid Northeastern Brazil from U-Series Dating of Travertine and Water-Table Speleothems. *Quaternary Research*, v.55, n.2, p.159-167, 2001.

BASILICI, G.; DAL BÓ, P. F. F.; LADEIRA, F. S. B. Climate-induced sediment-palaeosol cycles in a Late Cretaceous dry aeolian sand sheet: Marília Formation (North-West Bauru Basin, Brazil). *Sedimentology*, v.56, n.6, p.1876-1904, 2009.

BELL, C. M. Saline lake carbonates within an Upper Jurassic-Lower Cretaceous continental red bed sequence in the Atacama region of northern Chile. *Sedimentology*, v.36, n.4, p.651-663, 1989.

BERTAUX, J.; SONDAG, F.; SANTOS, R.; SOUBIÈS, F.; CAUSSE, C.; PLAGNES, V.; LE CORNEC, F.; SEIDEL, A. Paleoclimatic record of speleothems in a tropical region: study of laminated sequences from a Holocene stalagmite in Central-West Brazil. *Quaternary International*, v.89, n.1, p.3-16, 2002.

BOGGIANI, P.; SIAL, A.; RIBEIRO, F.; FLEXOR, J.; ROQUE, A.; FERREIRA, V. Paleoenviromental indications from stable isotopes in freshwater Quaternary limestones in the Bodoquena Plateau, Central South America. In: Simpósio Sudamericano de Geologia Isotópica, 1999, Cidade de Villa Carlos Paz. *Actas. Cidade de Villa Carlos Paz*, 1999, v.1, p.380-382.

BOGGIANI, P. C.; ALVARENGA, C. J. S. Faixa Paraguai. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, A. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Editora, 2004, p.113-122.

BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M. Quaternary limestone of Pantanal area, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.67, n.3, p.343-349, 1995.

BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M.; GESICKI, A. L.; SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; RIBEIRO, F. B.; FLEXOR, J. M. Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Ed.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002, v.1, p.249-259.

BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M.; RIBEIRO, F. B.; FLEXOR, J.-M.; SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P. Significado paleoclimático das Lentes Calcárias do Pantanal do Miranda - Mato Grosso do Sul In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998, p.88.

BOGGIANI, P. C.; FAIRCHILD, T. R.; COIMBRA, A. M. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região Central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul (Faixa Paraguai). *Revista Brasileira de Geociências*, v.23, n.3, p.301-305, 1993.

BRANCACCIO, L.; D'ARGENIO, B.; FERRERI, V.; DAMIANO, S.; TURI, B.; PREITE, M. M. Caratteri Tessiturali e Geochimici dei Travertini di Rocchetta a Volturno (Molise). *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, v.105, p.265-277, 1986.

BRANNER, J. C. A Graded Limestone Plain of the Interior of Bahia and the Climatic Changes Suggested by Them. *Geological Society of America Bulletin*, v.2, n.2, p.187-206, 1910.

BRASIER, A. T.; ANDREWS, J. E.; MARCA-BELL, A. D.; DENNIS, P. F. Depositional continuity of seasonally laminated tufas: Implications for $\delta^{18}\text{O}$ based palaeotemperatures. *Global and Planetary Change*, v.71, n.3-4, p.160-167, 2010.

BREMOND, L.; BOOM, A.; FAVIER, C. Neotropical C_3/C_4 grass distributions – present, past and future. *Global Change Biology*, v.18, n.7, p.2324-2334, 2012.

BUCCINO, G.; D'ARGENIO, B.; FERRERI, V.; BRANCACCIO, I.; FERRERI, M.; PANICHI, C.; STANZIONE, D. I Travertini della bassa valle del Tanagro (Campania). Studio Geomorfologico, Sedimentologico e Geochimico. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, v.97, p.617–646, 1978.

CALVO, J. P.; JONES, B. F.; BUSTILLO, M.; FORT, R.; ALONSO ZARZA, A. M.; KENDALL, C. Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, central Spain. *Chemical geology*, v.123, n.1-4, p.173-191, 1995.

CAMOIN, G.; CASANOVA, J.; ROUCHY, J.-M.; BLANC-VALLERON, M.-M.; DECONINCK, J.-F. Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times. *Sedimentary Geology*, v.113, n.1-2, p.1-26, 1997.

CAMPANHA, G. A. D. C.; WARREN, L.; BOGGIANI, P. C.; GROHMANN, C. H.; CÁCERES, A. A. Structural analysis of the Itapucumí Group in the Vallemí region, northern Paraguay: Evidence of a new Brasileiro/Pan-African mobile belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v.30, n.1, p.1-11, 2010.

CANDY, I.; BLACK, S.; SELLWOOD, B. W. U-series isochron dating of immature and mature calcretes as a basis for constructing Quaternary landform chronologies for the Sorbas basin, southeast Spain. *Quaternary Research*, v.64, n.1, p.100-111, 2005.

CANDY, I.; BLACK, S.; SELLWOOD, B. W.; ROWAN, J. S. Calcrete profile development in Quaternary alluvial sequences, southeast Spain: Implications for using calcretes as a basis for landform chronologies. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.28, n.2, p.169-185, 2003.

CAPEZZUOLI, E.; GANDIN, A. I 'travertini' in Italia: proposta di una nuova nomenclatura basata sui caratteri genetici. *Italian Journal of Quaternary Science*, v.17, n.2/1, p.273-284, 2004.

CARMINATTI, M.; DIAS, J.; WOLFF, B. From Turbidites to Carbonates: Breaking Paradigms in Deep Waters. In: Offshore Technology Conference, 2009, Houston, Texas, USA. Houston, Texas, USA, 2009.

CARTHEW, K. D.; TAYLOR, M. P.; DRYSDALE, R. N. Are current models of tufa sedimentary environments applicable to tropical systems? A case study from the Gregory River. *Sedimentary Geology*, v.162, n.3, p.199-218, 2003.

CARTHEW, K. D.; TAYLOR, M. P.; DRYSDALE, R. N. An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly karst, northern Australia. *Geomorphology*, v.73, p.78-100, 2006.

CASTANIER, S.; MÉTAYER-LEVREL, G. L.; PERTHUISOT, J. P. Ca-carbonates precipitation and limestone genesis-the microbiogeologist point of view. *Sedimentary Geology*, v.126, n.1, p.9-23, 1999.

CHAFETZ, H. S.; FOLK, R. L. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Research*, v.54, n.1, p.289-316, 1984.

CHAFETZ, H. S.; LAWRENCE, J. R. Stable Isotopic Variability within Modern Travertines. *Géographie physique et Quaternaire*, v.48, n.3, p.257-273, 1994.

CHEN, J.; ZHANG, D. D.; WANG, S.; XIAO, T.; HUANG, R. Factors controlling tufa deposition in natural waters at waterfall sites. *Sedimentary Geology*, v.166, p.353-366, 2004.

CORRÊA, D. *Caracterização, Cronologia e Gênese das Tufas da Serra das Araras - Mato Grosso*. 2006. 79p. (Dissertação de Mestrado) - Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2006.

CORRÊA, D.; AULER, A. S. Caracterização, cronologia e gênese das tufas da Serra das Araras, Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL, 1. 2006, Campo Grande (MS). *Anais*. Campo Grande (MS): Embrapa Informática Agropecuária/INPE, 2006, p.165-174.

CORRÊA, D.; AULER, A. S. Tufas Calcárias da Serra das Araras (MT): Um notável depósito Sedimentar Quaternário. In: Encontro Brasileiro de Estudos do Carste - Carste 2007, 2, 2007, São Paulo. *Anais*. São Paulo: Redespeleo Brasil, 2007, p.11.

CORRÊA, D.; AULER, A. S.; WANG, X.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H. Geomorphology and genesis of the remarkable Araras Ridge tufa deposit, Western Brazil. *Geomorphology*, v.134, n.1-2, p.94-101, 2011.

CRISTALLI, P. S. *Macrofitofósseis em tufos calcários quaternários do norte da Bahia como indicadores paleoclimáticos*. 2006. 195p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo São Paulo, 2006.

CRISTALLI, P. S.; SALLUN FILHO, W.; PETRI, S.; KARMANN, I.; UTIDA, G.; MITTELSTAEDT, C. A. Tafonomia de folhas fósseis e características deposicionais de tufos calcários quaternários de Campo Formoso, Bahia, Brasil. In: CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C. T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M. A.; FERNANDES, A. C. S.; RODRIGUES, M. A. C.; CARVALHO, M. S. S.; ARAI, M.; OLIVEIRA, M. E. Q. (Ed.). *Paleontologia: Cenários da Vida*. Rio de Janeiro: Ed. Interciência, 2007, v.2, p.251-260. (Seção 3)

CRUZ, F.; VUILLE, M.; BURNS, S.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R.; KARMANN, I.; AULER, A.; NGUYEN, H. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, v.2, n.3, 2009.

CRUZ, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.; CARDOSO, A. O.; FERRARI, J. A.; DIAS, P. L. S.; VIANA JR, O. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, v.434, p.63-66, 2005.

CRUZ, J. F. W.; BURNS, S. J.; JERCINOVIC, M.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.71, n.9, p.2250-2263, 2007.

CRUZ, J. F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Science Letters*, v.248, n.1-2, p.495-507, 2006.

CUNHA, P. V. C. *Gênese de calcretes da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, Paraná*. 2011. 132p. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, UFPR, Curitiba, 2011.

DEAN, W. E. Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes. In: ETHRIDGE, F. G.; FLORES, R. M. (Ed.). *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration: Society of Economic Paleontologists Mineralogists, Special Publication*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1981, v.31, p.213–231.

DEOCAMPO, D. M. The Geochemistry of Continental Carbonates. In: ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. H. (Ed.). *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications*. Amsterdam: Elsevier, 2010, p.1-59. (Developments in Sedimentology, 62)

DOMÍNGUEZ-VILLAR, D.; VÁZQUEZ-NAVARRO, J. A.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L. Freshwater tufa record from Spain supports evidence for the past interglacial being wetter than the Holocene in the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, v.77, n.3-4, p.129-141, 2011.

DUARTE, L.; VASCONCELOS, M. E. C. Vegetais do Quaternário do Brasil. I–Flórula de Russas, CE. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.52, n.1, p.37-48, 1980a.

DUARTE, L.; VASCONCELOS, M. E. C. Vegetais do Quaternário do Brasil. II – Flórula de Umbuzeiro, PB. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.52, n.1, p.93-108, 1980b.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, v.1, p.108–121, 1962.

EMEIS, K. C.; RICHNOW, H. H.; KEMPE, S. Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology*, v.34, n.4, p.595-609, 1987.

- FAIRCHILD, I. J.; MCMILLAN, E. A. Speleothems as indicators of wet and dry periods. *International Journal of Speleology*, v.36, n.2, p.69-74, 2007.
- FERNANDES, L. A. Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos. *Revista Brasileira de Geociências*, v.1, n.1, p.19-35, 2010.
- FERNANDES, L. A.; BASILICI, G. Transition of ephemeral palustrine to aeolian deposits in a continental arid - semi-arid environment (Upper Cretaceous Bauru Basin, Brazil). *Cretaceous Research*, v.30, p.605-614, 2009.
- FLÜGEL, E. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Berlin: Springer, 2004. 976p.
- FORD, D. C.; WILLIAMS, P. W. *Karst Geomorphology and Hidrology*. Londres: Unwin Hyman, 1989. 601p.
- FORD, T. D. Tufa: a freshwater limestone. *Geology Today*, v.5, n.2, p.60-63, 1989.
- FORD, T. D.; PEDLEY, H. M. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, v.41, n.3, p.117-175, 1996.
- FREITAS, B. T. *Tectônica e sedimentação do Grupo Jacadigo (Neoproterozóico, MS)*. 2010. 187p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.
- FREYTET, P.; VERRECCHIA, E. P. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology*, v.27, n.2, p.221-237, 2002.
- FRITZ, P. Composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio nei travertini della Toscana. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, v.7, n.25, p.25-30, 1965.
- GANDIN, A.; CAPEZZUOLI, E. Travertine versus calcareous tufa: Distinctive petrologic features and stable isotopes signatures. *Italian Journal of Quaternary Science*, v.21, n.1B, p.125-136, 2008.
- GARCÉS, B. L. V.; GIERLOWSKI-KORDESCH, E. Lacustrine carbonate deposition in Middle Pennsylvanian cyclothems — the Upper Freeport Formation, Appalachian Basin, USA. *Journal of Paleolimnology*, v.11, n.1, p.109-132, 1994.
- GARCIA, J.; MESTRES, J.; RAURET, G. Comparing continental carbonates with other materials in dating a paleolake. *Radiocarbon*, v.34, n.3, p.619-625, 1992.

GARNETT, E. R.; GILMOUR, M. A.; ROWE, P. J.; ANDREWS, J. E.; PREECE, R. C. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of Holocene tufas: possibilities and problems. *Quaternary Science Reviews*, v.23, p.947–958, 2004.

GESICKI, A. L. D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da borda sudeste do Pantanal Matogrossense. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, 1998, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998, p.84.

GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. Lacustrine Carbonates. In: ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. H. (Ed.). *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. Amsterdam: Elsevier, 2009, v.61, p.1-101. (Developments in Sedimentology, 61)

GODOY, A. M.; RUIZ, A. S.; MANZANO, J. C.; ARAUJO, L. M. B. Os granitóides brasileiros da faixa de dobramentos Paraguai, MS e MT. *Geologia USP, Série Científica*, v.7, n.1, p.29-44, 2007.

GOLUBIC, S.; FISCHER, A. Ecology of calcareous nodules forming in Little Connestoga Creek near Lancaster, Pennsylvania. *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie*, v.19, p.2315-2323, 1975.

HAMMARLUND, D.; BJÖRCK, S.; BUCHARDT, B.; ISRAELSON, C.; THOMSEN, C. T. Rapid hydrological changes during the Holocene revealed by stable isotope records of lacustrine carbonates from Lake Igelsjön, southern Sweden. *Quaternary Science Reviews*, v.22, n.2-4, p.353-370, 2003.

HOEFS, J. *Stable isotope geochemistry*. 6^a edição. Amesterdam: Springer, 2009. 244p.

HORVATINCIC, N.; OBELIC, B.; BRONIC, I. K. Differences in the ^{14}C age, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of Holocene tufa and speleothem in the Dinaric Karst. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.193, n.1, p.139-157, 2003.

JIANG, Z.; CHEN, D.; QIU, L.; LIANG, H.; MA, J. Source-controlled carbonates in a small Eocene half-graben lake basin (Shulu Sag) in central Hebei Province, North China. *Sedimentology*, v.54, n.2, p.265-292, 2007.

JONES, B.; RENAUT, R. W. Calcareous Spring Deposits in Continental Settings. In: ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. H. (Ed.). *Carbonates in Continental Settings*:

Facies, Environments, and Processes. Amsterdam: Elsevier, 2009, v.61, p.177-224. (Developments in Sedimentology, 61)

JONES, F. G.; WILKINSON, B. H. Structure and growth of lacustrine pisoliths from recent Michigan marl lakes. *Journal of Sedimentary Research*, v.48, n.4, 1978.

LAWRENCE EDWARDS, R.; CHEN, J. H.; WASSERBURG, G. J. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, v.81, n.2-3, p.175-192, 1987.

LEAL, C. F. N. B.; RAMOS, R. R. C. O Complexo Cárstico de Itaocara, Cantagalo e São Sebastião do Alto – RJ: Preservação à Luz do Decreto 6.640/2008. In: 31º Congresso Brasileiro de Espeleologia, 2011, Ponta Grossa. *Anais*. Ponta Grossa: SBE, 2011.

LEINFELDER, R. R.; HARTKOPF-FRÖDER, C. In situ accretion mechanism of concavo-convex lacustrine oncoids ('swallow nests') from the Oligocene of the Mainz Basin, Rhineland, FRG. *Sedimentology*, v.37, n.2, p.287-301, 1990.

LITHERLAND, M.; ANNELLS, R. N.; DARBYSHIRE, D. P. F.; FLETCHER, C. J. N.; HAWKINS, M. P.; KLINCK, B. A.; MITCHELL, W. I.; O'CONNOR, E. A.; PITFIELD, P. E. J.; POWER, G.; WEBB, B. C. The proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, v.43, n.3, p.157-174, 1989.

LUNA FILHO, P. E. D. *Peter Wilhelm Lund : o auge das suas investigações científicas e a razão para o término das suas pesquisas*. 2007. 465p. (Tese de Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

LUZ, J. D. S.; OLIVEIRA, A. M.; LEMOS, D. B.; ARGOLO, J. L.; SOUZA, N. B.; ABREU FILHO, W. *Projeto Província Serrana*. Goiânia (GO): DNPM/CPRM, 1978. v.1, 105p.

MILANI, E. J.; RANGEL, H. D.; BUENO, G. V.; STICA, J. M.; WINTER, W. R.; CAIXETA, J. M.; PESSOA NETO, O. C. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.15, n.2, p.183-573, 2007.

MUNIZ, G.; RAMIREZ, L. Tufo calcário (tufa) quaternário com moluscos, nos estados da Paraíba e Pernambuco. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.43, p.611-618, 1971.

NASH, D. J.; MCLAREN, S. J. Kalahari valley calcretes: their nature, origins, and environmental significance. *Quaternary International*, v.111, n.1, p.3-22, 2003.

NOGUEIRA, V. L.; OLIVEIRA, C. C.; FIGUEIREDO, J. A.; CORRÊA FILHO, F. C. L.; SCOSLEWSKI, N. G.; SOUZA, M. R.; MORAES FILHO, J. C. R.; LEITE, E. A.; SOUZA, N. B.; SOUZA, J. O.; CERQUEIRA, N. L. S.; VANDERLEI, A. A.; TAKASCHI, A. T.; ABREU FILHO, W.; ROSITO, J.; OLIVATTI, O.; HAUSEN, J. E. P.; GONÇALVES, G. N. D.; RAMALHO, R.; PERERIRA, L. C. B. *Relatório Final*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1978. In: Projeto Bonito-Aquidauana, v.14, (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2744).

OLIVEIRA, E. C. *Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS*. 2009. 149p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

OLIVEIRA, E. C.; BOGGIANI, P. C.; UTIDA, G.; PETRI, S. A Formação Xaraiés e as Lentes Carbonáticas do Pantanal Sul. In: XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 2009a, Cuiabá. *Anais*. Cuiabá: SBG, 2009a.

OLIVEIRA, E. C.; BOGGIANI, P. C.; UTIDA, G.; PETRI, S. Significado paleoclimático dos calcários Quaternários da Formação Xaraiés. In: 2º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, 2009b, Corumbá, MS. *Anais*. Corumbá, MS: Embrapa Informática Agropecuária/INPE, 2009b, p.230-239.

OLIVEIRA, E. C.; UTIDA, G.; BOGGIANI, P. C.; PETRI, S. Calcretes da Formação Xaraiés, Mato Grosso do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, 2008a, Curitiba. *Anais*. Curitiba: Sociedade Brasileira da Geologia, 2008a, p.992.

OLIVEIRA, E. C.; UTIDA, G.; BOGGIANI, P. C.; PETRI, S. A Formação Xaraiés e as Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, 2008b, Curitiba. *Anais*. Curitiba: Sociedade Brasileira da Geologia, 2008b, p.991.

OLIVEIRA, E. C.; UTIDA, G.; BOGGIANI, P. C.; PETRI, S. Calcareous Tufa from Bodoquena Range (MS), Brazil. In: 27th IAS Meeting of Sedimentologists, 2009c, Alghero, Italy. *Anais*. Alghero, Italy: IAS, 2009c.

ORDOÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M. A. Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. *Special Publications of International Association of Sedimentologists*, v.6, p.485-497, 1983.

ÖZKUL, M.; GÖKGÖZ, A.; HORVATINČIĆ, N. Depositional properties and geochemistry of Holocene perched springline tufa deposits and associated spring waters: a case study from the Denizli Province, Western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, v.336, n.1, p.245-262, 2010.

PAZ, J. D. S. D. *Fácies, Petrografia e Geoquímica da Formação Codó, Neo-Aptiano, Bacia de São Luís-Grajaú*. 2005. 148p. (Tese de doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.

PEDLEY, H. M. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, v.68, p.143-154, 1990.

PEDLEY, H. M.; ANDREWS, J.; ORDONEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M. A.; MARTIN, J. A. G.; TAYLOR, D. Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.121, n.3, p.239-257, 1996.

PENHA, A. E. P. P. *O calcário caatinga de Ourolândia, Bahia: feições diagnósticas, gênese e evolução de um perfil calcrete*. 1994. 114p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1994.

PENTECOST, A. The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia minor. *Quaternary Science Reviews*, v.14, n.10, p.1005-1028, 1995.

PENTECOST, A. *Travertine*. London: Springer, 2005. 445p.

PENTECOST, A.; VILES, H. A Review and Reassessment of Travertine Classification. *Géographie physique et Quaternaire*, v.48, n.3, p.305-314, 1994.

PINTO, M. N.; NORTE, C. U. A. Geomorfologia do Pantanal Matogrossense. In: V Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 1988, Natal. *Anais*. Natal: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 1988, p.78-85.

PLA-PUEYO, S.; GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H.; VISERAS, C.; SORIA, J. M. Major controls on sedimentation during the evolution of a continental basin: Pliocene-

Pleistocene of the Guadix Basin (Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology*, v.219, n.1-4, p.97-114, 2009.

PLATT, N. H. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, v.36, n.4, p.665-684, 1989.

PREZZI, C. B.; UBA, C. E.; GÖTZE, H.-J. Flexural isostasy in the Bolivian Andes: Chaco foreland basin development. *Tectonophysics*, v.474, n.3-4, p.526-543, 2009.

PUTZER, H. *Geologie von Paraguay*. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1962.

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J. Geophys. Res.*, v.101, n.D21, p.26539-26551, 1996.

REYES-PÉREZ, Y. A.; LIMA-FILHO, F. P.; SANT'ANNA, L. G.; BEZERRA, F. H. R.; CÓRDOBA, V. C.; L., M.; SOUZA, A. M. Tufas calcárias na bacia Potiguar, nordeste do Brasil. In: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2003, Recife. *Anais*. Recife, 2003, 41.

RIBEIRO, F. B.; ROQUE, A.; BOGGIANI, P. C.; FLEXOR, J. M. Uranium and thorium series disequilibrium in quaternary carbonate deposits from the Serra da Bodoquena and Pantanal do Miranda, Mato Grosso do Sul State, central Brazil. *Applied Radiation and Isotopes*, v.54, n.1, p.153-73, 2001.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M.; SANT'ANNA, L. G.; BRANDT NETO, M.; VALARELLI, J. V. Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, Rift Continental do Sudeste do Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, v.26, n.3, p.167-180, 1996.

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, v.47, n.1, p.179-214, 2000.

ROBBINS, L. L.; BLACKWELDER, P. L. Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings; a biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism. *Geology*, v.20, n.5, p.464-468, 1992.

SAITO DE PAULA, M. *Variabilidade do Sistema de Monções de Verão durante os últimos 1.500 anos na região de Bonito – MS, com base em registros paleoclimáticos*

de espeleotemas. 2012. 100p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

SALLUN FILHO, W. *Geomorfologia e Geoespeleologia do Carste da Serra da Bodoquena, MS*. 2005. 193p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I. Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil. *Journal of Maps*, v.282, p.295, 2007.

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; BOGGIANI, P. C.; PETRI, S.; CRISTALLI, P. D. S.; UTIDA, G. A deposição de tufas quaternárias no estado de Mato Grosso do Sul: proposta de definição da formação Serra da Bodoquena. *Geologia USP. Série Científica*, v.9, p.47-60, 2009a.

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. Quaternary tufa in the Serra da Bodoquena Karst, West-Central Brazil: Evidence of wet period. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, v.6, n.7, p.072055, 2009b.

SANT'ANNA, L. G.; RICCOMINI, C.; RODRIGUES-FRANCISCO, B. H.; SIAL, A. N.; CARVALHO, M. D.; MOURA, C. A. V. The Paleocene travertine system of the Itaborai basin, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.18, p.11-25, 2004.

SCHOLL, D. W.; TAFT, W. H. Algae, contributors to the formation of calcareous tufa, Mono Lake. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.34, n.2, p.309-319, 1964.

SHIRAIWA, S.; USSAMI, N. Gravity survey of the pantanal wetland: data acquisition and processing. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.19, p.315-324, 2001.

SIERRALTA, M.; KELE, S.; MELCHER, F.; HAMBACH, U.; REINDERS, J.; VAN GELDERN, R.; FRECHEN, M. Uranium-Series Dating of Travertine from Sütto: Implications for Reconstruction of Environmental Change in Hungary. *Quaternary International*, v.In Press, Accepted Manuscript, 2009.

SINHA, R.; TANDON, S. K.; SANYAL, P.; GIBLING, M. R.; STUBEN, D.; BERNER, Z.; GHAZANFARI, P. Calcretes from a Late Quaternary interfluvial in the Ganga Plains, India: Carbonate types and isotopic systems in a monsoonal setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.242, n.3-4, p.214-239, 2006.

SORIANO, B. M. A. Climatologia. In: SILVA, J. S. V. (Ed.). *Zoneamento Ambiental da Borda Oeste do Pantanal - Maciço do Urucum e Adjacência*. Brasília, DF: EMBRAPA Comunicação e Transferência de Tecnologia, 2000 Disponível no endereço: <http://www.cpap.embrapa.br/agencia/borda_oeste/paginas/clima_texto.htm>.

Acessado em 03/04/2012.

SOTO, G.; GABRIELS, D.; SANTIBÁÑEZ, F.; VERBIST, K. Zonación de los Regímenes Hídricos de América Latina y el Caribe desde una Perspectiva Climática. In: IV Foro Mundial del Agua, 2006, Mexico DF. Mexico DF, 2006.

SUGUIO, K. *Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica*. São Paulo, Brasil: Edgard Blücher, 1980. 500p.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J. H.; MATSUI, E. Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, 1980, Camboriú, SC. *Anais*. Camboriú, SC: Sociedade Brasileira da Geologia, 1980, v.1, p.607-617.

TALBOT, M.; KELTS, K. Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments. *AAPG Memoir*, v.50, p.99-112, 1990.

TALBOT, M.; LÆRDAL, T. The Late Pleistocene - Holocene palaeolimnology of Lake Victoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic matter. *Journal of Paleolimnology*, v.23, n.2, p.141-164, 2000.

TALBOT, M. R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, v.80, n.4, p.261-279, 1990.

TUCKER, M. E. *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 1990. 482p.

TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 2001. 272p.

TURCQ, B.; SUGUIO, K.; SOUBIÉS, F.; SERVANT, M.; PRESSINOTTI, M. N. Alguns terraços fluviais do Sudoeste e do Centro-Oeste brasileiro por radio-carbono: possíveis significados paleoclimáticos. In: I Congresso da Associação Brasileira de

Estudos do Quaternário, 1987, Porto Alegre (RS). *Anais*. Porto Alegre (RS), 1987, p.379-392.

USGS. *Shuttle Radar Topographic Mission*. Disponível em: <http://srtm.usgs.gov> . Acessado em: 12/08/2007, 2006.

USSAMI, N.; SHIRAIWA, S.; DOMINGUEZ, J. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, v.18, n.1, p.25-39, 1999.

UTIDA, G. *Fósseis em micritos Quaternários da Serra da Bodoquena, Bonito-MS, e sua aplicação em estudos paleoambientais*. 2009. 215p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

UTIDA, G.; PETRI, S.; OLIVEIRA, E. C.; BOGGIANI, P. C. Microfossils in Micrites from Serra da Bodoquena (MS), Brazil: Taxonomy and Paleoenvironmental Implications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.84, n.2, p.37-53, 2012.

UTIDA, G.; PETRI, S.; SALLUN FILHO, W.; BOGGIANI, P. C. Gastrópodes em tufos calcários quaternários da Serra da Bodoquena, Bonito, MS. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 20, 2007, Búzios, RJ. *Anais*. Búzios, RJ: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 2007, p.146-147.

VARGAS, T.; MOTOKI, A.; PEIXOTO, J. Rochas ornamentais do Brasil, seu modo de ocorrência geológica, variedade tipológica, exploração comercial e utilidades como materiais nobres de construção. *Revista de Geociências da UFF*, v.2, n.2, p.119-132, 2001.

VÁZQUEZ-URBEZ, M.; PARDO, G.; ARENAS, C.; SANCHO, C. Fluvial diffuence episodes reflected in the Pleistocene tufa deposits of the River Piedra (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology*, v.125, n.1, p.1-10, 2011.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate*, v.19, n.20, p.4977-5000, 2006.

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review*, v.130, n.3, p.684-699, 2002.

WARREN, L. V.; FAIRCHILD, T. R.; GAUCHER, C.; BOGGIANI, P. C.; POIRÉ, D. G.; ANELLI, L. E.; INCHAUSTI, J. C. G. Corumbella and in situ Cloudina in association with thrombolites in the Ediacaran Itapucumi Group, Paraguay. *Terra Nova*, v.23, n.6, p.382-389, 2011.

WEYLER, G. *Relatório final dos Poços perfurados no Pantanal Matogrossense*. Ponta Grossa: Distrito de Exploração Sedimentar do Paraná - PETROBRAS, 1962. 27p.

WRIGHT, V. P. Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. *Geological Society, London, Special Publications*, v.370, 2012.

WRIGHT, V. P.; TUCKER, M. E. *Calcretes*. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 1991. 352p.

ANEXOS

ANEXO A – Mapa da Área de Estudo

ANEXO A

Mapa da Área de Estudo

OLIVEIRA, E. C. (2013)
"Rochas Carbonáticas Continentais (Quaternário)
do Pantanal Matogrossense e Adjacências"

LEGENDA

- Curvas de nível
- Drenagens
- Estradas
- Cidades
- Bonito
- Anexo B - Serra das Araras
- Anexo C - Platô de Corumbá e Pantanal do Miranda
- Anexo D - Serra da Bodoquena

LEGENDA

- sedimentos quaternários
- sedimentos paleozóicos
- granitos pós-tectônicos

Unidades Neoproterozóicas - Cambrianas

- sedimentos terrígenos do Grupo Alto Paraguai
- Grupo Araras

Unidades Neoproterozóicas

- carbonatos do Grupo Corumbá
- sedimentos terrígenos do Grupo Corumbá
- Grupo Itapucumi
- Grupo Jacadigo
- Grupo Cuiabá

- embasamento gnáissico-granítico

Base de dados:
Boggiani, P.C. and Alvarenga, C.J.S. (2004) Faixa Paraguai. In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida (Eds. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, A.D.R. Carneiro and B.B. Brito-Neves), pp. 113-122. Beca Editora, São Paulo.
IBGE/DGC. Base Cartográfica Contínua, ao milionésimo – BCIM: versão 3.0. Rio de Janeiro, 2010.
USGS (2006) Shuttle Radar Topographic Mission. Disponível em: <http://srtm.usgs.gov> . Acessado em: 12/08/2007.

**ANEXO B - 1 – Mapa Geológico e de Afloramentos de Carbonatos Continentais
na Serra das Araras (MT)**

ANEXO B-1

OLIVEIRA, E. C. (2013)
 “Rochas Carbonáticas Continentais (Quaternário)
 do Pantanal Matogrossense e Adjacências”

Mapa Geológico e de Afloramentos de Carbonatos Continentais na Serra das Araras (MT)

LEGENDA

- Curvas de nível
- Drenagens
- Estradas
- Afloramentos Estudados

- CENOZÓICO**

Quaternário

 - Depósitos Aluvionares
 - Carbonatos Continentais
 - Formação Pantanal

NEOPROTEROZOICO

Neoproterozóico III

 - Grupo Alto Paraguai
 - Formação Diamantino
 - Formação Raizama
 - Formação Araras Sup.
 - Formação Araras Inf.
 - Grupo Cuiabá
 - Unidade 6
 - Unidade 5
 - Unidade 3
 - Unidade 2
 - Unidade 1

Formação Puga

Base de dados:
 Corrêa, D., Auler, A.S., Wang, X., Edwards, R.L. and Cheng, H. (2011) Geomorphology and genesis of the remarkable Araras Ridge tufa deposit, Western Brazil. *Geomorphology*, 134, 94-101.
 IBGE/DGC. Base Cartográfica Contínua, ao milionésimo – BCIM: versão 3.0. Rio de Janeiro, 2010. Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de (eds.) (2004) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha SD.21 - Cuiabá; SE.21 - Corumbá.*

**ANEXO B - 2 – Mapa Geológico Simplificado e de Estruturas Associadas aos
Depósitos de Carbonatos Continentais na Serra das Araras (MT)**

ANEXO B-2

Mapa Geológico Simplificado e de Estruturas Associadas aos Depósitos de Carbonatos Continentais na Serra das Araras (MT)

LEGENDA

- Curvas de nível
- Drenagens
- Estradas
- Afloramentos Estudados

- Formação Xaraiés
- CENOZÓICO Quaternário
- NEOPROTEROZÓICO Neoproterozóico III
- Contato
- Falha (tracejada, quando encoberta)
- Anticlinal invertido com caimento indicado
- Anticlinal normal com caimento indicado
- Braquianticlinal
- Sinclinal invertido
- Sinclinal normal
- Sinclinal normal com caimento indicado
- Lineamentos estruturais

Base de dados:
Corrêa, D., Auler, A.S., Wang, X., Edwards, R.L. and Cheng, H. (2011) Geomorphology and genesis of the remarkable Araras Ridge tufa deposit, Western Brazil. Geomorphology, 134, 94-101.
IBGE/DGC. Base Cartográfica Contínua, ao milionésimo – BCIM: versão 3.0. Rio de Janeiro, 2010. Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de (eds.) (2004) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha SD.21 - Cuiabá; SE.21 - Corumbá.

OLIVEIRA, E. C. (2013)
“Rochas Carbonáticas Continentais (Quaternário)
do Pantanal Matogrossense e Adjacências”

**ANEXO C - 1 – Mapa Geológico e de Afloramentos de Carbonatos Continentais
no Platô de Corumbá (MS) e Pantanal do Miranda (MS)**

ANEXO C-1

Mapa Geológico e de Afloramentos de Carbonatos Continentais no Platô de Corumbá (MS) e Pantanal do Miranda (MS)

OLIVEIRA, E. C. (2013)
"Rochas Carbonáticas Continentais (Quaternário) do Pantanal Matogrossense e Adjacências"

Base de dados:
Anjos, C.E. and Okida, R. (2000) Geologia. In: Zoneamento Ambiental da Borda Oeste do Pantanal - Maciço do Urucum e Adjacência (Ed J.S.V. Silva), pp. 23-46. EMBRAPA Informação e Tecnologia, Brasília, DF.
IBGE/DGC. Base Cartográfica Contínua, ao milionésimo – BCIM: versão 3.0. Rio de Janeiro, 2010. Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de (eds.) (2004) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha SE.21 - Corumbá.

ANEXO C - 2 – Mapa Geológico Simplificado e de Estruturas Associadas aos Depósitos de Carbonatos Continentais no Platô de Corumbá (MS) e Pantanal do Miranda (MS)

ANEXO C-2

OLIVEIRA, E. C. (2013)
"Rochas Carbonáticas Continentais (Quaternário)
do Pantanal Matogrossense e Adjacências"

Mapa Geológico Simplificado e de Estruturas Associadas aos Carbonatos Continentais no Platô de Corumbá (MS) e Pantanal do Miranda (MS)

LEGENDA

- Curvas de nível
- Drenagens
- Estradas
- Afloramentos Estudados
- Divisa Internacional
- Formação Xaraiés
- CENOZÓICO Quaternário
- NEOPROTEROZÓICO Neoproterozóico III
- Contato
- Falha (tracejada, quando encoberta)
- Anticlinal invertido com caimento indicado
- Anticlinal normal com caimento indicado
- Braquianticlinal
- Sinclinal invertido
- Sinclinal normal
- Sinclinal normal com caimento indicado
- Lineamentos estruturais

Base de dados:
Anjos, C.E. and Okida, R. (2000) Geologia. In: Zoneamento Ambiental da Borda Oeste do Pantanal - Maciço do Urucum e Adjacência (Ed J.S.V. Silva), pp. 23-46. EMBRAPA Informação e Tecnologia, Brasília, DF.
IBGE/DGC. Base Cartográfica Contínua, ao milionésimo – BCIM: versão 3.0. Rio de Janeiro, 2010. Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de (eds.) (2004) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha SE.21 - Corumbá.

**ANEXO D – 1 – Mapa Geológico e de Afloramentos de Carbonatos Continentais
na Serra da Bodoquena (MS)**

ANEXO D-1

Mapa Geológico e de Afloramentos de Carbonatos Continentais na Serra da Bodoquena (MS)

OLIVEIRA, E. C. (2013)
"Rochas Carbonáticas Continentais (Quaternário)
do Pantanal Matogrossense e Adjacências"

**ANEXO D – 2 – Mapa Geológico Simplificado e de Estruturas Associadas aos
Depósitos de Carbonatos Continentais na Serra da Bodoquena (MS)**

ANEXO D-2

Mapa Geológico Simplificado e de Estruturas Associadas aos Carbonatos Continentais na Serra da Bodoquena (MS)

OLIVEIRA, E. C. (2013)
“Rochas Carbonáticas Continentais (Quaternário) do Pantanal Matogrossense e Adjacências”

LEGENDA

- Curvas de nível

Drenagens

Estradas

Afloramentos Estudados

Divisa Internacional
- Formação Xaraíes

CENOZÓICO Quaternário

PALEOZÓICO C2P1, J3K1, K1

NEOPROTEROZÓICO Neoproterozóico III
- Contato

Falha ou fratura, tracejada quando encoberta

Falha ou zona de cisalhamento

Falha ou zona de cisalhamento extensional

Falha ou zona de cisalhamento contracional

Falha ou zona de cisalhamento transcorrente sinistral

Falha ou zona de cisalhamento transcorrente dextra

Lineamentos estruturais

Anticlinal normal

Anticlinal invertida

Sinclinal normal

Sinclinal invertida

Base de dados:
Anjos, C.E. and Okida, R. (2000) Geologia. In: Zoneamento Ambiental da Borda Oeste do Pantanal - Maciço do Urucum e Adjacência (Ed J.S.V. Silva), pp. 23-46. EMBRAPA Informação e Tecnologia, Brasília, DF.
IBGE/DGC. Base Cartográfica Contínua, ao milionésimo – BCIM: versão 3.0. Rio de Janeiro, 2010. Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de (eds.) (2004) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha SE.21 - Corumbá.

ANEXO E – Lista dos afloramentos estudados

Ponto	Latitude	Longitude	Local	Tipo	Fósseis	Observações
1	S21 14 46.9	W56 34 13.5	Mineração Xaraiés	Lacustre	Gastrópodes	Ampla deposição; Mineração ativa; Vadóides na base do depósito
2	S21 15 13.5	W56 33 36.2	Ponte / Rio Formoso	Tufa		Vadóides no leito e em concreções; Contato com Form. Bocaina
3			Cachoeira do Taika	Tufa	Vegetais	Ativas e inativas; Revestindo os fósseis vegetais
4	S21 00 13.3	W56 30 07.9	Cachoeira do Taika	Lacustre	Gastrópodes	Margens do rio; Grande quantidade de fósseis
5	S21 00 07.0	W56 30 09.7	Cachoeira do Taika	Tufa	Vegetais	Caverna de tufa; espeleogênese no interior
6	S21 00 12.6	W56 30 06.8	Cachoeira do Taika	Lacustre	Gastrópodes	Ocorrem também bivalves
7	S21 03 51.3	W56 44 27.4	Córrego Seputá	Lacustre	Gastrópodes	Rio corta depósito; Bolhas presas em esteiras algais
8	S21 02 06.6	W56 52 44.9	Cach. Aquidaban	Tufa		Cachoeira de tufas; Tufas ativas
9	S21 02 03.0	W56 52 31.0	Cach. Aquidaban	Tufa		Tufas inativas muito cristalizadas
10	S21 02 02.8	W56 52 29.5	Cach. Aquidaban	Tufa	Vegetais	Perfil de amostragem (4); Tufas inativas
11	S21 01 22.0	W56 37 17.8	MS-178	Tufa	Vegetais	Tufas inativas com folhas fossilizadas
12	S20 36 04.4	W56 38 48.4	Rio Betone	Tufa	Gastrópodes	Pq. Da Cachoeiras (Bodoquena); forte fluxo; Tufas ativas; Fósseis nas margens
13	S20 35 01.7	W56 39 05.5	Rio Betone	Tufa	Gastrópodes	Tufas ativas; Barragens de tufas; Fósseis nas margens, em micritos (Bodoquena)
14	S20 32 46.4	W56 43 05.1	Córrego Campina	Lacustre	Gastrópodes	Fósseis abundantes; Depósito na margem do córrego
15	S20 37 50.9	W56 39 11.5	Rio Betone	Tufa	Gastrópodes	Baln. Prudente Correa; Fósseis em depósito nas margens
16	S21 06 47.1	W56 29 51.6	Bonito	Lacustre	Gastrópodes	Periferia de Bonito; Fósseis abundantes; ocorrem calcretes na base do depósito
17	S21 06 53.3	W56 23 03.0	Rio Formoso	Tufa	Gastrópodes	Maior rio da região; Grande depósito lateral de micritos; Tufas ativas e inativas
18	S21 07 18.0	W56 23 09.7	Ilha do Padre	Tufa	Gastrópodes	Alta energia; Grande depósito lateral de micritos; Gastrópodes fósseis e vivos
19	S21 11 30.9	W56 30 41.3	Rio Formosinho	Tufa	Gastrópodes	Rio entalhando depósito micritico; Feições de litificação na calha do rio
20	S21 14 30.0	W56 31 55.4	Estrada	Lacustre		Colúvio oxidado recoberto depósito micritico
21	S21 15 07.9	W56 32 09.6	Praia da Figueira	Lacustre	Gastrópodes	Antiga lavra de micritos; Rio Formoso entalha micritos no local
22	S21 16 45.6	W56 33 18.0	Estrada	Lacustre		Novamente os micritos são recobertos por colúvio ferruginoso
23	S21 25 47.9	W56 32 15.4	Rio Prata	Lacustre	Gastrópodes	Ampla deposição
24	S21 25 13.2	W56 32 01.5	Rio Prata	Lacustre	Gastrópodes	Fazenda Varjão; área de várzea
25	S21 25 27.7	W56 32 07.7	Rio Prata	Lacustre	Gastrópodes	Local de sondagem
26	S21 25 35.6	W56 32 11.5	Rio Prata	Lacustre	Gastrópodes	Local de sondagem
27	S21 16 22.7	W56 32 18.9	Estrada	Lacustre		Micritos em contato com solo terrígeno
28	S20 58 19.8	W56 32 49.5	Afluente do Mimoso	Lacustre	Gastrópodes	Lago e barragem de tufas fitohermais em depósito micritico
29	S20 55 03.6	W56 35 02.2	Córrego da Olaria	Lacustre	Gastrópodes	Depósito micritico com tufas fitohermais; Gastrópodes são abundantes
30	S20 52 02.7	W56 36 45.0	Córrego Pitangueiras	Tufa	Vegetais	Tufa composta por fragmentos carbonáticos incrustados; recobre solo terrígeno
31	S20 48 46.7	W56 37 21.6	Córrego Taquaruçu	Solo		Apenas solo terrígeno, sem tufas
32	S19 34 53.9	W57 02 14.2	Pantanal Sul	Palustre	Gastrópodes	Lentes carbonáticas do Pantanal; rico em gastrópodes
33	S18 59 53.2	W57 39 18.5	Corumbá	Calcrete		Escadaria do Porto de Corumbá; perfil de Calcretes
34	S18 59 44.1	W57 39 06.4	Corumbá	Calcrete		Posto Fluvial; Calcretes em blocos rolados
35	S18 59 40.6	W57 38 48.9	Corumbá	Calcrete		Calcretes sobre Grupo Corumbá

Ponto	Latitude	Longitude	Local	Tipo	Fósseis	Observações
36	S18 59 55.6	W57 39 57.7	Corumbá	Calcrete		Calcretes sobre Grupo Corumbá
37	S19 21 11.0	W57 33 58.9	BR-262 km 729	Calcrete		Ampla exposição de calcretes
38	S19 28 09.9	W57 02 38.4	Pantanal Sul	Palustre	Gastrópodes	Ampla lente micrítica; rica em gastrópodes
39	S21 01 51.1	W56 36 48.8	Córrego Anhumas	Embasamento		Corre sobre o Grupo Corumbá
40	S21 07 00.8	W56 45 22.0	Córrego Seputá	Lacustre	Gastrópodes	Erosão na margem da estrada; Corta os sedimentos lacustres
41	S21 07 13.5	W56 45 25.1	Córrego Seputá	Lacustre	Gastrópodes	Ponte sobre o córrego; sedimentos lacustres aparentes
42	S21 02 14.8	W56 50 45.0	Estrada	Lacustre		Surgência; Área pantanosa
43	S21 02 36.2	W56 48 17.2	Estrada	Calcrete		Calcretes sendo intemperizados; Contato com micritos (?)
44	S21 26 13.3	W56 28 06.2	Córrego Cure	Tufa		Barragem de tufas
45	S21 40 51.6	W56 45 45.4	Rio Azul	Tufa / Lacustre		Barragem de tufas; Micritos como substrato
46	S21 45 06.0	W57 33 50.0	Estrada	Solo		Solo cimentado por carbonatos
47	S21 45 29.9	W57 33 57.9	Estrada	Solo		Solo cimentado por carbonatos
48	S22 10 21.2	W57 30 55.8	Rio Apa	Lacustre		Rio entalhando depósito micrítico
49	S22 10 08.1	W57 31 11.8	Rio Apa	Calcrete		Afloramento de calcretes cortado pelo rio
50	S21 48 02.5	W57 34 33.5	Estrada	Solo		Solo cimentado por carbonatos
51	S21 44 39.2	W57 29 20.6	Estrada	Solo		Solo cimentado por carbonatos; Duricrust
52	S21 02 23.0	W56 47 47.3	Estrada	Calcrete / Tufa	Vegetais	Contato entre tufas e calcretes
53	S20 51 00.4	W56 49 10.8	Estrada	Calcrete / Tufa	Vegetais	Contato entre tufas e calcretes; Borda oeste da Serra da Bodoquena
54	S20 51 15.8	W56 49 00.9	Estrada	Calcrete		Controle, relativo ao ponto 53
55	S21 02 04.7	W56 52 24.2	Estrada	Tufa	Vegetais	Inativa; Borda oeste da Serra da Bodoquena
56	S21 25 05.7	W56 23 25.5	Balneário de Jardim	Tufa		Tufas fitohermais; cachoeiras e barragens
57	S21 27 45.8	W56 21 31.1	BR-267	Solo		Duricrust; Sobre a Formação Aquidauana
58	S20 32 47.4	W56 42 59.6	MS-339	Lacustre	Gastrópodes	Sob ponte; Em Bodoquena
59	S20 32 39.4	W56 43 24.0	MS-339	Calcretes		No leito da estrada; Crosta fina, com fragmentos de quartzo e tufas.
60	S20 31 15.3	W56 53 36.3	MS-339	Tufa		Tipo <i>perched</i> , em encosta; Estrada corta antiga cachoeira de tufas
61	S20 32 38.5	W56 44 26.3	MS-339	Calcrete		Lado oposto do mesmo morro do ponto 59.
62	S20 32 32.0	W56 42 36.1	MS-178	Lacustre	Gastrópodes	Assentado sobre o embasamento (Grupo Corumbá).
63	S21 55 30.8	W57 15 16.9	Estrada	Solo		Estrada para Caracol; Duricrust
64	S21 56 58.1	W57 15 26.4	Estrada	Solo		Estrada para Caracol; Duricrust
65	S21 58 48.9	W57 14 36.0	Estrada	Solo		Estrada para Caracol; Duricrust
66	S21 59 02.2	W56 54 47.2	Estrada	Solo		Estrada para Caracol; Duricrust
67	S20 43 04.4	W56 34 49.2	Estrada	Tufa / Foscrete		Faz. Xirú; Barragem / Faz. Ressaca; Foscrete sobre a Formação Bocaina
68	S20 18 45.4	W56 51 46.0	Estrada	Tufa / Calcrete		Tufas em contato com calcretes; Tufas <i>perched</i>
69	S19 00 45.6	W57 41 10.1	Pol. Ambiental	Calcrete		Ocorrência em Corumbá; No Platô Corumbá-Ladário
70	S19 01 20.3	W57 41 18.8	AGESA (Aduana)	Calcrete		Corumbá; No Platô Corumbá-Ladário; Contato com a Formação Tamengo

Ponto	Latitude	Longitude	Local	Tipo	Fósseis	Observações
71	S19 02 50.2	W57 43 25.4	Estrada	Calcrete		Em leito de estrada; Controle
72	S19 14 01.6	W57 49 58.1	Estrada	Calcrete		Base do Morro Jacadigo; Cimentação ferruginosa associada (Ferricrete?)
73	S19 05 41.8	W57 42 23.2	Estrada	Calcrete		Em leito de estrada; Controle
74	S19 06 20.8	W57 41 34.8	Estrada	Calcrete		Em leito de estrada; Controle
75	S19 06 57.6	W57 41 37.3	Estrada	Calcrete		Em leito de estrada; Controle
76	S19 08 05.1	W57 37 26.7	Estrada	Calcrete		Em leito de estrada; Controle
77	S19 09 35.0	W57 39 26.3	Estrada	Calcrete		Sobre a Formação Bocaina; 50 m de extensão; Feições freáticas
78	S19 05 52.6	W57 40 57.8	Estrada	Calcrete		Sobre a Formação Bocaina; Feições freáticas
79	S19 05 57.9	W57 41 11.7	Estrada	Calcrete		Sobre a Formação Bocaina; Feições freáticas; Pequena pedreira
80	S19 01 04.3	W57 41 00.4	Pedreira Corcal	Calcrete		Exposição do Platô Corumbá-Ladário; Do contato com embasamento ao solo
81	S19 01 56.8	W57 34 33.3	Morro do Bugio	Calcrete		Fragmentos do protólito preservados; Contato com Grupo Corumbá
82	S19 22 27.4	W57 03 02.8	Pantanal Sul	Palustre		Lentes carbonáticas do Pantanal; rico em gastrópodes
83	S19 23 51.4	W57 02 57.8	Pantanal Sul	Palustre		Lentes carbonáticas do Pantanal; rico em gastrópodes
84	S19 31 34.9	W57 02 26.8	Pantanal Sul	Palustre		Lentes carbonáticas do Pantanal; rico em gastrópodes
85	S15 48 43.4	W57 06 49.3	Estrada	Tufa		Tufas ativas, barragens; Serra das Araras
86	S15 48 01.5	W57 04 13.1	Estrada	Calcretes		Serra das Araras; Faz. Morro do Meio
87	S15 51 21.8	W57 07 16.6	Estrada	Tufa		Serra das Araras; Sob ponte
88	S15 54 20.4	W57 10 11.0	Estrada	Calcretes		Serra das Araras; Pequena lavra na margem da estrada
89	S15 57 06.1	W57 12 05.5	Estrada	Tufa		Serra das Araras; Escarpa; <i>Perched</i>

ANEXO F –Tabelas de dados isotópicos e geoquímicos

1 - Valores dos isótopos estáveis de C e O para a associação faciológica A. Amostras do platô de Corumbá.

Amostra	Fácies	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$
TUF33 B-2	WI	-7.13	-6.97
TUF33 B-4	WI	-6.89	-6.48
TUF33 D-1	WI	-6.70	-7.72
TUF33 D-3	WI	-7.70	-7.15
TUF33 D-2	WI	-7.31	-7.64
TUF33 F-3	WI	-7.31	-6.36
TUF33 F-1	WI	-7.03	-8.33
TUF33 I-1	WI	-7.23	-8.10
TUF33 I-3	WI	-7.12	-4.78
TUF33 I-4	WI	-7.50	-9.70
TUF33 J-1	WI	-5.96	-7.96
TUF33 J-2	WI	-6.03	-6.34
TUF33 K-1	WI	-6.87	-7.59
TUF33 K-2	WI	-4.51	-6.35
TUF33 K-3	WI	-5.97	-8.32
TUF33 L-1	WI	-4.68	-7.49
TUF33 N-1	WI	-6.87	-4.65
TUF33 L-2	WI	-7.02	-6.18
TUF33 M-1	WI	-6.68	-5.98

2 - Valores dos isótopos estáveis de C e O para a associação faciológica B. Amostras da serra das Araras.

Amostra	Fácies	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$
FX86	BI	-6,04	-7,13
FX88	BI	-6,41	-7,37
FX85	BI	-5,25	-7,84
FX87	BI	-6,37	-8,01

3 - Valores dos isótopos estáveis de C e O para a associação faciológica C. Dados das amostras com prefixo C e T extraídos de Utida, 2007. Amostras da serra da Bodoquena.

Amostra	Fácies	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$
TUF01 A	Co	-5,50	-7,01
TUF01 B	Co	-5,87	-7,99
TUF01 C	Co	-6,14	-8,04
TUF01 D	Co	-8,58	-6,76
TUF01 E	Co	-7,76	-7,64
C 2.0 2.5	Wf	-7,00	-7,00
C 1.5 2.0	Wf	-7,37	-7,64
C 1.0 1.5	Wf	-7,76	-7,64
C 0.0 1.1	Wf	-7,47	-7,78
C 0.0 0.5	Wf	-6,53	-7,29
T 30 38	Wf	-6,97	-6,86
T 48 58	Wf	-7,06	-7,14
T 58 63	Wf	-7,05	-7,00
T 72 82	Wf	-7,12	-6,96
T 128 134	Wf	-6,88	-7,57
T 160 170	Wf	-5,38	-7,87
T 215 244	Wf	-3,54	-8,52
T 259 266	Wf	-3,22	-8,41

4 - Valores dos isótopos estáveis de C e O para a associação faciológica C. Amostra do pantanal do Miranda.

Amostra	Fácies	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$
08 TUF 33A1	Wq	-6,674	-6,636
08 TUF 33F2	Wq	-7,077	-5,326
08 TUF 33I2	Wq	-7,047	-4,207
08 TUF 32B3	Wq	-5,925	-6,839
08 TUF 32B4	Wq	-7,032	-5,434

5 – Valores dos isótopos estáveis de C e O para a Associação faciológica F. Amostras da serra da Bodoquena. Dados das amostras 12, 03, 07 e 10, extraídos de Oliveira, 2009.

Amostra	Fácies	$\delta^{13}\text{C (V-PDB)}$	$\delta^{18}\text{O (V-PDB)}$
07 TUF 05 A (1)	Bl	-3,983	-8,111
07 TUF 05 A (2)	Bl	-3,108	-7,809
07 TUF 05 A (3)	Bl	-1,384	-8,598
07 TUF 05 A (4)	Bl	-2,282	-8,059
07 TUF 09 A (1)	Bl	-5,254	-8,426
07 TUF 09 A (2)	Bl	-3,501	-7,380
07 TUF 09 A (3)	Bl	-3,254	-7,298
07 TUF 09 A (4)	Bl	-4,215	-7,482
07 TUF 12	Bl	-9,263	-7,881
07 TUF 03 A	Bm	-7,550	-7,518
07 TUF 03 B	Bm	-3,480	-8,104
07 TUF 07 D	Bm	-4,735	-6,289
07 TUF 10 A	Bm	-5,710	-6,749
07 TUF 10 B	Bm	-6,088	-7,818
07 TUF 10 C	Bm	-5,513	-7,083
07 TUF 10 D	Bm	-6,002	-6,975

ANEXO G – Difractogramas

Difratograma da amostra 07-TUF-03B

Difratograma da amostra 07-TUF-07

Difratograma da amostra 07-TUF-10A

Difratograma da amostra 08-TUF-32A1

Difratograma da amostra 08-TUF-32A2

Difratograma da amostra 08-TUF-32B1

Difratograma da amostra 08-TUF-32B2

Difratograma da amostra 08-TUF-32B3

Difratograma da amostra 08-TUF-33F

Difratograma da amostra 08-TUF-33L

Difratograma da amostra 08-TUF-38A1

Difratograma da amostra 09-FX-36B

Difratograma da amostra 09-FX-77

Difratograma da amostra 09-FX-36B

Difratograma da amostra 07-TUF-02A

Difratograma da amostra 07-TUF-03A