UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO
DO GRUPO JACADIGO
(NEOPROTEROZÓICO, MS)**

Bernardo Tavares Freitas

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Boggiani

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2010

AGRADECIMENTOS

A minha FAMÍLIA, Letícia, Mário, Fernando, Luísa, Fátima, Vidica, Paulo, Ilza, Gisela, Eduardo, Isabela, Giovana e Caetano.

Aos AMIGOS e PROFESSORES, Paulo Boggiani, Lucas Warren, Renato Almeida, Cláudio Riccomini, Ricardo Trindade e Fábio Ramos.

Pessoas que tiveram papéis essenciais no desenvolvimento deste trabalho.

As atividades de campo contaram com o apoio da Mineração Urucum (Empresa Vale), da Mineração Corumbaense Reunida (Grupo Rio Tinto), recentemente adquirida pela Vale, do Exército Boliviano, de fazendeiros e assentados locais.

Salienta-se a atenção dispendida pelos geólogos Jorge Padilha, João Möller, Alexandre Diragitch, engenheiro Luís Gustavo, funcionário Gilson da Costa e comandante Lozano do posto “Prevencion Mutún”. Colaborou também o geólogo paceño Vladimir Roldano Machaca.

O estudo contou com apoio financeiro da CAPES, por meio da bolsa de demanda social vinculada ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, e da FAPESP, por meio do processo 04/01233-0 de auxílio à pesquisa.

RESUMO

FREITAS, B. T. 2010. Tectônica e sedimentação do Grupo Jacadigo (Neoproterozóico, MS). 144p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.

Ao sul da cidade de Corumbá, MS, ocorrem imponentes elevações topográficas constituídas por depósitos sedimentares neoproterozóicos do Grupo Jacadigo. Nessas montanhas, cujo conjunto é referido como Maciço do Urucum, assentam-se discordantemente sobre o embasamento rochas siliciclásticas da Formação Urucum com espessuras máximas da ordem de 200 a 300m. A seção continua com depósitos mistos de componentes siliciclásticos e *GIFs* (*granular iron formations*), por aproximadamente 100m, e com mais 300m de predomínio de *BIFs* (*banded iron formations*). Na periferia do Maciço do Urucum ocorrem rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, principalmente das formações Bocaina e Tamengo. Foi esse o conjunto de rochas abordado no presente trabalho por estudos sedimentológicos e estratigráficos em escala de detalhe. A análise integrada de fácies e paleocorrentes permitiu interpretar os mecanismos tectônicos geradores de espaço de acomodação, a orientação da bacia sedimentar, a estruturação de seu preenchimento, implicações geotectônicas regionais e para modelos de deposição de formações ferríferas. Para o preenchimento da bacia, definida na presente dissertação como Bacia Jacadigo, foram interpretados 6 sistemas deposicionais: (I) sistemas de leques aluviais; (II) sistema lacustre; (III) sistema fluvial entrelaçado; (IV) sistema de corpo d'água principal; (V) sistema de fluxos gravitacionais subaquáticos; e (VI) sistema de plataforma carbonática. Esses sistemas foram classificados em 3 tratos tectônicos, sendo os 3 primeiros sistemas deposicionais, essencialmente siliciclásticos e continentais, referentes ao trato de iniciação do *rift*, os sistemas de corpo d'água principal e de fluxos gravitacionais associados correspondentes ao clímax do *rift*; e a plataforma carbonática referente ao pós-*rift*. Esse último caracterizado pela transição entre as formações Urucum e Bocaina, de modo que a classificação em tratos tectônicos reflete os significados geodinâmicos dos grupos Jacadigo e Corumbá. A distribuição espacial dos sistemas deposicionais e dos padrões de paleocorrentes levou à interpretação de uma orientação WNW-ESE para a zona de falhas mestras

da Bacia Jacadigo. Essa interpretação implica na correlação do Grupo Jacadigo com a Faixa Chiquitos-Tucavaca e não com a Faixa Paraguai como proposto anteriormente. A distribuição das unidades neoproterozóicas no contexto geotectônico das faixas Chiquitos-Tucavaca e Paraguai levou a corroboração de um posicionamento adjacente da Bacia Jacadigo a uma junção tríplice supostamente soerguida por plumas mantélicas. Toda a sucessão do Grupo Jacadigo mais a sucessão do Morro do Puga, usualmente interpretadas como produtos de processos sedimentares sob influência glacial, foram interpretadas como resposta da sedimentação à tectônica na Bacia Jacadigo, sem necessariamente associação com processos glaciais. Foram distinguidos elementos estruturais da tectônica deformadora daqueles relativos à tectônica formadora do Grupo Jacadigo e sugerida uma conformação braquianticlinal das rochas aflorantes na área urbana de Corumbá, no Maciço do Urucum e nas áreas adjacentes.

Palavras-chave: Grupo Jacadigo; Maciço do Urucum; Sedimentação; Tectônica; Formações ferríferas; Neoproterozóico

ABSTRACT

FREITAS, B. T. 2010. Tectônica e sedimentação do Grupo Jacadigo (Neoproterozóico, MS). 144p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.

At the south of Corumbá, Mato Grosso do Sul state, there are huge topographic elevations made of Jacadigo Group's neoproterozoic sedimentary deposits. Those mountains are known as Maciço do Urucum. The basal unit named Urucum Formation is composed by siliciclastic rocks with maximum thickness of 200 to 300m. The succession continues with mixed GIF (granular iron formation) and siliciclastic deposits for approximately 100m, and more 300m of almost only BIFs (banded iron formations). In the surroundings of Maciço do Urucum there are carbonatic rocks from the Corumbá Group, mainly from Bocaina and Tamengo formations. This research presents detailed information about sedimentology and stratigraphy of the Maciço do Urucum area and surrounding rocks. The integrated facies and paleocurrents analysis produced the following interpretations: tectonic mechanisms responsible for accommodation spaces, sedimentary basin orientation, filling styles, regional geotectonic implication and iron formation depositional models. About the filling style, six depositional systems of the here named Jacadigo Basin were interpreted: (I) alluvial fan system; (II) lacustrine system; (III) fluvial braided system; (IV) main water body system; (V) subaquatic gravitational flow system; and (VI) carbonate platform system. Those systems were classified in three tectonic system tracts. The first three depositional systems are made of continental siliciclastics and refer to the rift initiation; the main water body and associated gravitational flow systems corresponds to the rift climax; and the carbonate platform to the post rift. The post rift is characterized by the transition between Urucum and Bocaina formations. This transition reflects the geodynamic significance of Jacadigo and Corumbá groups. The spatial distribution of the depositional systems and associated paleocurrent patterns indicated a WNW-ESE orientation to the master fault zone of Jacadigo Basin. This interpretation implies the correlation of Jacadigo Group and Chiquitos-Tucavaca Belt instead of Paraguai Belt, as proposed before. The neoproterozoic units distribution at the geotectonic context of Chiquitos-Tucavaca and Paraguai belts corroborated the adjacent position of Jacadigo Basin to a triple

junction supposedly a plume generated uplift. Rocks of Jacadigo Group and Morro do Puga, usually interpreted as glacial deposits, are interpreted here as sedimentation response to tectonics with no necessary relation to glacial processes. Deformation and formation tectonic structural elements were distinguished and a braquianticlinal structure is suggested for the units in the Corumbá and Maciço do Urucum area.

Keywords: Jacadigo Group; Maciço do Urucum; Sedimentation; Tectonics; Iron formations; Neoproterozoic

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Imagem SRTM da região estudada com o Maciço do Urucum ao centro.....	18
Figura 2. Esquema ilustrado de Beukes (1983) para classificação de formações ferríferas.	24
Figura 3. Estruturas sedimentares primárias e penecontemporâneas de formações ferríferas.	28
Figura 4. Contexto geológico e estratigráfico regional do Grupo Rapitan e formações ferríferas associadas. Retirado de Klein & Beukes (1993).	30
Figura 5. Contexto sedimentológico de formações ferríferas da Formação Sayunei. Retirado de Klein & Beukes (1993).	30
Figura 6. Perfis das formações ferríferas do Grupo Rapitan na área de Snake River. Retirado de Klein & Beukes (1993).	32
Figura 7. Seção colunar detalhada a partir de testemunhos de sondagem da área de Snake River. Retirado de Klein & Beukes (1993).	34
Figura 8. Análise estratigráfica de sequências do Grupo Rapitan que sugere deposição das formações ferríferas durante período de subida relativamente rápida do nível do mar. Retirado de Klein & Beukes (1993).	34
Figura 9. Mapa de distribuição do Supergrupo Damara e formações ferríferas associadas. Retirado de Beukes (1973).	35
Figura 10. Divisão da área de ocorrência do Supergrupo Damara em zonas tectono- estratigráficas. Retirado de Bühn et al. 1992.	37
Figura 11. Localização do Geossinclíneo de Adelaide e distribuição inferida das fácies ferruginosas do Grupo Umberatana. Retirado de Lottermoser & Ashley (2000).	37
Figura 12. Afloramentos das fácies ferríferas Braemar e diamictitos associados no leste do Geossinclíneo de Adelaide. Retirado de Lottermoser & Ashley (2000).	39
Figura 13. Coluna estratigráfica do Geossinclíneo de Adelaide com detalhamento das fácies ferríferas de Braemar na Razorback Ridge. Retirado de Lottermoser & Ashley (2000).	39
Figura 14. Faixa de dobramentos Paraguai e Faixa Chiquitos-Tucavaca. Modificado de Trompette et al. (1998).	44
Figura 15. Reprodução sobre original de Lisboa (1909).	46
Figura 16. Possível evolução tectônica das margens sudeste e sudoeste do cráton do Guaporé segundo Jones (1985).	59
Figura 17. Mapa geológico e modelo do sistema de graben de Corumbá, de Trompette et al. (1998).	60
Figura 18. O braquianticlinal do Urucum.	64
Figura 19. Planalto do Urucum observado de oeste para leste a partir da Serra do Jacadigo.	65
Figura 20. Morro da Tromba dos Macacos com planalto do Jacadigo-Mutum ao fundo. Visada para oeste a partir da Serra ou Morraria de São Domingos.	65
Figura 21. Relevo cárstico caracterizado por formas cônicas e formas cônica suavizadas.	66
Figura 22. Relações geomorfológicas, estratigráficas e estruturais das unidades aflorantes na área de estudo em seções NW-SE.	66
Figura 23. Cones cársticos da Fm. Bocaina sobre relevo tabular da Fm. Urucum na Morraria do Taquaral.	67
Figura 24. Feição geomorfológica análoga a da figura anterior na Morraria do Zanetti.	67
Figura 25. Fácies F1, constituída por pares de séries tabulares de conglomerados e arenitos laminados.	71
Figura 26. Aspecto rítmico da fácies F1.	71
Figura 27. Série tabular de arenito com laminação plano paralela supostamente gerada sob regime de fluxo superior. Sucessão predominantemente conglomerática da fácies F1.	72
Figura 28. Matação (F2) sotoposto a séries tabulares da fácies F1.	72
Figura 29. Conglomerado intraclástico da fácies F2, interpretado com depósito de <i>talus</i> associado à escarpa de falha formada em depósitos semi-consolidados a consolidados da bacia.	73

Figura 30. Brecha oligomítica com proveniência referente ao embasamento granítico adjacente (F2).....	74
Figura 31. Depósito da fácies F2 em que ocorrem matacões com eixos maiores paralelos a direção E-W.....	74
Figura 32. Conglomerado da fácies F2 com proveniência predominantemente gnáissica e intraclastos subordinados.....	75
Figura 33. Conglomerado “lavado” com seixos planares imbricados (F3).	75
Figura 34. Séries aparentemente tabulares, no entanto com base e topo irregulares, compostas por arenitos com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (F4).	76
Figura 35. Lente isolada de arenito com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte (F4).	76
Figura 36. Conglomerados da fácies F5.....	79
Figura 37. Variedade matriz suportada da fácies F5.....	79
Figura 38. Feição acanalada preenchida por conglomerado com gradação inversa (F5), sotoposta a camada irregular de calhaus com espaço entre clastos preenchido por material arenoso, provavelmente infiltrado (F3).	80
Figura 39. Lente com comprimento e espessura decimétricos, composta por conglomerado de seixos com empacotamento aberto (F3).	80
Figura 40. Estrutura de acreção em chevron (F7).	85
Figura 41. Estrutura em cúspides acima do nível conglomerático inferior.	85
Figura 42. Arenito com laminações cruzadas, por corrente, cavalgantes, supercríticas.	86
Figura 43. Estruturas sedimentares simétricas internamente estruturadas de forma assimétrica.....	86
Figura 44. Pelito maciço com padrão de fraturamento conchoidal (F9).	87
Figura 45. Pelito laminado com lâminas a pequenas lentes esparsas de areia média a grossa (F10).	87
Figura 46. Associação de fácies Ilc - depósitos de fluxos de detritos arenosos em contexto lacustre.	88
Figura 47. Séries delgadas de arenitos com gradação normal (F13).....	89
Figura 48. Idem figura anterior com série conglomerática mais espessa na base.....	89
Figura 49. Exemplo da associação de fácies Illa - canais dominados por carga de fundo.	93
Figura 50. Detalhe da associação granodecrescente entre as fácies F14, F15 e F8. .	93
Figura 51. Séries centimétricas a decimétricas de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (F4).....	94
Figura 52. Arenitos aloquímicos impuros com estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo (F16).	94
Figura 53. Aspecto micropetrográfico de arenitos aloquímicos da fácies F16.	95
Figura 54. Aspecto similar da mesma fácies.	95
Figura 55. Formação manganesífera com laminações plano-paralelas e padrões de espeçamento e adelgaçamento de camadas (F17).	98
Figura 56. <i>Mud-ironstones</i> com intercalações de <i>chert</i> (F18).	98
Figura 57. Estrutura de sobrecarga em <i>mud-ironstone</i> sotoposto a intercalação clástica.	99
Figura 58. <i>Pack-ironstone</i> passando a <i>wacke-ironstone</i> da esquerda para direita (F19).	99
Figura 59. Aspecto micropetrográfico de <i>grain-ironstone</i> oolítico (F19).....	100
Figura 60. Estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo em <i>grain-ironstones</i> oolíticos (F19).	100
Figura 61. Dobras convolutas (<i>slumps</i>) em <i>mud-ironstones</i> (F20).....	102
Figura 62. Fácies de <i>float-ironstones</i> intraclásticos (F21).	102
Figura 63. Matacão granítico com dimensões desproporcionais (<i>outsized clast</i>) em sucessão de <i>mud-ironstones</i> (F22).	103
Figura 64. Matacões graníticos com imbricação a(t)b(i) em ocorrência alinhada a de outras frentes de lavra segundo direção paralela e aproximadamente contínua ao seus eixos “b” (F22).	103

Figura 65. Camada tabular de pelito muito arenoso com níveis de pelitos puros na topo (F23), encerrada em formação ferrífera (F18).....	106
Figura 66. Intraclasto de <i>mud-ironstone</i> em arenito argiloso da fácies F23.....	106
Figura 67. Lentes clásticas intercaladas em formações ferríferas (F24).....	107
Figura 68. Camadas tabulares decimétricas de litotipos da fácies F24.	107
Figura 69. Camada tabular da fácies F24 com matacões graníticos planares.....	108
Figura 70. Aproximação da área assinalada com um círculo tracejado vermelho na figura anterior.....	108
Figura 71. Lente de conglomerado com base plana e topo convexo (F24) encerrada por <i>mud-ironstones</i>	109
Figura 72. Lentes amalgamadas de conglomerados com gradação normal (F24). ...	109
Figura 73. Corpos alongados de conglomerados mapeados na mina subterrânea de manganês de São Domingos. Modificado de Möller (2006).....	110
Figura 74. <i>Grainstones</i> da fácies F25 com laminações cruzadas por ondas.	112
Figura 75. <i>Grainstones</i> da fácies F25 brechados e com possíveis <i>teepees</i>	112
Figura 76. Estromatólitos bulbosos da fácies F26.....	113
Figura 77. Estromatólitos colunares da fácies F26.....	113
Figura 78. Estromatólitos dômicos da fácies F26 com rudstones intraclásticos associados.	114
Figura 79. Aproximação da figura anterior mostrando detalhes dos estromatólitos dômicos da fácies F26.	114
Figura 80. Seção esquemática da exposição de Porto Morrinhos, interpretada como predominantemente composta por recife estromatolítico.....	115
Figura 81. Localização das colunas estratigráficas levantadas nesse trabalho.	119
Figura 82. Colunas estratigráficas levantadas na Morraria do Zanetti.	120
Figura 83. Colunas estratigráficas levantadas na região central do Maciço do Urucum.	121
Figura 84. Colunas estratigráficas levantadas a sul e a norte do Maciço do Urucum, respectivamente sobre a lapa e a capa da falha mestra interpretada.	122
Figura 85. Modelo bidimensional da evolução tectono-sedimentar da Bacia Jacadigo.	124
Figura 86. Modelo paleogeográfico da fase inicial do <i>rift</i> baseado na análise integrada de fácies e paleocorrentes.....	127
Figura 87. Modelo paleogeográfico da fase clímax do <i>rift</i> com instalação do corpo d'água principal na Bacia Jacadigo.	128
Figura 88. Modelo paleogeográfico da fase pós- <i>rift</i> relacionada ao desenvolvimento de uma plataforma carbonática barrada por recife estromatolítico.	129
Figura 89. Modelo tectono-estratigráfico de formação de depósitos sedimentares de Mn no contexto da Formação Banda Alta do Grupo Jacadigo.	132
Figura 90. Interpretações do contexto geotectônico regional.....	133

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	3
RESUMO.....	4
ABSTRACT.....	6
ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES.....	8
SUMÁRIO	11
I. CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	14
I.1. Introdução	14
I.2. Objetivos	15
I.3. Métodos	15
I.4. Localização e acessos.....	16
II. FORMAÇÕES FERRÍFERAS NEOPROTEROZÓICAS	18
II.1. Introdução.....	19
II.2. A classificação das formações ferríferas.....	20
II.3. Natureza do sedimento ferrífero	25
II.3.1. Estruturas sedimentares primárias	25
II.3.2. Comportamento penecontemporâneo	27
II.4. Exemplos de formações ferríferas neoproterozóicas.....	29
II.4.1. Grupo Rapitan.....	29
II.4.2. Supergrupo Damara.....	33
II.4.3. Grupo Umberatana.....	38
II.5. Discussão	40
III. GRUPO JACADIGO: TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO	43
III.1. Introdução.....	43
III.2. Sucessão de estudos	45
III.3. Interpretações das rochas.....	49
III.3.1. Sistemas deposicionais	50
III.3.2. Modelos genéticos para os depósitos químicos.....	51
III.3.3. Modelos tectônicos de bacia	54
III.4. Estruturação da área: O braquianticlinal do Urucum	61
III.5. Sedimentologia e estratigrafia	68
III.5.1. Sistemas de leques aluviais.....	68
III.5.1.1. Associação de fácies de leque aluvial dominado por enchente em lençol (AF Ia)	69

III.5.1.1.1. Interpretação da associação de fácies Ia	70
III.5.1.2. Associação de fácies de leque aluvial dominado por fluxo de detritos (AF Ib).....	77
III.5.1.2.1. Interpretação da associação de fácies Ib	77
III.5.2. Sistema lacustre	79
III.5.2.1. Associação de fácies costeira lacustre (AF IIa)	81
III.5.2.1.1. Interpretação da associação de fácies IIa	82
III.5.2.2. Associação de fácies de costa afora (offshore) lacustre (AF IIb).....	82
III.5.2.2.1. Interpretação da associação de fácies IIb	83
III.5.2.3. Associação de fácies de fluxos gravitacionais lacustres (AF IIc).....	83
III.5.2.3.1. Interpretação da associação de fácies IIc.....	84
III.5.3. Sistema fluvial entrelaçado	90
III.5.3.1. Associação de fácies de canais dominados por carga de fundo (AF IIIa)	90
III.5.3.1.1. Interpretação da associação de fácies IIIa	91
III.5.4. Sistema de corpo d'água principal.....	91
III.5.4.1. Associação de fácies litorânea do corpo d'água principal (AF IVa)...	92
III.5.4.1.1. Interpretação da associação de fácies IVa.....	92
III.5.4.2. Associação de fácies de costa afora do corpo d'água principal (AF IVb).....	93
III.5.4.2.1. Interpretação da associação de fácies IVb.....	97
III.5.4.3. Associação de fácies de escorregamentos (slumps), deslizamentos (slides) e degradação de escarpa de falha (AF IVc).....	98
III.5.4.3.1. Interpretação da associação de fácies IVc.....	101
III.5.5. Sistema de fluxos gravitacionais subaquáticos.....	102
III.5.5.1. Associação de fácies de fluxos gravitacionais distais (AF Va).....	104
III.5.5.1.1. Interpretação da associação de fácies Va.....	104
III.5.5.2. Associação de fácies fluxos gravitacionais proximais (AF Vb).....	104
III.5.5.2.1. Interpretação da associação de fácies Vb.....	105
III.5.6. Sistema de plataforma carbonática barrada	105
III.5.6.1. Associação de fácies de rampa carbonática (AF VIa)	106
III.5.6.1.1. Interpretação da associação de fácies VIa.....	111
III.5.6.2. Associação de fácies de recife estromatolítico (AF VIb)	111
III.5.6.2.1. Interpretação da associação de fácies VIb.....	115
III.6. Paleocorrentes	116

III.7. Discussão: Evolução da Bacia Jacadigo	117
<i>III.7.1. Preenchimento.....</i>	<i>118</i>
<i>III.7.2. Controles deposicionais das formações ferríferas e manganésíferas....</i>	<i>127</i>
<i>III.7.3. Implicações para o contexto geotectônico regional, para o</i> <i>Neoproterozóico e para as formações ferríferas.....</i>	<i>131</i>
IV. CONCLUSÕES	135
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	137

I. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

I.1. Introdução

A dissertação que aqui se apresenta é fruto do trabalho de pesquisa na região do Maciço do Urucum, adjacências da cidade de Corumbá, Mato Grosso do Sul. O objeto de estudo da pesquisa foi o Grupo Jacadigo, unidade de idade estimada como neoproterozóica que ocorre no contexto do entroncamento das faixas Paraguai e Chiquitos-Tucavaca. Esses domínios geotectônicos se estendem, a partir de ponto próximo da área estudada, respectivamente, segundo a direção aproximada NNW-SSE no oeste do estado do Mato Grosso do Sul e WNW-ESE na Bolívia.

As rochas do Grupo Jacadigo são testemunhas do conturbado intervalo que antecedeu a passagem do Eon Proterozóico para o Eon Fanerozóico. Contêm em seu empilhamento registros análogos àqueles interpretados mundo afora como (1) referentes à fragmentação do supercontinente da época; (2) como glaciação que supostamente tomou o globo; (3) como últimos suspiros das condições geotectônicas e/ou oceanográficas que permitiram acumulação e preservação de grandes volumes de depósitos sedimentares de ferro; e (4) como prolegômenos das condições que permitiram o aparecimento da fauna de metazoários.

O trabalho realizado compreendeu o estudo sedimentológico e estratigráfico das rochas aflorantes na região do Maciço do Urucum e áreas adjacentes. Levantamentos de campo foram realizados em diversas campanhas com foco numa área de aproximadamente 2500 km² em que afloram os depósitos sedimentares do Grupo Jacadigo em território brasileiro. A referida unidade é formada por rochas siliciclásticas, carbonáticas e ferríferas. A ocorrência de espessas formações ferríferas com depósitos sedimentares de manganês associados atrai a atenção para o Maciço do Urucum desde o final do século XIX.

As exposições do Grupo Jacadigo, por apresentarem suas características sedimentares preservadas, constituem-se em riquíssima fonte de dados para o entendimento dos processos tectônicos e sedimentares responsáveis pela deposição de tão intrigantes sedimentos, dos quais são oriundas as formações ferríferas. Compõem a incitação que causam essas rochas sua importância econômica e científica em relação aos fenômenos que influenciaram a evolução da vida, dos oceanos e da atmosfera no Pré-cambriano.

O texto que segue traz quatro itens principais. No item I é apresentada a introdução com abordagem dos objetivos, métodos e contextualização geográfica do objeto de estudo direto da pesquisa. O item II trata de aspectos conceituais e investigações acerca de formações ferríferas com ênfase em depósitos neoproterozóicos. No item III são apresentados os resultados obtidos pela observação direta das rochas do Grupo Jacadigo e

as interpretações decorrentes do trabalho realizado. O item IV traz considerações acerca dos temas abordados e respectivas conclusões.

I.2. Objetivos

O objetivo central do presente trabalho foi interpretar o contexto tectono-sedimentar que as rochas do Grupo Jacadigo representam. Integram o objetivo central os vieses sedimentológico e estratigráfico com que foram abordados os temas pesquisados. Somou-se ao esforço de compreensão da evolução do preenchimento sedimentar da paleobacia e de suas causas tectônicas o estudo da associação de formações ferríferas aos depósitos abordados e interpretação de seu significado tectônico e estratigráfico.

Subordinadamente o trabalho objetivou a revisão dos estudos acerca do Grupo Jacadigo e a reconsideração de antigas controvérsias com base no levantamento de novos elementos a partir das investigações de campo. Revisão acerca de formações ferríferas, com ênfase nas ocorrências neoproterozóicas também foi realizada, de modo a permitir o aprofundamento na discussão e conclusões envolvendo o papel desses depósitos na história geológica da Terra.

I.3. Métodos

Os métodos utilizados no desenvolvimento da pesquisa foram (1) aquisição de seções estratigráficas em escala de detalhe, (2) levantamento de perfis geológicos, (3) coleta e análise de dados de paleocorrentes e (4) análise de fácies sedimentares. Os resultados daí obtidos foram complementados pela (5) petrografia de seções delgadas dos diferentes litotipos.

A aquisição de dados sedimentológicos e estratigráficos em campo, seguiu a sistemática proposta por Miall (1990), na qual a coleção de dados é sistematizada em perfis verticais (colunas estratigráficas). As seções foram levantadas da base para o topo das sucessões e medidas em escala apropriada utilizando régua, trena e técnicas topográficas com bússola, em que a altura do olho do observador que faz a visada funciona como unidade de medida.

No caso de rochas basculadas ou suavemente dobradas, com o uso do clinômetro e de uma relação trigonométrica simples, pode-se calcular a espessura real da camada medida nos afloramentos. Visando a compreensão da variação lateral dos depósitos, foram adquiridos perfis horizontais em escala de afloramento, sistematizados em fotomosaicos segundo o procedimento indicado por Miall (1990).

A coleta de dados de paleocorrente deu-se por meio da medição de estruturas sedimentares que refletem as condições hidrodinâmicas ou aerodinâmicas em que foram

geradas. Os métodos e formas de tratamento utilizados foram aqueles descritos por Potter & Pettijohn (1977), Miall (1990) e Tucker (1996). O programa Paleocor 1.2 foi utilizado para desbasculamento de camadas, cálculo do vetor médio, fator de consistência e desvio padrão, além da confecção de histogramas circulares de frequência (rosetas).

Diversas estruturas sedimentares têm implicações direcionais em relação ao paleofluxo, no entanto as mais comuns são as estratificações cruzadas. Medidas tomadas perpendicularmente à crista e com rumo no sentido de mergulho do flanco de menor comprimento representam o sentido da paleocorrente sob a qual foram geradas estratificações cruzadas tabulares. Dessa forma também pode-se reconstituir uma forma acanalada a partir da análise da dispersão de medidas coletadas de acordo com o mesmo parâmetro. Além de estratificações cruzadas dados de paleocorrentes também foram obtidos a partir de imbricação de clastos e orientação de canais (paleo talwegues).

Por meio da análise de fácies foram interpretados processos de transporte e deposição das diversas unidades sedimentares tendo como parâmetro exemplos atuais e pretéritos observados na natureza e/ou reproduzidos em laboratório e disponíveis na literatura. A análise de fácies, *sensu* Walker (1992), consiste na individualização e descrição de unidades sedimentares caracterizadas por uma associação particular de aspectos composicionais, geométricos, texturais e estruturais (físicos e biológicos), que permitem distingui-la dos corpos vertical e lateralmente adjacentes.

A caracterização petrográfica de detalhe foi realizada a partir da descrição de seções delgadas das principais litofácies, previamente identificadas em campo. No que diz respeito à caracterização dos diferentes litotipos, foram utilizadas as classificações para rochas siliciclásticas propostas por Dott (1964) e Folk (1968). Para as rochas carbonáticas foi utilizada a classificação de Dunham (1962) com algumas das modificações sugeridas por Embry & Klovan (1971).

Com relação às fácies pertencentes a formações ferríferas, embora não exista consenso na literatura específica quanto a sua classificação sistemática do ponto de vista sedimentológico, foi utilizada a analogia com rochas carbonáticas como reconhecido por Dimroth (1975), Beukes (1980) e Young (1989), dentre outros autores. Dessa forma as fácies de formações ferríferas foram classificadas segundo as denominações de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971) conforme proposta de Young (1989).

I.4. Localização e acessos

O Maciço do Urucum localiza-se no oeste do estado de Mato Grosso do Sul, poucos quilômetros a sudeste da cidade de Corumbá segundo as coordenadas centrais 19°10'S e 57°35'W, ponto no Morro do Urucum. Ali duas áreas principais vêm sendo mineradas há décadas: o Morro do Urucum, pela Mineração Urucum, Empresa Vale, e a Serra de Santa

Cruz, pela Mineração Corumbaense Reunida, Grupo Rio Tinto, recentemente incorporada à Vale.

Parte dos trabalhos de campo foi realizada nesse contexto devido à facilidade de acesso e exposições contínuas promovidas pelas frentes de lavra, principalmente com o aumento significativo da atividade desse setor de mineração que ocorreu nos últimos anos. Essas duas minerações podem ser acessadas a partir da rodovia federal BR-262, que liga Corumbá a Campo Grande. A área a norte das morrarias em que se situam as referidas minerações, assim como a área a sul da Morraria do Rabicho, é guarnecida pela Estrada Parque (MS-228) que se encontra com a BR-262 aproximadamente 12 km a sul de Corumbá.

De abordagem menos chã fazem parte da área estudada as morrarias do Taquaral a noroeste, da Tromba dos Macacos e do Jacadigo a oeste, São Domingos a sul, Grande a leste, Sajutá e Pelada compondo o arco meridional e do Zanetti a sudeste, considerando como conjunto central as morrarias do Urucum e de Santa Cruz (figura 1).

A Morraria do Taquaral estende-se da periferia da área urbana de Corumbá para sul por aproximadamente 10 km. As exposições estudadas estão no seu flanco oeste e podem ser acessadas pelas estradas de terra do assentamento Taquaral cuja malha cobre toda a extensão até divisa com a Bolívia no sopé da Serra do Jacadigo. A continuidade em território boliviano da Serra do Jacadigo é denominada Cerro Mutún.

As exposições da Morraria de São Domingos estão no limite da área de concessão de lavra da Mineração Corumbaense e podem ser acessadas por trilha a partir da estrada de acesso à mina subterrânea de manganês de São Domingos. Dentro da área da Mineração Corumbaense também está situada a Morraria Grande.

A partir da BR-262 pode-se afluir às morrarias Pelada e Sajutá por meio do entroncamento que ocorre a aproximadamente 35 km de Corumbá, por essa via principal. A saída para a estrada que acessa as ocorrências meridionais estudadas, e também o Forte de Coimbra, fica 0,8 km após a entrada da Mineração Corumbaense no sentido de Campo Grande. Essas morrarias compõem um arco com concavidade voltada para norte e centro no maciço, delimitando a porção meridional da área de afloramentos.

Foram realizados levantamentos também na estrada de acesso a Corumbá Mineração a leste do maciço e na extremidade norte da Serra do Rabicho que deve ser acessada de barco pelo rio Paraguai. Incursões em território boliviano enfrentaram bastantes dificuldades logísticas e, dessa maneira, produziram poucos resultados.

Figura 1. Imagem SRTM da região estudada com o Maciço do Urucum no centro. Estão designados os principais acessos, morros, morrarias e serras.

II. FORMAÇÕES FERRÍFERAS NEOPROTEROZÓICAS

II.1. Introdução

O termo formação ferrífera (*iron formation*) é uma contração de *iron bearing formation*, usado por Van Hise & Leith (1911) em sua revisão de trabalhos pioneiros na região do Lago Superior na América do Norte, área clássica de ocorrência de formações ferríferas (Trendall 2002). Segundo James (1954), formações ferríferas são sedimentos químicos, finamente bandados ou laminados, com 15% ou mais de ferro primário e comumente, mas não necessariamente, intercalações de *chert*.

Atualmente, esse termo se refere a rochas sedimentares restritas ao registro estratigráfico pré-cambriano com alto teor de ferro: aproximadamente metade do peso em óxidos de ferro e a outra metade em sílica. O bandamento característico dessas rochas adjetiva a expressão “formações ferríferas”, o que resulta na forma *BIF* (*banded iron formation*), consagrada pelo uso e tomada por Trendall (2002) como uma subdivisão das formações ferríferas oposta a *GIF* (*granular iron formation*). *GIFs* constituiriam litossomas compostos por grãos retrabalhados de material ferrífero primário.

As formações ferríferas ocorrem em todas as regiões de rochas pré-cambrianas antigas (arqueanas a paleoproterozóicas) e em muitas sucessões pré-cambrianas mais jovens (neoproterozóicas). Devido à maior expressão dos depósitos paleoproterozóicos são menos comuns os trabalhos publicados de revisão e investigação de formações ferríferas neoproterozóicas. Soma-se a isso a forma de abordagem com que são tratados esses depósitos.

Pouca atenção tem sido dispensada ao estudo sedimentológico e estratigráfico se comparado ao emprego de diversas técnicas de análise geoquímica, frequentemente ligado a objetivos econômicos. Dessa maneira o entendimento dos sistemas deposicionais, tectônica e evolução do preenchimento da bacia sedimentar em que se depositaram as formações ferríferas fica comprometido.

Por conseguinte, nesse item pretende-se comparar as características sedimentológicas e estratigráficas das principais formações ferríferas neoproterozóicas eleitas em função da boa preservação das unidades em que ocorrem e do volume de referências a seu respeito. As principais sucessões sedimentares neoproterozóicas portadoras de formações ferríferas, conhecidas pela preservação com que se exibem e/ou disponibilidade de estudos são àquelas do Grupo Rapitan no Canadá, Supergrupo Damara na Namíbia e Grupo Umberatana na Austrália, além das do Grupo Jacadigo, tratadas a parte no presente trabalho (item III).

Intercalações menos expressivas e/ou menos estudadas de formações ferríferas são relativamente frequentes em depósitos neoproterozóicos. Exemplos são aquelas da

Formação Puga, Mato Grosso do Sul (Piacentini *et al.* 2007); do Grupo Cuiabá, Mato Grosso (Da Rosa *et al.* 1997); do Grupo Macaúbas, ocorrência de Porteirinha, Minas Gerais (Hoppe *et al.* 1987); do Grupo Arroio Del Soldado, no Uruguai (Gaucher *et al.* 2003); do deserto do centro-leste do Egito (Sims & James 1984), da Formação Numees, Faixa Gariep, fronteira entre África do Sul e Namíbia (Frimmel & Germs 2003), entre outras.

O texto segue com o item II.2 em que são discutidas as tentativas de padronização da nomenclatura de formações ferríferas. No item II.3 são abordadas as características dos sedimentos ferríferos por meio de inferências a partir de interpretações de estruturas sedimentares primárias e penecomtemporâneas. E no item II.4 encontram-se descrições de formações ferríferas neoproterozóicas que têm seus contextos sedimentar e geotectônico discutidos no item II.5.

II.2. A classificação das formações ferríferas

Os esforços pioneiros de descrição e classificação das formações ferríferas, tomados de maneira independente em diferentes partes do mundo levaram à proliferação de termos e aceções locais (Trendall 1983) que, juntamente com a dificuldade inerente à classificação dos produtos autigênicos multimineralizados do sistema químico sílica-ferro-manganês, gerou um dos maiores problemas de nomenclatura geológica que persistem atualmente.

Desde a síntese de Van Hise & Leith (1911), a expressão formação-ferrífera (*iron formation*) conquistou seu espaço na designação de rochas pré-cambrianas ricas em ferro por meio da formalização registrada no trabalho de James (1954) e dos posteriores reconhecimentos de seu emprego (Gross 1959, Trendall 1983).

Do empenho despendido para a diligência de classificar formações ferríferas sugeriram algumas propostas clássicas, atualmente em desuso. Por exemplo, as quatro fácies descritas por James (1954) na região do Lago Superior. São fácies químicas, relacionadas pelo autor com supostas posição e profundidade na bacia sedimentar, o que não foi demonstrado na área de estudo nem em outras ocorrências do globo.

A clássica subdivisão de Gross (1980), de ordem genética, em formação ferrífera tipo Superior e tipo Algoma não se aplica a depósitos fora da América do Norte (Trendall 2002). De fato, mesmo para os exemplos norte-americanos clássicos, apresenta problemas de aplicação sob uma análise rigorosa.

Segundo Trendall (1983), das propostas que se seguiram aos eventos marcantes para o estudo das formações ferríferas – dentre eles o *International Symposium on the Geology and Genesis of Precambrian Iron-Manganese Formations and Ore Deposits* em Kiev, Ucrânia, e o simpósio intitulado *Precambrian Iron-formations of the World* em Duluth, E.U.A, ocorridos no início da década de 1970 – são particularmente notáveis aquelas de Dimroth (1975), Kimberley (1978) e Beukes (1980).

O próprio Trendall (1965) propôs uma divisão hierárquica em três escalas de bandamento – micro, meso e macrobandas, compreendendo, respectivamente, espessuras milimétricas a centimétricas, centimétricas a decimétricas e decimétricas a métricas – que, embora criticada em trabalhos subsequentes (Ewers & Morris 1981), foi utilizada por Beukes (1980) em sua extensão da proposta de Dimroth (1975), e reiterada pelo autor em síntese relativamente recente sobre formações ferríferas (Trendall 2002).

A nomenclatura de Dimroth (1975) foi concebida pelo autor em 1968 (Dimroth 1968) e utilizada na descrição da formação ferrífera de Sokoman por Dimroth & Chauvel (1973). Invocando a similaridade entre as estruturas e texturas de sedimentos carbonáticos e formações ferríferas, Dimroth (1975) interpretou os mesmos processos para a sedimentação desses dois tipos de rocha. Dessa forma adaptou a nomenclatura de rochas carbonáticas de Folk (1962) tanto para descrições texturais como para interpretação de processos sedimentares, o que resultou na sua proposição dos termos femicro, oofemicro, biofemicro e intrafemicro como análogos ferríferos de seus equivalentes carbonáticos.

Kimberley (1978) discutiu o uso dos termos *iron formation* (com e sem hífen) e *ironstone*, propondo o uso do primeiro para designar unidades litoestratigráficas portadoras de *ironstones*, termo que, por sua vez, deveria ser usado na acepção de James (1954) para *iron formation*, ou seja, para designar a rocha propriamente dita. Kimberley (1978) ainda propôs uma classificação genética para formações ferríferas no sentido de unidade litoestratigráfica com seis divisões, representadas por siglas de breves descrições dos ambientes deposicionais.

Quanto à discussão inicial de Kimberley (1978), Trendall (1983) refutou suas alegações com a anterioridade da significação do termo “formação” como expresso por Lyell (1858 *apud* Trendall 1983) – “qualquer assembléia de rochas que tenha alguma característica em comum, seja ela origem, idade ou composição” – em relação à restrição proposta pela nomenclatura estratigráfica formal. Dessa maneira Trendall (1983) sugeriu a manutenção do uso da expressão *iron formation*, tanto litológica quanto estratigraficamente, para designar “rochas cuja principal característica química seja seu conteúdo anormalmente alto de ferro”, o que vem sendo atualmente aceito (Trendall 2002, Simonson 2003).

A visão de Trendall (1983) foi fortemente criticada por Young (1989) que advogou igual designação, sob o termo *ironstone*, para rochas sedimentares ferríferas proterozóicas e fanerozóicas, assim como um mesmo sistema de classificação para essas rochas seguindo a proposta de Dunham (1962). Na proposta de Young (1989) o sufixo *-stone* da classificação de Dunham (1962) deveria ser substituído por *-ironstone* configurando designações como *mud-ironstone* e *pack-ironstone*.

Em sua proposta, Beukes (1980) também corroborou a sugestão de analogia com rochas carbonáticas feita por Dimroth (1975), ao reconhecer como componentes físicos de formações ferríferas elementos aloquímicos, matriz (femicro) e cimento (*chert*). Entretanto

apontou que esse autor distinguiu apenas entre formações ferríferas aloquímicas e ortoquímicas (femicrito) sem atentar para o predomínio da última e, portanto, para a necessidade de subdividi-la.

Ao ir além, Beukes (1980) dividiu as formações ferríferas em aloquímicas, ortoquímicas e autóctones, sendo as duas últimas dominadas, respectivamente, por felutito e ferritmito. Felutito seria representante de sedimentos ferríferos finos intraclásticos e o ferritmito de sedimentos químicos e/ou bioquímicos. No entanto o termo ortoquímico de sua classificação parece estar fora de contexto, pois deveria corresponder ao seu ferritmito autóctone e não ao felutito de afinidade intraclástica.

Ainda nesse trabalho o autor apresentou características, nomeou e interpretou elementos sedimentares e montou um complexo esquema de nomenclatura (tabela 1). Nesse esquema a nomenclatura é composta pela classificação e descrição de uma mesobanda adjetivada pela composição mineral predominante, seguida pela(s) subordinadas(s). A nomenclatura também leva em conta a geometria da camada em relação a sua espessura (coluna 3.2, tabela 1). O sistema também prevê a designação de equivalentes metamórficos utilizando-se os sufixos “fels” para metafelutitos, por definição maciços para Beukes (1980), e “birito”, de “itabirito”, para metaferritmitos. Em trabalho de 1983, Beukes publicou um quadro descomplicado em relação a sua tabela de 1980, mas com as mesmas questões semânticas por resolver (figura 2).

Simonson (1985) descreveu seis formações ferríferas da região do Lago Superior, nos Estados Unidos, e dividiu-as em dois tipos principais: lutíticas e areníticas. Em seu estudo também reconheceu o caráter aloquímico das formações ferríferas areníticas. Revisões recentes sobre o tema propuseram a distinção entre formações ferríferas bandadas, reunidas sob a sigla *BIF*, e formações ferríferas granulares, ou *GIFs* (Trendall 2002 e Simonson 2003).

No presente trabalho é empregada a designação “formação ferrífera” *sensu* Trendall (1983) assim como suas subdivisões em bandadas (*BIFs*) e granulares (*GIFs*) em consonância com sua aceitação atual (Trendall 2002, Simonson 2003, Klein 2005). Entrementes, para o estudo sedimentológico de formações ferríferas é essencial um sistema de classificação e nomenclatura descritivo que permita a individualização de fácies de forma prática, aplicável na lida de campo.

Nesse sentido a proposta de Dimroth (1975) de analogia com rochas carbonáticas somadas com algumas considerações de Beukes (1980 e 1983) constitui um arcabouço teórico coerente, adotado no presente estudo. As considerações de Beukes (1980 e 1983) utilizadas foram aquelas relacionadas à distinção de oóides, pelóides e intraclastos como componentes aloquímicos, além da interpretação de seus processos geradores de acordo com a observação das formações ferríferas estudadas.

CLASSIFICAÇÃO

I. Formação ferrífera aloquímica (contém componentes aloquímicos)		Formação ferrífera intraclástica
II. Formação ferrífera ortoquímica (predomínio de felutito)		Formação ferrífera química/ bioquímica
III. Formação ferrífera autoctónea (predomínio de ferritmito)		
Equivalente metamórfico: Formação ferrífera → itabirito		

NOMENCLATURA

Feições extraordinárias	Mineralogia	3. Mesobanda de <i>chert</i>			4. Mesobanda de femicrito	
1. Mineralogia, textura, estrutura etc.	2. Composição do femicrito	3.1 Textura	3.2 Estrutura		4.1 Textura	4.2 Estrutura
Ankerítico	Hematita	<u>Comp. aloquímicos</u>	<i>Ribbon</i>		<u>Comp. aloquímicos</u>	
Riebeckítico	Magnetita	<i>Discs</i>	<i>Wave</i>	Espessura	<i>Discs</i>	Felutito
Pirítico	Stilpilomelano	<i>Chips</i>	<i>Pod</i>	≤ 10 mm	<i>Chips</i>	(maciço)
	Greenalita	Pisólitos	-----	-----	Pisólitos	
	Minnesotaíta	Oncólitos	<i>Band</i>	Espessura	Oncólitos	Ferritmito
	Silicato + siderita	Intraclastos	<i>Billow</i>	> 10 mm	Intraclastos	(microlaminado)
	= <i>Coloursiderite</i>	Pelóides	<i>Pillow</i>		Pelóides	
	Siderita	Oóides			Oóides	<u>Metamórfico</u>
	<u>Metamórfico</u>	Pelotilhas			Pelotilhas	lutito → <i>fels</i>
	Stilpilomelano → biotita		<u>Metamórfico</u>			ritmito → birito
	Minnesotaíta → grunerita	<u>Estromatolítico</u>	Estruturas similares,		<u>Ripplets</u>	
	Outros tipos de minerais metamórficos podem estar presentes		mas			
			<i>chert</i> → macroquartzo			
		Cherts ferruginosos			Formações ferríferas	
Mesobandas de <i>chert</i> alternadas com mesobandas de femicrito = formações ferríferas bandadas						

EXEMPLOS DE NOMES DE ROCHAS

- A. 2 como 4.2: siderita lutito, greenalita-siderita ritmito etc. } Formações ferríferas } Rochas do tipo mesobanda
- B. 4.1 em 4.2: *disclutite*, *pelletlutite* etc. }
- C. 3.1 em 3.2: *oidstone*, *peloidstone*, *chert* estromatolítico etc. – Cherts ferruginosos }
- D. 3.2 alternado com 4.2: *ribbonlutite*, *podrhythmite*, *pillowlutite* etc. }
- E. 3.1 em 3.2 alternado com 4.2: *oidbandlutite*, *pelletribbonlutite* etc. } Formações ferríferas bandadas (Rochas do tipo macrobanda)
- F. 3.2 alternado com 4.1 em 4.2: *bandintralutite*, *billowpelletlutite* etc. }
- G. 3 alternado com 4: “*oidbandpeloidlutite*” etc.
- H. Adjetivo mineralógico: o mineral predominante deve aparecer em primeiro lugar. O mineral que constitui um componente aloquímico ou presente em mesobanda de *chert* deve aparecer em itálico, como em greenalita-siderita ooluto (*oids* de siderita em matriz de greenalita lutito)

Tabela 1. Proposta de classificação e nomenclatura de formações ferríferas. Retirado de Beukes (1980).

Figura 2. Esquema ilustrado de Beukes (1983) para classificação de formações ferríferas.

As designações específicas propostas por esses autores são de difícil aplicação prática. O uso da nomenclatura de rochas carbonáticas de Folk (1962) acrescido de prefixo que salienta a composição ferrífera, conforme proposto por Dimroth (1975), apresenta lacunas na referência de rochas aloquímicas, pois não aborda proporções relativas entre arcabouço e matriz. A intenção de Beukes de reunir em uma designação diversas características da rocha, como espessura das séries, mineralogia, estruturas e componentes aloquímicos presentes, somados aos problemas semânticos do seu sistema de classificação, torna impraticável sua proposta.

Assim, foram adotadas as denominações consagradas pela praticidade das classificações de rochas carbonáticas de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971), como proposto por Young (1989). Embora o termo *ironstone* não seja aceito por grande número de pesquisadores dos contextos proterozóicos para referência ao seu objeto de estudo e, em suas considerações, Young (op. cit.) desaconselhe o uso de *iron formation* para esses contextos, no presente trabalho considerou-se a forma tradicional de referir-se aos depósitos ricos em ferro do Pré-Cambriano como formações ferríferas e também a bivalência de *ironstone* na sua aplicação sedimentológica. A composição calcedônica foi tratada como *chert*.

II.3. Natureza do sedimento ferrífero

Diversas estruturas sedimentares são descritas em formações ferríferas. Essas estruturas podem ser divididas em estruturas sedimentares primárias, ou seja, formadas no momento da deposição, e estruturas sedimentares penecontemporâneas, formadas após a sedimentação e antes da diagênese. Frente à carência de análogos modernos, a interpretação dessas estruturas é uma das mais importantes fontes de informação acerca da natureza física do sedimento precursor das formações ferríferas.

II.3.1. Estruturas sedimentares primárias

Como observado por diversos autores (Dimroth 1968, 1975, Dimroth & Chauvel 1973, Chauvel & Dimroth 1974, Beukes 1980, Simonson 2003), as formações ferríferas são constituídas por (1) componentes aloquímicos, (2) hematita criptocristalina ou outros minerais ricos em ferro, principalmente silicatos e carbonatos, e (3) sílica criptocristalina ou *chert*. As fácies constituídas por óxidos, silicatos ou carbonatos criptocristalinos de ferro são predominantes em relação às demais e geralmente apresentam laminação ou estratificação plano-paralelas. São interpretadas como produto de decantação de colóides de ferro e sílica, eventualmente carbonatados (Beukes 1980, 1983).

A estratificação e a sucessão de camadas tabulares dessas fácies são responsáveis pelo aspecto bandado das formações ferríferas (figura 3a). Dentre as classificações dessas formações ferríferas de granulação fina há controvérsia quanto ao seu caráter ortoquímico ou aloquímico. Das propostas constituintes dessa controvérsia sobressaem-se as designações “femicrito” de Dimroth (1975) e “felutito” de Beukes (1980).

A distinção entre femicrito e felutito tem caráter genético e é de difícil resolução. O termo femicrito, análogo ao micrito carbonático, implica em precipitação química ou bioquimicamente induzida, e representa um sedimento autóctone, ortoquímico ou biogênico. Já o termo felutito tem conotação de sedimento intraclástico, ou seja, representaria lama ferrífera formada pela erosão de formações ferríferas pré-existentes, mais provavelmente no sítio deposicional.

La Berge (1973) identificou concentrações de estruturas esféricas com diâmetros entre 5 e 40µm em formações ferríferas e as atribuiu a atividade orgânica. Esse autor concluiu que tal atividade poderia ser preponderante na deposição dessas rochas, sendo seu aspecto bandado resultante de alteração diagenética. Altermann (2002) considerou a possibilidade das referidas estruturas globulares serem artefatos minerais constituindo dubiofósseis, o que já havia sido corroborado pelo estudo de Heaney & Veblen (1991) por meio do estudo dessas estruturas com microscópio eletrônico de varredura. Ainda assim Altermann (2002) e outros autores (Han & Runnegar 1992, Simonson 2003) referiram-se a presença de estromatólitos e microfósseis em *BIF's*.

Subordinadamente ocorrem as formações ferríferas aloquímicas ou granulares, os *GIFs*. Os componentes aloquímicos são intraclastos que podem se apresentar na fração granulométrica rudácea, arenácea ou lutácea. Os principais tipos de intraclastos descritos são fragmentos angulosos, pelóides (*peloids*) e oóides (Mengel 1973, Dimroth & Chauvel 1973, Simonson 2003). Beukes mencionou também a ocorrência de pisólitos e oncólitos, interpretados, respectivamente, como equivalentes ferríferos de pisólitos vadosos descritos por Dunham (1969) em carbonatos e pisólitos com laminações microbialíticas.

Os pelóides são o principal tipo de intraclasto encontrado em formações ferríferas. São descritos como grânulos desde os trabalhos pioneiros do Serviço Geológico Norte-Americano acerca das formações ferríferas da região do Lago Superior, sintetizados por Van Hise e Leith (1911). Pelóides são clastos, geralmente maciços, constituídos por minerais de ferro criptocristalinos (figura 3b). Também ocorrem pelóides de sílica (figura 3b). Esses clastos são caracteristicamente arredondados, com formas ovais a elipsoidais e variam em tamanho desde as frações granulométricas arenáceas a grânulos.

São corriqueiros em fácies com estruturas geradas por corrente como estratificações cruzadas e marcas onduladas assimétricas (Mengel 1973, Simonson 1985, Trendall 2002). Além da origem a partir da erosão de depósitos de *mud-ironstones* pré-existentes, os pelóides foram interpretados como formados pela agregação de gotas de gel na água

(Dimroth 1968), formados por segregação difusiva de material durante a diagênese (Goodwin 1956) e oriundos do acréscimo de cristais em água agitada (Beukes 1980). Em geral as fácies compostas por pelóides são cimentadas por sílica (Simonson 1987), podendo também ocorrer cimento carbonático (Klein & Ladeira 2004).

Menos frequentes, mas não incomuns, são os oóides (figura 3c). Esse componente aloquímico, caracterizado por seu formato esférico e laminações concêntricas, geralmente alternadas de ferro e sílica, ocorre esparsos em fácies peloidais ou em lentes de oólitos (figura 3d) que podem apresentar estratificações cruzadas formadas por fluxo direcional e também por fluxo oscilatório (Simonson 1985, 2003). Os oóides são interpretados como formados em águas agitadas, da mesma maneira que oóides carbonáticos (Simonson 1985, Beukes 1978 *apud* Beukes 1980). Outro tipo de intraclasto descrito em formações ferríferas granulares são fragmentos angulosos predominantemente de *chert* (item II.3.2).

II.3.2. Comportamento penecontemporâneo

Fragmentos angulosos, tabulares, do tamanho de seixos e frequentemente de composição rica em sílica constituem fácies de brechas intraformacionais recorrentes em diferentes formações ferríferas distribuídas pelo planeta (figuras 3e e f) (James *et al.* 1968, Beukes 1980, Hoppe *et al.* 1987, Simonson 2003). Essa feição juntamente com as descrições de cavidades, gretas e fraturas septadas em *GIFs* preenchidas por cimento silicoso (Simonson 1987) levam à interpretação da ocorrência de crostas ou camadas precocemente endurecidas de sílica em formações ferríferas.

Algumas dessas feições são atribuídas à contração pós-deposicional de precursores gelatinosos de sílica, indicando que níveis predominantemente calcedônicos estiveram sujeitos a sinerése. A presença esporádica de preenchimento por pelitos terrígenos dessas estruturas relacionadas a contração por perda d'água evidencia a ocorrência do fenômeno na interface sedimento-água (Gross 1972, Dimroth & Chauvel 1973, Beukes 1980, 1984).

Dentro da variedade de estruturas que sobrelevam o comportamento penecontemporâneo dos sedimentos precursores de formações ferríferas também podem ser observadas estruturas de sobrecarga (*soft-sediment deformation*) (figura 3g). Estruturas descritas na interface de pelitos argilosos subjacentes a arenitos, como *flames*, *balls* e *pillows* e pseudonódulos, são frequentemente encontradas em formações ferríferas, em geral associadas ao contato de fácies constituintes de *BIFs* com intercalações de sedimentos terrígenos arenosos (Han em Gair 1975, Simonson 1985, Freitas 2006a). Fácies constituídas por *mud-ironstones* também podem apresentar dobras convolutas e ocorrer associadas a brechas intraformacionais (figura 3h) (Majumder & Chakraborty 1977, Freitas 2006a).

Figura 3 - A: Formação ferrífera bandada. **B:** Pelóides de hematita (pretos) e de sílica (claros). **C:** Oóide com camadas de hematita e sílica. **D:** Lente composta por oóides. **E e F:** Brechas intraformacionais ferríferas. **G:** Estruturas de sobrecarga no contato entre sedimentos clásticos e formação ferrífera. **H:** Slump em formação ferrífera. Todas as fotografias são de afloramentos e amostras do Grupo Jacadigo no Morro do Urucum com exceção da figura **E**, que foi retirada de Hoppe *et al.* 1987 e representa testemunho da Serra de Carajás.

As estruturas e feições mencionadas acima e descritas em formações ferríferas no mundo todo evidenciam uma reologia penecontemporânea plástica, análoga à de sedimentos argilosos, para os sedimentos precursores de formações ferríferas, provavelmente depositados como géis (Gross 1972, Majumder & Chakraborty 1977, Dimroth & Chauvel 1973, Beukes 1980, 1984, Simonson 2003). Antagonicamente, o estudo de Simonson (1987) mostrou um comportamento reológico penecontemporâneo rígido para os sedimentos silicosos e de formações ferríferas granulares, o que foi atribuído a uma cimentação precoce por sílica, muito frequente nesses tipos de rocha.

II.4. Exemplos de formações ferríferas neoproterozóicas

II.4.1. Grupo Rapitan

As formações ferríferas do Grupo Rapitan são os depósitos de ferro neoproterozóico mais detalhados na literatura do ponto de vista sedimentológico. O Grupo Rapitan ocorre nas Montanhas Mackenzie, no oeste dos North West Territories, e no oriente das Montanhas Wernecke, leste do Yukon, no Canadá (figura 4). Há unidades correlatas no leste do Alaska, fronteira com o Yukon. Nessa região, nas montanhas Ogilvie, aflora a seção superior do Grupo Tindir, estudado por Young (1982). O Grupo Rapitan é dividido em três formações, da base para o topo, Formação Mount Berg, Formação Sayunei e Formação Shezal.

Essas três formações compreendem, respectivamente, diamictitos, ritmitos e diamictitos novamente. É interessante notar que a Formação Mount Berg não está presente na região central das Montanhas Mackenzie e que aí as rochas da Formação Sayunei assentam-se diretamente, segundo discordância angular, sobre o embasamento carbonático com sedimentos siliciclásticos associados do Supergrupo Mackenzie Mountains. Geralmente, as formações ferríferas do Grupo Rapitan ocorrem no topo da Formação Sayunei (Klein & Beukes 1993).

Assume-se uma idade deposicional entre 755 e 730 Ma para o Grupo Rapitan (Klein & Beukes 1993, Young 1995). Essa idade é balizada pela datação de um clasto de granito da Formação Sayunei em 755 Ma (± 18 Ma, U-Pb em zircão) (Ross 1992, comunicação pessoal em Klein & Beukes 1993). O limite superior é oriundo de uma idade Pb-Pb de 731 ± 8 Ma obtida a partir de um veio de brecha uranífera que corta rochas do Supergrupo Wernecke no nordeste das montanhas de mesmo nome (Archer *et al.* 1986).

Klein e Beukes (1993) identificaram no empilhamento da Formação Sayunei dois ciclos de granocrescência ascendente em que o superior culmina em depósito de formação ferrífera (figura 5). Segundo os autores esse padrão pode ser observado em seções distantes entre si por até 450 km. No entanto as fácies presentes nesses ciclos em diferentes seções são distintas. Na seção principal das formações ferríferas do Grupo

Figura 4. Contexto geológico e estratigráfico regional do Grupo Rapitan e formações ferríferas associadas. Retirado de Klein & Beukes (1993).

Figura 5. Contexto sedimentológico de formações ferríferas da Formação Sayunei. Retirado de Klein & Beukes (1993).

Rapitan, na área de Snake River (figuras 4 e 5), os ciclos granocrescentes são compostos da base para o topo por folhelhos interestratificados com diamictitos que gradam para diamictitos grossos com estratificação incipiente, sobrepostos por arenitos grossos com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte e arenitos conglomeráticos (*grits*).

Na região de Thundercloud Range (figuras 4 e 5) esses ciclos começam com ritmitos que contêm clastos isolados e que gradam para arenitos maciços e conglomeráticos, os quais, por sua vez, passam a diamictitos. Na área de Keele River (figuras 4 e 5) a situação é parecida com a de Thundercloud Range, no entanto não se observam diamictitos. No primeiro ciclo ritmitos gradam para camadas de fácies heterolíticas com laminações tipo wavy e lentes de folhelhos e arenitos estratificados.

Esses depósitos são sucedidos por arenitos com laminações plano-paralelas e cruzadas, rematados por conglomerado de pequenos seixos. No segundo ciclo ritmitos passam a intercalações de siltitos calcáreos e folhelhos. Nessa região não ocorrem diamictitos maciços da Formação Mount Berg. Sobrejacente ao embasamento manifesta-se diretamente a Formação Sayunei por conglomerados de clastos dolomíticos que gradam para arenitos com laminações cruzadas, seguidos de fácies heterolíticas que passam aos ritmitos do primeiro ciclo granocrescente.

As formações ferríferas são mais bem desenvolvidas na região de Snake River, onde atingem por volta de 100 m de espessura. Nas regiões de Thundercloud Range e de Keele River as espessuras das formações ferríferas não ultrapassam alguns poucos metros. Os depósitos de ferro de Snake River contêm abundantes intercalações de diamictitos, folhelhos e diamictitos interestratificados a arenitos e folhelhos. Essas intercalações funcionam como interdigitações que passam lateralmente, ao redor de 40 km a leste da seção principal, para uma seção com predomínio de sedimentos siliciclásticos grossos, principalmente arenitos e diamictitos (figura 6).

As formações ferríferas da região supracitada são, predominantemente, compostas por hematita felutito (*mud-ironstone*) cimentado por microquartzo. São comuns nódulos de jaspe dispersos na matriz de felutito. Por vezes ocorrem camadas alternadas ricas em nódulos de jaspe e outras com nódulos esparsos. Essa fácies foi descrita por Klein & Beukes (1993) como formação ferrífera bandada nodular (*nodular banded iron formation*). As séries podem apresentar coalescência de nódulos formando camadas, o que foi descrito por esses autores como formação ferrífera bandada. Fácies de formação ferrífera finamente laminada sem nódulos ou bandamento são raras (figura 7).

Na base da sucessão ferrífera ocorrem camadas com dobras convolutas e nódulos com distribuição caótica. Próximo ao topo há formações ferríferas granulares em camadas delgadas, arenáceas, constituídas por intraclastos angulosos de hematita felutito, grãos de jaspe e, subordinadamente, partículas vulcanoclásticas angulosas. Os contatos entre fácies ferríferas e fácies siliciclásticas são geralmente abruptos, com exceção dos contatos

Figura 6. Perfis das formações ferríferas do Grupo Rapitan na área de Snake River. Retirado de Klein & Beukes (1993).

gradacionais com pelitos ricos em ferro. Mesmo nesses casos a espessura transicional é de poucos centímetros. Pelitos ferruginosos encontram-se, em geral, nas transições do topo e da base da sucessão ferrífera e, também, associados às formações ferríferas granulares (figura 7).

Além das intercalações em extensas lentes, os sedimentos siliciclásticos também ocorrem dispersos e mesmo isolados em matriz felutítica. Essas ocorrências são interpretadas como depósitos de chuva de detritos (*glacial rain-out*) e como clastos caídos de gelos flutuantes, respectivamente. É reportado um aumento evidente da abundância desses depósitos interpretados como chuva de detritos em direção ao topo da seção (Klein & Beukes 1993). As lentes intercaladas de sedimentos terrígenos frequentemente apresentam estruturas sedimentares relacionadas por Klein e Beukes (1993) a turbiditos, representados por ciclos de Bouma. Nelas ocorrem pelito, ruditos e arenitos com gradações normais, laminações plano-paralelas, cruzadas, convolutas, marcas de sola, estruturas de sobrecarga e bases erosivas (figura 7).

A deposição das formações ferríferas do Grupo Rapitan foi interpretada como glacialmente influenciada (Young 1976, 1995, 2002, Eisbacher 1985, Klein & Beukes 1993). Foi inferido um sistema deposicional glaciomarinho devido à presença de depósitos interpretados como turbiditos, presença de clastos isolados em sedimentos finos, interpretados como caídos de gelos flutuantes e grande extensão em área das unidades, o que seria incompatível com um contexto lacustre (Klein & Beukes 1993).

As formações ferríferas foram relacionadas por Klein & Beukes (1993) à transgressão, ou rápido aumento do nível do mar, imediatamente acima de incrementos granocrescentes da sedimentação. Dessa maneira os *BIFs* podem representar um depósito de intervalo condensado (figura 8). Esses autores interpretaram que a deposição se deu em um período interglacial, devido ao nível relativamente alto do mar que suas interpretações requerem e que são inconciliáveis com um período de máxima intensidade glacial. Anteriormente havia sido considerado por Young (1976) um cenário de deposição para essas formações ferríferas num período de máxima intensidade glacial.

II.4.2. Supergrupo Damara

O Supergrupo Damara compreende rochas sedimentares e vulcânicas relacionadas às bacias invertidas da faixa móvel Damara (figura 9). Martin (1965) reconheceu duas “fácies” principais no Supergrupo Damara: uma miogeossinclinal, que denominou fácies Outjo, e outra eugeossinclinal que denominou fácies Swakop.

Posteriormente foram interpretados contextos de plataforma carbonática para a “fácies” Outjo, denominado Plataforma Otavi, e de águas profundas para a “fácies” Swakop, denominada

Figura 7. Seção colunar detalhada a partir de testemunhos de sondagem da área de *Snake River*. Retirado de Klein & Beukes (1993).

Figura 8. Análise estratigráfica de seqüências do Grupo Rapitan que sugere deposição das formações feríferas durante período de subida relativamente rápida do nível do mar. Retirado de Klein & Beukes (1993).

Figura 9. Mapa de distribuição do Supergupo Damara e formações ferríferas associadas. Retirado de Beukes (1973).

Bacia Outjo (Eyles & Januszczac 2007). Ambos os contextos apresentam rochas sedimentares ricas em ferro. Aquelas expostas no noroeste da Namíbia, região conhecida como Kaokoveld, pertencem à fácies Outjo e são descritas como arenitos e folhelhos ricos em ferro. Já as que ocorrem no centro-oeste namibiano referem-se à fácies Swakop e são descritas como itabiritos.

As rochas ricas em ferro, tanto de uma fácies quanto de outra, ocorrem na Formação Chuos, unidade da seção inferior do Supergrupo Damara, constituída de ruditos, com intercalações subordinadas de arenitos e pelitos, interpretados como depósitos glaciomarinheiros (Martin 1965, Hoffman *et al.* 1998, Halverson *et al.* 2005). Contudo os trabalhos de Schermerhorn (1974), Porada & Wittig (1983 a e b), Martin *et al.* (1985) e Eyles & Januszczac (2007) refutaram a influência glacial.

Na região de Kaokoveld as intercalações ferruginosas são muito delgadas e ricas em sílica (Martin 1965), não apresentando valor econômico, portanto pouco estudadas. Nessa área há referência a “formações ferríferas secundárias”, ou seja, pós-deposicionais, formadas por mineralização a partir de falhas e fraturas (Eyles & Januszczac 2004, figura 3 deles). Já no centro-oeste da Namíbia, na área de Otjosundu ocorrem formações ferríferas com minério de manganês associado. Essa região é dividida em zonas tectono-estratigráficas (figura 10), orientadas segundo a direção NE-SW, que representam áreas com diferentes estilos tectônicos e sistemas deposicionais (Bühn *et al.* 1992).

Há relatos de horizontes ricos em ferro com 20 a 30 m de espessura na região de Kaokoveld, descritos como arenitos com hematita e magnetita que localmente gradam para *argilaceous ironstones* (Breitkopf 1988). Segundo esse autor, na Zona Setentrional (figura 10), ocorrem camadas persistentes por 38000km² de formações ferríferas com até 40% de Fe, referentes à Formação Chuos. Na extremidade sudoeste da Zona Central (figura 10), formações ferríferas metamorfizadas, intercaladas em xistos, conglomerados, diamictitos, quartzitos e delgadas camadas de dolomito, raramente atingem espessuras superiores a 15m (Miller 1983). Próximos ao limite entre as zonas Central e Meridional, na região de Otjosundu, ocorrem depósitos de manganês associados à formação ferrífera numa seção intercalada em carbonatos (Breitkopf 1988), correlacionada a Formação Chuos por Martin (1978).

A despeito da maior quantidade de informação devido ao interesse econômico, as rochas de Otjosundu encontram-se deformadas e metamorfizadas em fácies anfibolito superior, sendo suas características sedimentares inferidas e comparadas com as feições primárias reliquias disponíveis (Bühn *et al.* 1992). Embora Bühn *et al.* (1992) tenham interpretado modelos deposicionais com razoável resolução estratigráfica em relação aos dados disponíveis, a obliteração das informações sedimentológicas devido ao metamorfismo é latente. Desse modo seus apontamentos, embora configurem relevante contribuição ao

Figura 10. Divisão da área de ocorrência do Supergupo Damara em zonas tectono-estratigráficas. Áreas em preto representam embasamento pré-Damara. O=Okavandja, W=Windhoek, S=Swakopmund, NP=Plataforma setentrional, NZ=Zona setentrional, CZ=Zona central, SZ=Zona meridional, SMZ=Zona de margem meridional. Retirado de Bühn *et al.* 1992.

Figura 11. Localização do Geossinclíneo de Adelaide e distribuição inferida das fácies ferruginosas do Grupo Umberatana. Retirado de Lottermoser & Ashley (2000).

estudo das unidades manganíferas de Otjosundu, não vão além do quadro delineado acima.

II.4.3. Grupo Umberatana

O Grupo Umberatana é parte do Geossinclíneo Adelaide, entidade geotectônica do centro-sul australiano constituída por grande espessura de sedimentos neoproterozóicos a cambrianos. São referentes a esse empilhamento as seções tipo das principais glaciações interpretadas para o Neoproterozóico: a sturtiana (~750 a 700 Ma) e a marinoana (~650 a 600 Ma) (Preiss 1987, Preiss *et al.* 1993). O Grupo Umberatana é de idade sturtiana e representa espessos depósitos interpretados como glaciomarinhos, com sítio deposicional na Barratta Trough que se estende da porção central dos Flinders Ranges até a região de Yunta e Olary no leste do estado de South Austrália (figura 11) (Lottermoser & Ashley 2000).

O Grupo Umberatana compreende diamictitos, siltitos laminados e ortoquartzitos com intercalações subordinadas de dolomititos e rochas ferruginosas (Preiss 1987, Preiss *et al.* 1993). A seção na Barratta Trough abrange diamictitos e quartzitos da unidade historicamente referida como Tilito Pualco, com 3300 m de espessura encimados pela unidade referida como Siltito Benda, com 260 m de espessura em que predominam arenitos (Preiss *et al.* 1993).

Segundo Preiss (1987) e Preiss *et al.* (1993) essas duas unidades passam lateralmente para as fácies ferríferas de Braemar na região de Yunta a Olary ou para a formação ferrífera Holowilena, menos espessa, com 130 m na região central dos Flinders Ranges. Localmente o Tilito Pualco pode gradar verticalmente para as fácies ferríferas de Braemar, conhecidas também como Formação Hoof Hearted.

Essa unidade, embora ocorra de forma lenticular, tem ampla distribuição na região de Yunta a Olary (figura 12) e possível equivalente a sudoeste de Bronken Hill, no oeste do estado de New South Wales (Preiss 1987). Na área de Yunta a Olary as formações ferríferas apresentam-se em extensos afloramentos e se encontram intercaladas com diamictitos, rochas ricas em carbonato, quartzitos que podem apresentar laminações compostas por minerais pesados, siltitos e siltitos manganíferos. A sul de Yunta, na Razorback Ridge, ocorrem as subunidades ricas em ferro mais espessas e avaliadas como recurso mineral potencial (Whitten, 1970) (figura 12). De acordo com Lottermoser & Ashley (2000) todo esse conjunto de rochas passou por deformação e metamorfismo regional em fácies xisto verde.

As fácies ferríferas de Braemar consistem em lentes de formações ferríferas laminadas e formações ferríferas diamictíticas (figura 13), em que a componente ferrífera é composicionalmente idêntica, segundo Lottermoser & Ashley (2000). De acordo com esses autores a mineralogia de ambas as variedades é composta por magnetita, hematita e

Figura 12. Afloramentos das fácies ferríferas Braemar e diamictitos associados no leste do Geossinclíneo de Adelaide. Retirado de Lottermoser & Ashley (2000).

Figura 13. Coluna estratigráfica do Geossinclíneo de Adelaide com detalhamento das fácies ferríferas de Braemar na Razorback Ridge. Retirado de Lottermoser & Ashley (2000).

quartzo com quantidades subordinadas de muscovita, clorita, biotita, carbonato, apatita, plagioclásio e turmalina. Os componentes minerais geralmente apresentam-se em granulação fina (<0,05 mm). Siltitos associados contêm quartzo, biotita, carbonato, plagioclásio, muscovita e clorita em abundância com quantidades variáveis de hematita e magnetita e traços de epídoto, turmalina, zircão e pirita, em geral alterada para goethita.

Lottermoser & Ashley (2000) descreveram minerais detríticos e clastos de fragmentos líticos nas duas variedades de formação ferrífera e nos siltitos. Nos diamictitos ferruginosos esses clastos variam em tamanho de 10 mm a 1,5 m, sendo mais comuns entre 25 mm e 1,2 m. Whitten (1970) descreveu uns poucos matacões com estrias. Na variedade laminada de formação ferrífera a laminação é centimétrica e definida pela abundância relativa de magnetita e hematita que varia de 20 a 80%. Contatos entre camadas ricas em ferro e siltitos podem ser abruptos ou gradacionais. Esses autores mencionaram a ocorrência de estruturas sedimentares como laminações cruzadas e dobras intraformacionais que atribuíram à deformação de sedimento inconsolidado.

II.5. Discussão

A leitura de publicações acerca de supostas mudanças climáticas neoproterozóicas (Young 1988, 1995, Kirschvink 1992, Hoffman & Schrag 2002, Eyles & Januszczak, 2004) revela diversas menções a rochas ricas em ferro e a formações ferríferas associadas a unidades predominantemente compostas por diamictitos. No entanto, ao passo em que há detalhamentos estratigráficos das unidades siliciclásticas mais expressivas (Martin 1965, Preiss 1987, Preiss *et al.* 1993) não foram encontrados estudos, além daqueles do Grupo Rapitan (item II.4.1), que tenham considerado, sob o ponto de vista sedimentológico, os detalhes com que essas intercalações ferruginosas a ferríferas ocorrem.

Ainda assim as formações ferríferas e seus contextos foram muitas vezes interpretados como depósitos glaciomarinhos (Martin 1965, Preiss 1987, Preiss *et al.* 1993, Klein & Beukes 1993). Sedimentologicamente, o sistema deposicional glaciomarinho foi inferido pela maioria dos autores devido à presença de clastos estriados e/ou facetados e de depósitos interpretados como chuva de detritos (*glacial rain-out*) em associações com depósitos de fluxos de detritos subaquáticos e de correntes de turbidez. Esses depósitos consistem em intercalações arenáceas e rudáceas esparsas em fácies pelíticas e (bio)químicas. A ausência de pavimentos estriados nos contextos estudados reforçou a interpretação de sistema deposicional glaciomarinho excluindo sistemas continentais com influência glacial.

A ocorrência de formações ferríferas depois de mais de um bilhão de anos de sua ausência no registro geológico (Klein & Beukes 1993) reforçou os modelos de mudanças climáticas no Neoproterozóico devido à necessidade de explicação da ocorrência dessas

rochas no registro depois de expressivo hiato. Para tanto se agregou o modelo de anoxia provocada por cobertura de gelo à oportunidade que o reaparecimento dessas rochas no registro geológico representa.

No entanto as idades de bacias neoproterozóicas que contém formações ferríferas, em geral relacionadas ao Sturtiano da Austrália, carecem de dados sólidos para seu estabelecimento com maior precisão. A comum ausência de materiais passíveis de datação absoluta assim como de dados sedimentológicos e estratigráficos detalhados incrementam a dificuldade supracitada. Soma-se ainda a esse cenário a alta probabilidade do diacronismo entre os depósitos de ferro neoproterozóicos comumente agrupados em supostos intervalos glaciais (Holland 2005).

Quanto à interpretação dos ambientes deposicionais, depósitos interpretados como glaciais vêm sendo discutidos e reinterpretados por diferentes autores ao longo da história dos estudos de sucessões neoproterozóicas (Schermerhorn 1974, Martin *et al.* 1985, Eyles & Januszcak, 2004 e 2007). Depósitos tidos como produtos de chuva de detritos e clastos caídos de gelos flutuantes, também podem ser interpretados em contextos de fluxos gravitacionais sem influência glacial.

Postma *et al.* (1988) descreveram mecanismos para o alojamento de clastos com tamanhos desproporcionais em pelitos de seções turbidíticas. Leppard & Gawthorpe (2006) interpretaram a presença desse tipo de clasto por avalanche e queda de rochas, processos que relacionaram a degradação de escarpas de falha. Clastos isolados estriados também podem ser bastante controversos, na medida em que é bastante comum clastos de conglomerados apresentarem estrias tectônicas anteriores à deposição da rocha em que se encontram.

As extensões em área dos depósitos de diamictitos a que as formações ferríferas neoproterozóicas estão associadas também costumam ser invocadas em defesa da atuação de geleiras na produção, por erosão, do material depositado. Assim como as questões sedimentológicas expostas acima, a extensão dos depósitos rudáceos também precisa de estudos de maior detalhe, que comprovem sua continuidade lateral. Eyles e Januszcak (2007) apontaram, com base nos estudos prévios de Miller (1983) e (Martin *et al.* 1985), que diamictitos das formações Chuos e Ghaub não ocorrem de forma contínua e sim divididos em diversas sub bacias. Como observado nas descrições de formações ferríferas analisadas, faltam estudos sedimentológicos e estratigráficos dessas unidades, muitas vezes devido à própria natureza deformada e metamorfozizada das rochas que as constituem.

Estudos recentes do presente autor em rochas da Faixa Paraguai, que contém um dos maiores depósitos neoproterozóicos de ferro conhecidos no planeta, têm demonstrado sua constituição por bacias compartimentadas formadas sob regime tectônico distensivo (Freitas 2006a, 2007 a e b, este trabalho). Deposição de formações ferríferas em intervalos de tempo inseridos no Neoproterozóico tem sido interpretada em bacias do tipo *rift* no mundo

todo (Martin 1965, Eisbacher 1985, Preiss 1987, Preiss *et al.* 1993, Klein & Beukes 1993, Frimmel & Germs 2003). Dessa forma os prováveis (1) diacronismo do preenchimento dessas bacias e (2) descontinuidade dos depósitos rudáceos basais de suas seções corporificam de maneira mais satisfatória o contexto geotectônico de desagregação de supercontinente (Eyles & Januszcak 2004), interpretado para dois intervalos do Neoproterozóico (Young 1995), do que a relação exclusiva com eventos glaciogênicos.

Nesse cenário as formações ferríferas teriam se depositado em bacias do tipo *rift* com suprimento de ferro e sílica a partir da atividade hidrotermal associada à evolução da bacia (Eyles & Januszcak 2004). Esse modelo também foi aplicado ao Grupo Jacadigo por Trompette *et al.* (1998), Dardenne (1998) e Walde & Hagemann (2007). É uma das hipóteses de trabalho desenvolvidas no presente estudo, a qual se incorpora detalhado estudo sedimentológico e estratigráfico. A anoxia requerida para a acumulação na água de ferro em solução não seria diferente daquela descrita em mares epicontinentais, como o Mar Morto (Bookman *et al.* 2004), ou em modelos de preservação de matéria orgânica em bacias do tipo *rift* (Talbot 1988, Valero Garcés *et al.* 1995), como as bacias petrolíferas continentais e da margem passiva brasileira.

III. GRUPO JACADIGO: TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO

III.1. Introdução

O Grupo Jacadigo é atualmente inserido no contexto geotectônico da Faixa de dobramentos Paraguai (Trompette *et al.* 1998, Bizzi *et al.* 2003, Walde & Hagemann, 2007) que pode ser dividida em dois segmentos: um meridional, que compreende uma faixa relativamente contínua de afloramentos desde o norte do Paraguai até Corumbá (MS), com direção aproximada N-S e suave concavidade voltada para W; e outro setentrional, de conformação em arco com concavidade voltada para SE, que vai desde aproximadamente 50 km a sul de Cáceres (MT), segue para N-NE e, na região de Cuiabá (MT), inflete para E, sentido em que se estende até o município de Nova Xavatina (MT).

Em aparente continuidade apresenta-se um terceiro segmento, a Faixa Chiquitos-Tucavaca, que se estende desde as adjacências de Corumbá por, aproximadamente, 500km Bolívia adentro no sentido WNW (figura 14). A Faixa Chiquitos-Tucavaca, os dois seguimentos da Faixa Paraguai e coberturas cratônicas associadas compõem o contexto geotectônico regional.

Com sua principal área de ocorrência situada na região da intersecção dos três segmentos acima descritos, o Grupo Jacadigo constitui-se pelas formações Urucum, basal, e Santa Cruz ou Banda Alta, portadora de depósitos sedimentares de ferro e manganês. Esse grupo de rochas tem na região denominada Maciço do Urucum — constituída pelas Morraria de Santa Cruz, Morraria Grande, Serra de São Domingos, Serra do Rabicho, Morro do Urucum, Morro da Tromba dos Macacos e Serra do Jacadigo, ou Mutum na Bolívia (Almeida 1945) — suas mais expressivas exposições em território brasileiro (figura 1).

Nessa região o Grupo Jacadigo assenta-se discordantemente sobre o embasamento (figura 15), sendo sua relação com as rochas do Grupo Corumbá e a determinação de sua idade ainda controversas. O embasamento é comumente referido como Complexo Rio Apa, embora na região do Maciço do Urucum possa ser reconhecido um corpo granitóide relativamente isótropo encaixado em gnaisses não individualizados (Almeida 1945, Dorr II 1945, Del'Arco *et al.* 1982) e, portanto, pertencentes ao referido complexo. Ocorrem junto ao granitóide diques básicos denominados suíte intrusiva Taquaral (Haralyi & Walde 1986).

Foram obtidas idades radiométricas de $889 \pm 44\text{Ma}$ (K/Ar em feldspato potássico) para o Granito Urucum (Hasui & Almeida 1970), $1730 \pm 22\text{Ma}$ (K/Ar em biotita) e $1726 \pm 38\text{Ma}$ (Rb/Sr) para rochas do Complexo Rio Apa (Tassinari 1981 apud Del'Arco *et al.* 1982). Datação de pórfiro granofírico oriundo de dique relacionado a depósitos vulcanoclásticos da Formação La Pimienta (O'Connor & Walde 1985) resultou em idade de $623 \pm 15\text{Ma}$ (Darbyshire 1979 apud O'Connor & Walde 1985). Essas rochas supostamente ocorrem na base do Grupo Jacadigo em território boliviano segundo os autores supracitados. No entanto

Figura 14. Faixa de dobramentos Paraguai e Faixa Chiquitos-Tucavaca. Modificado de Trompette *et al.* (1998).

os sistemas isotópicos analisados são sujeitos a alterações anquimetamórficas e/ou hidrotermais (Del'Arco *et al.* 1982). Desse modo as idades calculadas não são confiáveis. Ainda assim, atualmente é aceita uma idade neoproterozóica para essa unidade dada sua provável correlação de precedência com o Grupo Corumbá, portador de fósseis ediacaranos (Walde *et al.* 1982, Babcock *et al.* 2005).

Da mesma maneira os limites da bacia sedimentar em que se depositou o Grupo Jacadigo, os processos sedimentares nela atuantes e os sistemas deposicionais que se sucederam no seu preenchimento ainda carecem de elementos seguros para sua interpretação. Tais elementos também são preponderantes para interpretações dos contextos tectônicos, em escala local e regional, e do significado geodinâmico dos Grupos Jacadigo e Corumbá.

Assim, o texto que segue trata dessas questões pendentes isoladamente, iniciando-se no item III.2 com uma breve revisão do histórico de observações por que passaram as rochas do Grupo Jacadigo. O próximo item (III.3) trata especificamente das interpretações, disponíveis na literatura, das rochas do Grupo Jacadigo. É dividido em 3 subitens que abrangem as inferências de sistemas deposicionais, modelos genéticos para os depósitos de ferro e manganês e modelos tectônicos de bacia.

Dos sucessivos estudos realizados foram selecionadas as informações referentes aos limites deposicionais desse grupo de rochas e à estruturação da área, cujas análises e complementação com trabalhos de campo compuseram o item III.4 e resultaram numa nova proposta acerca da disposição das rochas que afloram na região urbana de Corumbá, no Maciço do Urucum e adjacências. Os itens III.5 e III.6 trazem os resultados dos levantamentos sedimentológicos e estratigráficos realizados que são discutidos no item III.7. O item IV encerra as conclusões.

III.2. Sucessão de estudos

Nos trabalhos pioneiros de naturalistas e geólogos que visitaram a região de Corumbá no século XIX há menções às rochas do Grupo Jacadigo, no entanto foi apenas no reconhecimento geológico do traçado da Estrada de Ferro Noroeste do Brasil que o Grupo Jacadigo teve seus principais litotipos reconhecidos e suas relações estratigráficas, assim como as primeiras denominações, propostas (Lisboa 1909) (figura 15). Lisboa (1909) foi o primeiro a fazer uma caracterização estratigráfica da sequência conferindo-lhe a denominação “Série de Jacadigo”, além de também criar a “Série Bodoquena” — atual Grupo Corumbá — completando os fundamentos da geologia do oeste do Mato Grosso do Sul, lançados por Evans (1894).

Lisboa (1909) reconheceu em sua “Série de Jacadigo” duas formações: uma basal que chamou “Arenite breciforme do Urucum” e outra superior que chamou “Arenite

Nota. A falha F foi a unica verificada in situ

Escalas: Horizontal e vertical 1:25,000.

Figura 15. Reprodução sobre original de Lisboa (1909).

conglomerático ferruginoso”, a qual relacionou ao “Arenito Raizama” de Evans (1894), exposto a norte e referente ao atual Grupo Alto Paraguai. Tal relação se deveu ao fato de Evans (1894) correlacionar os calcários Corumbá e Araras, esse sotoposto ao “Arenito Raizama” na região de Cáceres, e Lisboa julgar o “Calcário Corumbá” anterior a “Série Jacadigo” devido à presença de seixos a matações de calcário em conglomerados da “Brécia do Urucum”.

Oliveira & Leonardos (1943) e Oliveira & Moura (1944), em suas observações referiram-se à “Série de Jacadigo” reconhecendo a Formação Urucum como basal e propondo a denominação Formação Raizama para a superior. Almeida (1945 e 1946) realizou pesquisas de detalhe na área e adotou a divisão da “Série de Jacadigo” em dois grupos, conservando o epíteto Urucum, atribuído por Lisboa (1909), para o seu grupo inferior e considerando inadequada a designação Raizama para as rochas sobrejacentes, às quais nomeou Grupo Santa Cruz.

Enquanto isso, Dorr II (1945), do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), em seu trabalho logístico motivado pela Segunda Guerra Mundial, dividiu o Grupo Jacadigo em três formações: Formação Urucum, basal, constituída de conglomerados e arcósios com estruturas sedimentares; Formação Córrego das Pedras, intermediária, constituída de conglomerados e arcósios enriquecidos em hematita; e Formação Banda Alta, superior, onde ocorre espesso pacote de formações ferríferas com quatro camadas de minério de manganês intercaladas e próximas à base.

Na definição de Almeida (1946), os arcósios enriquecidos em hematita foram posicionados no topo da Formação Urucum, suprimindo a formação transicional (Formação Córrego das Pedras) de Dorr II (1945). Os estudos realizados por esses dois autores se constituem até hoje na principal fonte de consulta para os trabalhos sobre o Grupo Jacadigo, de modo que a divisão proposta por ambos tem sido aceita.

Seguiram-se a esses estudos, entre as décadas de 1970 e 1980 uma série de publicações em congressos, das quais se destacam as de Barbosa & Oliveira (1978) e Walde & Oliveira (1980), além dos trabalhos do projeto de pesquisa germano-brasileiro intitulado “*Development of a utilization concept for the iron and manganese ores deposits of the Urucum district*” (1980 a 1984), sumarizados por Urban *et al.* (1992), dos quais se destacam os estudos de Walde *et al.* (1981), Walde *et al.* (1984, *apud* Urban & Stribny 1985) e Urban & Stribny (1985).

Das contribuições desse período deve-se salientar o desenvolvimento da idéia de influência glacial na deposição dos *BIFs* da Formação Santa Cruz (Barbosa & Oliveira 1978, Walde *et al.* 1981, Urban & Stribny 1985 e Urban *et al.* 1992), os estudos mineralógicos e geoquímicos dos minérios de ferro e manganês (Hoefs *et al.* 1987, Graf Jr. *et al.* 1994, entre outros) e a redefinição estratigráfica dos grupos Corumbá e Jacadigo proposta por Walde & Oliveira (1980) que admitiram uma interdigitação das unidades basais desses dois grupos,

considerando-os duas fácies de uma mesma unidade que deveria ser denominada Corumbá. Assim como esses autores, Del'Arco *et al.* (1982) aceitaram a contemporaneidade deposicional dos grupos Corumbá e Jacadigo.

Nessa mesma época, a serviço do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Corrêa *et al.* (1979) realizaram mapeamentos geológicos nas regiões centro e oeste do estado do Mato Grosso do Sul, com resultados publicados no Projeto Bodoquena. Esses autores afirmaram que rochas da Formação Urucum encontram-se sotopostas à sequência clástico-carbonática do Grupo Corumbá por contato discordante angular e por falhas normais nas ocorrências setentrionais do Grupo Jacadigo em que carbonatos da Formação Bocaina representam o bloco baixo. A primeira sugestão de anterioridade do Grupo Jacadigo em relação ao Grupo Corumbá é atribuída a Haralyi (1972). No entanto, nesse trabalho, um resumo publicado no XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, não há nenhuma evidência dessa proposição.

Ainda no final da década de 1970 e início dos anos 1980, uma parceria entre os governos inglês e boliviano promoveu o estudo das unidades pré-cambrianas bolivianas por meio do *Proyecto Precámbrico* com trabalhos publicados por Litherland & Bloomfield (1981) e Litherland *et al.* (1986). Em seus trabalhos, os geólogos envolvidos correlacionaram os grupos Jacadigo e Boqui, também portador de minérios de ferro bandados, conglomerados, arcóseos e minério de manganês. Esses autores verificaram a relação entre os grupos Murciélagos e Boqui por contato discordante sendo o Grupo Murciélagos mais novo e de correlação direta com o grupo Corumbá, por continuidade física.

A relação observada na Bolívia reforça a proposta de empilhamento estratigráfico de Haralyi (1972) e Corrêa *et al.* (1979), que é àquela empregada na maioria dos trabalhos posteriores como os de Urban *et al.* (1992), Trompette *et al.* (1998), Dardenne (1998), Klein & Ladeira (2004), Walde & Hagemann (2007), entre outros. No entanto, a escassez de materiais passíveis de datação absoluta e a tectônica de blocos aparentemente isolados por falhas que caracteriza a região de afloramentos do Grupo Jacadigo dificultam o estabelecimento de uma idade para a sua sedimentação e a definição incontestada da relação com as rochas do Grupo Corumbá que afloram nas adjacências.

Na tabela 2 está sumarizada a evolução da controvérsia estratigráfica entre os grupos Jacadigo e Corumbá, mostrando a tendência dos trabalhos mais recentes de considerar o primeiro mais antigo que o segundo. No entanto não há estudos publicados que descrevam detalhadamente as relações estruturais, estratigráficas e sedimentológicas entre esses dois grupos de rochas.

Estudos que contém as principais considerações sobre o tema	Lisboa (1909)	Dorr II (1945)	Almeida (1945/46)	Corrêa <i>et al.</i> (1979)	Walde & Oliveira (1980)	Litherland & Bloomfield (1981)	Del'Arco <i>et al.</i> (1982)	Urban <i>et al.</i> (1992)	Trompette <i>et al.</i> (1998)	Dardenne (1998)
Relação proposta	Jacadigo Corumbá	?	Jacadigo Corumbá	Corumbá Jacadigo	Corumbá Jacadigo	Corumbá Jacadigo	Corumbá Jacadigo	Corumbá Jacadigo	Corumbá Jacadigo	Corumbá Jacadigo
Argumentos e apontamentos	Para sua interpretação, Lisboa recorre a presença de clastos de carbonato semelhantes ao "Calcário Corumbá" em rochas da "Série de Jacadigo".	Dorr II referiu-se à interpretação de Lisboa (1909) como uma "forte evidência, mas não uma prova" e ressaltou que podem haver duas unidades carbonáticas semelhantes de idades distintas.	Almeida utilizou-se de critérios topográficos e geomorfológicos, reconhecendo na região um peneplano pré-Jacadigo, que constitui superfície de aplainamento das rochas do Grupo Corumbá.	Corrêa <i>et al.</i> mencionaram contato discordante angular e por falhas normais nas ocorrências setentrionais do Grupo Jacadigo em que carbonatos da Formação Bocaina representam o bloco baixo.	Walde & Oliveira redefiniram a estratigrafia da área admitindo uma interdigitação das unidades basais dos dois grupos, que consideraram duas fácies de uma mesma unidade que deveria ser denominada Corumbá.	Litherland & Bloomfield, em seus estudos da Faixa Chiquitos-Tucavaca, posicionaram o Grupo Murciélagu por sobre o Grupo Boqui. Essas unidades são correlatas, respectivamente, dos grupos Corumbá e Jacadigo.	Del'Arco <i>et al.</i> aceitaram em seu trabalho a contemporaneidade deposicional dos grupos Corumbá e Jacadigo, inicialmente sugerida por Walde & Oliveira (1980).	Urban <i>et al.</i> admitiram a justaposição do Grupo Corumbá em relação ao Grupo Jacadigo, pontuando que a correlação das rochas do Maciço do Urucum com as unidades aflorantes nas redondezas é de difícil definição.	Trompette <i>et al.</i> interpretaram, também, com base na correlação litológica com depósitos da Fx. Paraguai (Bodoquena e proximidades de Cuiabá) e Fx. Chiquitos-Tucavaca, na Bolívia. Orientaram-se pela sobreposição de seqüências "químicas" às clásticas.	Dardenne invocou o caráter regional da sedimentação carbonática do Grupo Corumbá como evidência de uma transposição dos limites do <i>rift</i> original em que teria sido depositado o Grupo Jacadigo.

Tabela 2. Sumário das relações estratigráficas entre o Grupo Jacadigo e o Grupo Corumbá. Retirado de Freitas (2006a)

III.3. Interpretações das rochas

No que diz respeito à sedimentação e contexto deposicional das rochas do Grupo Jacadigo (subitem III.3.1), a totalidade dos trabalhos realizados tem sua atenção voltada para a gênese das formações ferríferas e depósitos de manganês associados (subitem III.3.2), com apontamentos subordinados sobre a dinâmica sedimentar de suas unidades e, principalmente, sobre a sedimentação siliciclástica da Formação Urucum (tabela 3). Quanto ao contexto tectônico da bacia sedimentar em que se depositou o Grupo Jacadigo também é bastante evidente a necessidade de refinamento dos modelos propostos por levantamentos detalhados.

III.3.1. Sistemas deposicionais

Para os primeiros pesquisadores do Grupo Jacadigo a presença de feldspato preservado nas suas rochas siliciclásticas levou-os a considerar como continentais os estratos das Formações Urucum e Córrego das Pedras (Dorr II 1945, Almeida 1945). Almeida (1945) interpretou os depósitos da Formação Urucum como fanglomerados e fluxos de lama. Mais tarde Almeida (1984) manteve apenas a interpretação de fanglomerados, dada a ausência de quantidade expressiva de pelitos nas rochas dessa unidade. Dorr II (1945) propôs ambientes fluvial e lacustre como interpretação para as unidades basais do Grupo Jacadigo, o que foi compartilhado por Weiss & Sweet (1959) em seus estudos no Cerro Mutún, na Bolívia.

Os pesquisadores da parceria bilateral germano-brasileira referida no item II propuseram ambientes deposicionais sob influência glacial a qual foi estendida à Formação Urucum. Litherland *et al.* (1986) separaram o Grupo Boqui em três formações na região de Santo Corazón, Bolívia: Formação San Francisco, basal; Formação Colmena, intermediária e Formação Cahama, superior. Essas formações foram interpretadas como três sistemas deposicionais essencialmente contemporâneos, constituídos, respectivamente, por leques aluviais, depósitos de intermaré ou lagunares e fluxos de lama submarinos, os quais tiveram suposta influência glacial descartada pelos autores.

Quanto ao ambiente de sedimentação dos depósitos de ferro e manganês os primeiros autores a propor uma interpretação foram Dorr II (1945, 1973) e Almeida (1945, 1946, 1984), divididos, respectivamente, entre um ambiente estuarino ou lacustrino e ambiente marinho raso. Ao passo que Almeida (1984) mencionou a possível influência glacial a que são atribuídos matacões isolados nos depósitos químicos do Maciço do Urucum, Dorr II (1973) preferiu os modelos de clima árido desenvolvidos na época, que interpretavam formações ferríferas como evaporitos do Pré-cambriano (Trendall 1973).

Trabalhos subsequentes relacionaram os sedimentos da Formação Santa Cruz a ambientes com influência glacial (Barbosa & Oliveira 1978, Walde *et al.* 1981, Urban & Stribny 1985, Urban *et al.* 1992, entre outros). No final da década de 1990 os principais trabalhos acerca do Grupo Jacadigo salientaram a importância do regime tectônico e influência hidrotermal associada em detrimento do contexto glacial (Trompette *et al.* 1998, Dardenne 1998).

Como exposto inicialmente uma análise sobre os estudos das rochas do Grupo Jacadigo, mostra a prioridade em se estabelecer modelos genéticos para os sedimentos químicos em relação ao entendimento dos contextos deposicionais. A maioria das interpretações de sistemas deposicionais foram pautadas em observações gerais e esparsas, sem o detalhamento requerido por esse tipo de abordagem.

III.3.2. Modelos genéticos para os depósitos químicos

Os modelos genéticos propostos para a origem e o contexto deposicional das formações ferríferas do Grupo Jacadigo são controversos. Duas idéias antagônicas, *a priori*, se apresentam: a fonte original de tão grandes quantidades de ferro e sílica associados à atividade vulcânica ou ao intemperismo de rochas pré-existentes (Almeida 1946).

A hipótese da origem magmática para as formações ferríferas bandadas — levada à luz pela primeira vez por Van Hise & Leith (1911), quando estudaram as jazidas do Lago Superior, e trabalhada por inúmeros autores — já foi aplicada ao Grupo Jacadigo ao se supor a ocorrência de atividade vulcânica no início da sua sedimentação, a partir da menção de litotipos vulcânicos em Puerto Suarez na Bolívia (O'Connor & Walde 1985). Essa hipótese pressupõe a liberação de ferro pelo intemperismo sofrido por rochas eruptivas básicas ainda quentes e parte como contribuição direta de águas magmáticas das rochas ígneas. E, ainda, pela reação direta da água do mar sobre lavas quentes.

A origem do ferro e da sílica associada ao intemperismo de rochas pré-existentes, principalmente máficas e ultramáficas erodidas sob clima úmido, é defendida por Almeida (1946), apoiado nos trabalhos e experimentos de uma série de autores, entre eles Gruner (1922), Moore & Maynard (1929) e Tarr (1917), também referidos por Dorr II (1945). Segundo esses estudos, sumarizados por Almeida (1946), teores suficientemente grandes de ferro e sílica poderiam ser liberados através do intemperismo de rochas cristalinas antigas em regiões de relevo baixo a moderadamente acidentado.

Almeida (1946) sugeriu que tais regiões estariam a norte e nordeste da bacia sedimentar e que foram drenadas por rios que desembocavam, provavelmente, num mar epicontinental, em que a ação coagulante de eletrólitos causaria a precipitação dos colóides de ferro (óxido férrico hidratado) e sílica. O manganês, carregado sob a forma de bicarbonato,

teria sido precipitado como óxido devido à elevação do pH das águas que o transportavam ao atingirem um meio rico em oxigênio.

Uma hipótese de grande destaque em função dos debates acerca das glaciações neoproterozóicas e suas extensões no tempo e espaço (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002, Eyles & Januszczyk 2004 e 2007), é a da influência glacial para a deposição das formações ferríferas (Klein & Beukes 1993 e Beukes & Gutzmer 2004). Beukes & Gutzmer (2004) assinalaram que a estratificação dos oceanos pré-cambrianos, tão invocada nos modelos de deposição de capas carbonáticas e formações ferríferas, deve ter sido episódica e controlada pela interação entre mudanças climáticas globais e atividade hidrotermal (tectônica).

No que diz respeito à aplicação desses modelos para a gênese dos sedimentos ferríferos da Formação Santa Cruz, os trabalhos do projeto de pesquisa germano-brasileiro, “*Development of a utilization concept for the iron and manganese ores deposits of the Urucum district*” (1980 a 1984), sintetizados em Urban *et al.* (1992), foram os primeiros a propor um contexto glacial para a deposição das formações ferríferas dessa unidade.

No modelo preconizado por Urban & Stribny (1985) e Urban *et al.* (1992), as rochas do Grupo Jacadigo teriam se depositado numa bacia sedimentar similar a um *fjord*, suprida por sedimentos clásticos formados por intensa erosão glacial. Nesse contexto a região a montante no vale glacial, coberto por espessa camada de gelo, se tornaria um ambiente redutor propício para a mobilização de Fe^{+2} e Mn^{+2} a partir de material detrítico clástico. Tais íons seriam transportados para porções a jusante, livres da capa de gelo e possivelmente mais oxidantes. Nesse contexto haveria precipitação de óxido de ferro. Com a continuidade do degelo, ocorreria aumento do suprimento de água doce e oxigenada, o que levaria à precipitação dos óxidos de manganês.

Outro modelo para proveniência do ferro e da sílica é o da origem hidrotermal associada à formação de bacia distensiva, limitada por falhas (Trompette *et al.* 1998, Dardenne 1998, Walde & Hagemann 2007). Utilizando-se dessa hipótese, Dardenne (1998) argumenta que seixos e blocos de granito tidos como clastos caídos, encontram-se associados a horizontes de conglomerados e arcósios conglomeráticos, com estruturas gradacionais, evidenciando origem associada a fluxos gravitacionais subaquáticos.

Tais apontamentos o levaram a interpretar um modelo de sedimentação detrítica episódica concomitante à sedimentação química dos jaspelitos. Esse autor concebe a precipitação de ferro, manganês e sílica a partir de fluídos hidrotermais exalativos, oriundos de circulações convectivas de grande amplitude provocadas pela formação da bacia sedimentar, do tipo *rift*. A circulação convectiva, originada pelo afundamento inicial do *rift*, seria mantida por pulsos tectônicos sucessivos, materializados em seu modelo pelos aportes detríticos intercalados aos químicos.

A deposição das camadas de manganês teria ocorrido em períodos de calmaria tectônica ao fim de cada pulsação, após a precipitação do ferro e da sílica, em função da solubilidade maior do manganês e do seu processo de oxidação mais lento. Assim, Dardenne (1998) considerou que quatro reativações mais importantes teriam acontecido associadas às quatro camadas de manganês, sendo que a primeira seria peculiar já que o fluido hidrotermal rico em ferro e sílica impregnou a porção superior dos arcósios enquanto que o processo exalativo se restringiu à deposição da primeira camada de óxido de manganês no fundo da bacia. Pulsações de menor amplitude seriam comuns ao longo da sucessão das formações ferríferas, sendo evidenciadas pelas alternâncias de arcósios e diamictitos ricos em hematita com horizontes de formações ferríferas puras.

No modelo proposto por Trompette *et al.* (1998), no qual é descartada a origem glacial para a ocorrência de blocos e matacões de granito nas formações ferríferas, o Grupo Jacadigo teria se depositado numa bacia do tipo *graben*, a qual denominaram “Bacia Corumbá”. A Formação Urucum corresponderia à sedimentação continental, mal selecionada e imatura, com fácies conglomeráticas de *piedmont* referentes a depósitos de leques aluviais provenientes das ombreiras do *graben*.

As intercalações centimétricas a decimétricas de “jaspelitos bandados argilosos”, “folhelhos ferruginosos”, “arenitos arcoseanos ferruginosos” apresentando, frequentemente, gradação normal e “arenitos feldspáticos conglomeráticos com matacões de granito” representariam depósitos distais da bacia. Essa região central do *graben* seria dominada por sedimentação química periodicamente interrompida por correntes de turbidez e porções distais de fluxos gravitacionais oriundos das ombreiras da bacia e/ou de escarpas internas relacionadas a falhas. Esses autores rejeitaram a origem glacial de blocos e matacões de granito, alegando que mesmo o maior deles não rompe as camadas subjacentes, e que a deformação ao redor dos matacões é devida à compactação, sendo geralmente mais pronunciada acima do que abaixo desses clastos.

Trompette *et al.* (1998) reavaliaram a natureza genética dos depósitos de ferro e manganês do Grupo Jacadigo, observando (1) o contexto deposicional relacionado a um *graben*; (2) a menção de Dorr II (1945) a veios de quartzo ricos em turmalina e a magnetita não detrítica em fácies ferruginosas próximo de falhas principais; e (3) a indicação do estudo de Hoefs *et al.* (1987) de um evento diagenético-anquimetamórfico responsável pela cristalização de hematita a temperatura de 250 a 280°C. Nesse cenário, íons de ferro e manganês poderiam, segundo esses autores, resultar da lixiviação hidrotermal sintectônica de rochas plutônicas subjacentes de provável composição máfica.

Klein & Ladeira (2004) apresentaram dados geoquímicos e mineralógicos de amostras sem alteração intempérica, obtidas de testemunhos de sondagem. Dessas amostras os autores obtiveram análises de isótopos de carbono, referente a cimento de fácies de formações ferríferas, com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ variando entre -5,2 e -7,0‰, o que

interpretaram como reflexo da deposição em contexto glaciomarinho, de acordo com a teoria “Snowball Earth”.

Suas análises de elementos terras raras (ETR) mostraram a ausência de anomalia de Eu, pronunciadas em formações ferríferas arqueanas a paleoproterozóicas, o que os levou a interpretar a origem dos elementos Fe, Mn e Si relacionada à água oceânica típica com uma pequena componente hidrotermal. Ou seja, grande quantidade desses elementos seria oriunda do intemperismo de rochas continentais. Essa interpretação corrobora a interpretação prévia de contexto marinho das rochas da Formação Banda Alta por Graf *et al.* (1994), também a partir de análise de elementos terras-raras.

Walde & Hagemann (2007) publicaram síntese sobre os modelos genéticos para os depósitos de ferro e manganês do Urucum/Mutum (tabela 4). Em sua síntese salientam a importância de processos hidrotermais tanto como fonte sin-sedimentar de ferro, sílica e manganês, quanto como promotores do enriquecimento pós-deposicional dos proto minérios do Grupo Jacadigo. Esses autores relacionam as questões que julgam ser essenciais e que devem ser levadas em conta para a resolução de problemas persistentes, que listam: (1) o significado geodinâmico dos grupos Jacadigo e Corumbá; (2) origem dos minérios sedimentares de ferro e manganês; e (3) mecanismos de enriquecimento em ferro e manganês das rochas originais por processos supérgenos como intemperismo ou alteração hipogênica causado por fluidos hidrotermais.

III.3.3. Modelos tectônicos de bacia

Embora as rochas da Faixa de dobramentos Paraguai tenham sido observadas e estudadas desde meados do século XIX, foi apenas em 1964, com a publicação de “Geologia do centro-oeste mato-grossense” que foi proposta a primeira classificação tectônica de bacia por Almeida (1964). Nesse trabalho, Almeida (1964), ao reconhecer três províncias geomórfico-estruturais e sua relação com zonas tectônicas no segmento setentrional da Faixa Paraguai, propôs o geossinclíneo Paraguaio. Nesse contexto interpretou os metapelitos do Grupo Cuiabá e as rochas carbonáticas do Grupo Araras como depósitos miogeossinclinais de um ortogeossinclíneo, sendo as unidades carbonáticas transgressivas sobre o hedreocráton a oeste. Segundo o autor o eugeossinclíneo estaria a leste, encoberto pelos depósitos paleozóicos da Bacia do Paraná.

Ainda no mesmo trabalho, Almeida (1964), propôs a extensão do geossinclíneo Paraguaio por toda a Faixa Paraguai, incluindo o seguimento meridional, o que confirmou em 1965 no trabalho “Geologia de Serra da Bodoquena”. Em Almeida (1964), o autor sugeriu a correlação entre as unidades dos seguimentos meridional e setentrional da Faixa Paraguai e, também com as unidades da Faixa Chiquitos-Tucavaca e carbonatos do Grupo Itapucumi no Paraguai. Com relação ao Grupo Jacadigo, Almeida (1965) apresentou

Grupo Jacadigo	Ambientes de sedimentação								
	Dorr II (1945)	Almeida (1945, 1946)	Dorr II (1970)	Corrêa <i>et al.</i> (1976)	Barbosa & Oliveira (1978)	Walde <i>et al.</i> (1981)	Almeida (1984)	Litherland & Bloomfield (1986)	Trompette <i>et al.</i> (1998)
Formação Santa Cruz	Marinho, estuarino ou lacustrino	Marinho raso epicontinental	Estuarino ou lacustrino sob clima árido	Marinho ou epicontinental	Bacias continentais com deposição química e influências glaciais	Epicontinental com influências glaciais	Marinho raso epicontinental com influências glaciais		Lacustre ou marinho sujeito a turbiditos
Formação Urucum	Continental fluvial e lacustre Suspeita de influências glaciais	Fanglomerados e <i>mud flows</i> Continental	Continental	Continental tectonicamente instável	Continental com influências periglaciais subordinadas	Continental com possíveis influências glaciais	Fanglomerados	Leques aluviais, lagunas e fluxos de lama submarinos (Gr. Boqui)	Leques aluviais

Tabela 3. Interpretações de ambientes de sedimentação do Grupo Jacadigo. Modificado de Del'Arco *et al.* (1982).

dificuldades em correlacioná-lo ao ciclo evolutivo do geossinclíneo Paraguaio dado que a essa época as relações estratigráficas entre esse grupo e o Grupo Corumbá eram ainda menos conhecidas.

Os próximos autores que teceram comentários sobre a relação entre tectônica e sedimentação no contexto exposto foram Litherland & Bloomfield (1981) e Litherland *et al.* (1986) que estudaram unidades equivalentes àsquelas dos grupos Jacadigo e Corumbá na Bolívia (*Proyecto Precambrico*). Esses autores classificaram os depósitos do Grupo Boqui como miogeossiclinais e entenderam que a ocorrência a leste de *BIFs* e *chert* corresponderia a depósitos de eugeossinclíneo (Litherland & Bloomfield 1981). Em seus trabalhos reconheceram também mudanças faciológicas controladas por “*north-trending contemporaneous rift faults*”. Almeida (1984) referiu-se ao contexto tectônico da Faixa Chiquitos-Tucavaca como bacia tafrogênica de possível caráter aulacogênico.

Aproveitando-se dos novos estudos realizados pelo *Proyecto Precambrico*, Jones (1985) sintetizou uma grande variedade de dados – abrangendo a distribuição das faixas geotectônicas, estruturas do embasamento, ocorrência de rochas máficas e ultramáficas, caráter sugestivo de controle deposicional por falhas das coberturas sedimentares, entre outros – e propôs um modelo evolutivo para as faixas Paraguai e Chiquitos-Tucavaca em bacias *rift* originadas em junção tríplice com geometria preservada (figura 16). Paralelamente O'Connor & Walde (1985) propuseram um modelo de bacia intracratônica para o contexto geotectônico regional com sotoposição de calhas limitadas por falhas.

Na década de 1980, o Grupo Jacadigo foi alvo de diversos estudos do projeto de pesquisa germano-brasileiro “*Development of a utilization concept for the iron and manganese ores of the Urucum district*”. Embora tenham produzido importantes resultados e contribuições em relação ao seu foco de estudo, os pesquisadores envolvidos não deixaram contribuições significativas no que tange a classificação tectônica da bacia estudada. Urban & Stribny (1985) e Urban *et al.* (1992) interpretaram um ambiente deposicional sob influência glacial num contexto de *fjords*.

Estudos geocronológicos e geoquímicos realizados por Pimentel & Fuck (1992) em rochas de Bom Jardim de Goiás (GO), levaram esses autores a propor a cratonização do Maciço Mediano de Goiás por volta de 600 Ma, associada a fechamentos de bacias e colisão continental. Sob a luz dessas interpretações Trompette (1996 e 1997) interpretou que a abertura dessas bacias seria aproximadamente sincrônica a deformação da Faixa Brasília, classificando-as como *grabens* do tipo impactógeno, geradas por flexura litosférica na frente das *nappes* da Faixa Brasília.

Pimentel *et al.* (1996) relacionaram granitos pós-tectônicos do oeste do estado de Goiás a fase extensiva em que teriam se formado as bacias, em contexto *rift*, da Faixa Paraguai. Boggiani (1998) propôs para o Grupo Corumbá um modelo de evolução de bacia *rift to drift*, com desenvolvimento de margem passiva evidenciado pelos fósseis e eventos

Modelo	Autores	A favor	Contra
Modelo sinsedimentar em bacia epicontinental-marinha	Dorr (1945)	Relações de campo, rochas sedimentares químicas (marinhas)	Modelo de <i>graben</i> e sistemas de falhas associados, minerais hidrotermais não explicados e fonte de Fe e Mn vaga
Modelo epigenético vulcânico hidrotermal	Walde (1981) Leonardos & Walde (1982)	Quartzo hidrotermal, turmalina	Informação limitada referente à distribuição de rochas vulcânicas e minerais hidrotermais
Modelo de controle climático sinsedimentar	Walde <i>et al.</i> (1981) Schneider (1984) Schreck (1984) Urban <i>et al.</i> (1992) Leeuwen & Graf (1987) Graf <i>et al.</i> (1994)	Tilitos e <i>dropstones</i> , minérios concrecionários e ricos em detritos	Minerais hidrotermais não explicados e modelo de <i>graben</i> e sistemas de falhas associados
Modelo epigenético vulcânico hidrotermal/ circulação de água marinha e halmirólise (SEDEX)	Trompette <i>et al.</i> (1998) Dardenne (1998)	Modelo de <i>graben</i> e sistemas de falhas associados, minerais manganésíferos de alta P-T, hematita de alta temperatura, veios de quartzo e turmalina, magnetita hidrotermal	Ausência de dados referentes à distribuição de minerais hidrotermais, ausência de dados acerca dos fluidos
Modelo sinepigenético híbrido? Mistura de água oceânica e fluidos hidrotermais	Klein & Ladeira (2004) Costa <i>et al.</i> (2005)	Análises de ETR pobres em Eu	Fluidos hidrotermais não definidos, modelo de <i>graben</i> e sistemas de falhas associados e minerais hidrotermais não explicados

Tabela 4. Argumentos a favor e contra os vários modelos genéticos propostos para os depósitos de Fe e Mn do Urucum. Retirado de Walde & Hagemann (2007).

fosfogénicos presentes em unidades do referido grupo. À fase de *rifting* continental Boggiani (1998) também atribuiu a deposição dos conglomerados da Formação Urucum, assim como os ruditos basais do Grupo Corumbá na Serra da Bodoquena.

Seguindo a mesma linha interpretativa Dardenne (1998) propôs um significado geodinâmico para os grupos Jacadigo e Corumbá, tendo sido o primeiro depositado em bacia tipo *rift* e o segundo representante da sedimentação pós-*rift*, o que seria evidenciado pelo seu caráter regional resultante da transposição dos limites originais da bacia.

No entanto as conclusões atualmente aceitas e propagadas são as de Trompette *et al.* (1998) (Bizzi *et al.* 2003, Walde & Haggeman 2007). Esses autores interpretaram para o sítio deposicional do Grupo Jacadigo, um contexto de grabens alongados segundo a direção NE-SW que denominaram *Corumbá graben system*, ou *graben* de Corumbá (figura 17). Atribuíram a formação desse sistema a um regime distensivo gerado por suposta flexura do *craton* do Amazonas ao longo da borda oeste da bacia do Paraguai.

Em trabalhos recentes Freitas (2006a) e Freitas *et al.* (2007 a e b) têm interpretado, por meio de estudos sedimentológicos e estratigráficos, o domínio do preenchimento sedimentar do sítio deposicional do Grupo Jacadigo por subsidência mecânica, com controle faciológico exercido por geração de escarpas de falha e outros aspectos relacionados a pulsos tectônicos. Essas interpretações têm ampla correspondência com bacias do tipo *rift*, atuais e pretéritas, descritas na literatura.

1ºESTÁGIO:

POSSÍVEIS JUNÇÕES TRIPLAS NAS REGIÕES DE BAUXI E CORUMBÁ COMEÇAM COMO HOT-SPOTS.

2ºESTÁGIO:

RIFTS BEM DESEVOLVIDOS NO FINAL DO PROTEROZÓICO. PREENCHIMENTO CONTINUA ATÉ O CAMBRIANO(?).

3ºESTÁGIO:

DEFORMAÇÃO DOS TRÊS BRAÇOS PELA OROGENIA BRASILIANA.

Figura 16. Possível evolução tectônica das margens sudeste e sudoeste do cráton do Guaporé segundo Jones (1985).

Falhas sintéticas

Falhas antitéticas

Figura 17. Mapa geológico e modelo do sistema de *graben* de Corumbá, de Trompette *et al.* (1998).

III.4. Estruturação da área: O braquianticlinal do Urucum

Por meio da correlação entre a análise preliminar de elementos texturais de produtos de sensoriamento remoto consistindo em dados SRTM e dados de mapeamento geológico, foi possível averiguar a disposição braquianticlinal com que ocorrem as rochas das unidades aflorantes na região urbana de Corumbá, no Maciço do Urucum e nas áreas adjacentes (figura 18). Tal constatação pode ser mais claramente vislumbrada em função dos levantamentos estratigráficos detalhados da transição entre fácies do Grupo Jacadigo e do Grupo Corumbá (figuras 22, 23 e 24, e itens III.5.6 e III.7).

O braquianticlinal do Urucum configura-se pela disposição elipsoidal em planta das direções de acamamentos das rochas periféricas ao Maciço do Urucum com mergulho para fora da estrutura (figura 18). Tal conformação expõe as rochas mais antigas, do Grupo Jacadigo, no centro da estrutura, de modo que as ocorrências de litologias do Grupo Corumbá ficam restritas às bordas. A referida disposição elipsoidal tem seu eixo maior orientado segundo a direção NE-SW, paralela aos principais eixos de dobras e falhas que deformam as unidades neoproterozóicas aflorantes na área.

A distribuição na estrutura braquianticlinal dos litotipos característicos dos grupos Jacadigo e Corumbá tem importante expressão geomorfológica. As exposições centrais do Grupo Jacadigo constituem imponentes mesas com altitudes que variam de 700 a pouco menos de 1100m nos seus platôs (figuras 19, 20 e 22). Exposições periféricas do Grupo Corumbá, essencialmente carbonáticas, são tipicamente constituídas por cones cársticos com altitudes médias entre 200 e 300m acima do nível do mar (figura 21). Nas morrarias do Taquaral e do Zanetti pode-se observar conformações geomorfológicas tabulares encimadas por cones cársticos, constituídos essencialmente por dolomitos da Formação Bocaina, que atingem altitudes da ordem de 400 a 500m (figuras 22, 23 e 24).

É justamente nesses contextos que ocorre a transição entre os grupos Jacadigo e Corumbá. A verificação no campo dessa transição permitiu correlacionar atributos estruturais de ocorrências isoladas de rochas desses dois grupos. A aparente descontinuidade estrutural e as grandes distâncias encobertas por sedimentos aluviais e coluvionares cenozóicos dificultaram a compreensão das relações estratigráficas e estruturais entre os carbonatos aflorantes nas adjacências de Corumbá e os depósitos constituintes dos platôs do Maciço do Urucum por décadas.

Quanto à distribuição de suas unidades, de acordo com a proposta dos pesquisadores que atuaram no *Proyecto Precámbrico* (Litherland & Bloomfield 1981 e Litherland *et al.* 1986), o Grupo Jacadigo se estenderia por, aproximadamente 250 km para W-NW a partir da Serra do Jacadigo na fronteira Brasil-Bolívia. Litherland *et al.* (1986) admitiram dois regimes deposicionais principais para o Grupo Boqui: um relacionado à Faixa Paraguai e

outro referente a depósitos menos espessos relacionados a *rifts* paralelos a Faixa Chiquitos-Tucavaca.

Em mapas regionais (Projeto Bodoquena, Corrêa *et al.* 1979 e Projeto Amolar, Theodorovicz & Câmara 1991), há menção de exposições de rochas do Grupo Jacadigo, aproximadamente, 60 km a norte de Corumbá, em serras e morros testemunhos na região dos grandes lagos, ao longo da linha de fronteira entre Brasil e Bolívia. Essas serras e morros das quais a de maior expressão é a Serra do Amolar, estão alinhadas segundo a direção N-S por, aproximadamente, 70km.

No que concerne aos limites sul e oeste do Grupo Jacadigo, a fronteira sul atualmente aceita corresponde às bordas noroeste da Morraria do Zanetti e nordeste da Morraria Sajutá (Walde 1988 *apud* Trompette *et al.* 1998). No entanto Corrêa *et al.* (1979) englobaram os conglomerados e arcósios aflorantes na estrada de Guia Lopes a Porto Murtinho e as rochas da Formação Cadiuéus de Almeida (1965), na Formação Urucum, assim como Oliveira e Moura (1944), o que estenderia o limite meridional do Grupo Jacadigo para o sul do flanco ocidental da Serra da Bodoquena.

Ainda que descartada, a continuidade do Grupo Jacadigo no seguimento meridional da Faixa Paraguai e a possível ocorrência de depósitos correlacionados na Faixa Chiquitos-Tucavaca e na Serra do Amolar mostram a semelhança de litotipos e contextos estratigráficos nos três seguimentos geotectônicos regionais e no seu centro, a região do Maciço do Urucum. São sucessões de depósitos siliciclásticos encobertas por sucessões carbonáticas (Almeida 1945 e 1965, Litherland *et al.* 1986, Alvarenga & Trompette 1992, Trompette *et al.* 1998) com ocorrências de intercalações subordinadas de sedimentos ferruginosos nas seções terrígenas.

Quanto a espessura com que se apresentam as unidades do Grupo Jacadigo no Maciço do Urucum, Dorr II (1945) mencionou 400 a 500m referentes a Formação Urucum na região do Morro do Urucum. Para esta mesma região tida como centro da bacia de deposição do Grupo Jacadigo (Del'Arco *et al.* 1982), Almeida (1945) mediu uma espessura máxima de 280m para essa unidade.

Weiss & Sweet (1959) mencionaram cerca de 240 m nas ocorrências da Serra do Mutum, na Bolívia. Esses autores também descreveram conglomerados intraformacionais com cimento hematítico (Fácies Correa) relacionados a Formação Córrego das Pedras, o que interpretaram como produto de um "alto" na bacia próximo ao *Cerro Correa*, no sul da Serra do Mutum.

Alto similar também é aventado por Barbosa & Oliveira (1978) na região da Lagoa Jacadigo. A sul da Serra do Rabicho, na mina Santana, Del'Arco *et al.* (1982), constataram cerca de 40 m de sedimentos da Formação Urucum entre o embasamento e a camada de minério de manganês. Nas morrarias marginais ao Maciço do Urucum, que contornam sua

porção meridional em arco com concavidade voltada para norte, mencionaram cerca de 100m de espessura de depósitos da Formação Urucum nas morrarias do Zanetti e Sajutá.

Para a Formação Santa Cruz, Almeida (1945) estimou 420m de espessura no Morro do Urucum. Del'Arco *et al.* (1982) julgaram essa espessura composta pelas formações Banda Alta e Córrego das Pedras, de Dorr II (1945), com, respectivamente, 320 e 100 m. A espessura de 320m para a Formação Banda Alta está de acordo com a espessura recentemente medida em furo de sondagem na Mineração Corumbaense Reunida, na Serra de Santa Cruz (Möller 2006, comunicação oral).

Weiss & Sweet (1959), referiram-se a uma seção com aproximadamente 130m de sedimentos da Formação Córrego das Pedras e 100m da Formação Banda Alta, na Serra do Mutum. Del'Arco *et al.* (1982) estimaram a mesma ordem de grandeza para espessuras dos depósitos predominantemente químicos nas seções maiores da Serra do Rabicho, a leste.

Walde & Moraes (1981) descreveram, a sul da mina Lajinha, uma seção com aproximadamente 30m de espessura de jaspelito com intercalações de camadas decimétricas de manganês, sobrejacente a conglomerados sobrepostos ao embasamento granítico. Essas espessuras levam à inferência de áreas de borda de bacia a leste e noroeste do Maciço do Urucum, áreas representadas, respectivamente, por seções condensadas da Formação Urucum na Serra do Rabicho e de todo o Grupo Jacadigo a sul da mina Lajinha.

Figura 18. O braquianticlinal do Urucum. Estrutura interpretada sobre mapa geológico a partir de dados levantados no presente estudo.

Figura 19. Planalto do Urucum observado de oeste para leste a partir da Serra do Jacadigo.

Figura 20. Morro da Tromba dos Macacos com planalto do Jacadigo-Mutum ao fundo. Visada para oeste a partir da Serra ou Morraria de São Domingos.

Figura 21. Relevo cárstico caracterizado por formas cônicas e formas cônica suavizadas, típico dos carbonatos da Formação Bocaina, Grupo Corumbá. Noroeste do Maciço do Urucum.

Figura 22. Relações geomorfológicas, estratigráficas e estruturais das unidades aflorantes na área de estudo em seções NW-SE. GU - Granito Urucum; RA - Complexo Rio Apa; UC - Fm. Urucum; UB - Transição entre as formações Urucum e Bocaina; CP - Fm. Córrego das Pedras; BA - Fm. Banda Alta; BC - Fm. Bocaina; TM - Formação Tamengo.

Figura 23. Cones cársticos da Fm. Bocaina sobre relevo tabular da Fm. Urucum na Morraria do Taquaral. Mesmas siglas da figura anterior. Entre as formações Urucum e Bocaina ocorrem duas sucessões carbonáticas intercaladas por uma siliciclástica conglomerática.

Figura 24. Feição geomorfológica análoga a da figura anterior na Moraria do Zanetti. Contato entre cones cársticos e relevo tabular assinalado pela linha pontilhada.

III.5. Sedimentologia e estratigrafia

As interpretações dos sistemas deposicionais do Grupo Jacadigo apresentadas abaixo são fruto da análise sedimentológica de seções estratigráficas levantadas em escala de detalhe, de mapeamento geológico e da análise de fácies e de paleocorrentes. Os resultados sugerem que o preenchimento da bacia sedimentar em que se depositou o Grupo Jacadigo se deu por 6 sistemas deposicionais.

Esses sistemas deposicionais são: (I) sistemas de leques aluviais com deposição relacionada às bordas da bacia; (II) sistema lacustre; (III) sistema fluvial entrelaçado; (IV) sistema de corpo d'água principal; (V) sistema de fluxos gravitacionais subaquáticos; e (VI) sistema de plataforma carbonática.

O maior ou menor grau de detalhamento na abordagem dos sistemas deposicionais no texto que segue se dá em função da quantidade e qualidade de exposições disponíveis. Ainda assim, mesmo as menores disponibilidades de informação, referentes a alguns desses sistemas, foram suficientes para que o estudo de seus depósitos e a correlação entre sua distribuição na área estudada com os dados de paleocorrentes permitisse inferir a estrutura da bacia sedimentar, os estilos de preenchimento associados e, conseqüentemente, o mecanismo tectônico promotor da subsidência (itens III.7 e III.8).

III.5.1. Sistemas de leques aluviais

Os depósitos de leques aluviais do Grupo Jacadigo ocorrem na Formação Urucum. Podem ser observados nas morrarias do Zanetti, São Domingos, Taquaral e norte na Serra do Rabicho, de modo que encontram-se nas porções sudeste, centro-sul, noroeste e nordeste do Maciço do Urucum (figuras 1, 18, 81 e 82). As ocorrências das morrarias do Zanetti e São Domingos estão alinhadas segundo faixa com aproximadamente 15km de comprimento por 5km de largura e direção NW-SE a WNW-ESE. Já as ocorrências da Morraria do Taquaral e norte da Serra do Rabicho, embora setentrionais ao Maciço do Urucum, não constituem um alinhamento aparente. Os depósitos são constituídos por brechas e conglomerados, com arenitos conglomeráticos subordinados.

Os sistemas de leques aluviais são compostos por duas associações de fácies: (Ia) leque aluvial dominado por enchente em lençol e (Ib) leque aluvial dominado por fluxo de detritos. A associação de fácies Ia pode ser observada nas exposições das morrarias do Zanetti e São Domingos, compreendendo a faixa de ocorrências NW-SE a WNW-ESE que abrange as porções centro-sul e sudeste do Maciço do Urucum. A associação de fácies Ib ocorre na Morraria do Taquaral e a norte da Serra do Rabicho, posições respectivamente noroeste e nordeste do Maciço do Urucum.

III.5.1.1. Associação de fácies de leque aluvial dominado por enchente em lençol (AF Ia)

A associação de fácies Ia é constituída por 4 fácies: Conglomerados e brechas intercalados com arenitos conglomeráticos segundo acamamento planar (F1), conglomerados e brechas maciços (F2), conglomerados lenticulares (F3) e arenitos com estratificação cruzada acanalada (F4).

A fácies F1 compreende conglomerados e brechas oligomíticos, clasto-suportados, mal selecionados a muito mal selecionados, constituídos por clastos subangulosos a subarredondados predominantemente das frações seixo, grânulo e calhau. São arenosos a muito arenosos, apresentam matacões esparsos e estratificação plano-paralela incipiente. Ocorre como camadas tabulares em escala de afloramento, com 5 a 30cm de espessura. A composição litológica dos clastos remete a do embasamento gnáissico adjacente com contribuição intraclástica de arenitos e carbonatos de forma subordinada a preponderante.

Esses conglomerados apresentam-se intercalados com arenitos mal a muito mal selecionados, laminados, conglomeráticos devido à presença de grânulos e seixos e com grãos angulosos a subangulosos. Frequentemente os arenitos supracitados exibem-se em camadas tabulares na escala de afloramento com 5 a 25cm de espessura. Dessa forma a fácies F1 é caracterizada pela intercalação rítmica e resultante disposição pareada das camadas tabulares dos conglomerados e arenitos descritos (figuras 25 a 28). Nessas seções ocorrem também pacotes espessos de conglomerados e intercalações subordinadas de arenitos, e vice-versa, com estruturação incipiente.

A fácies F2 é constituída por conglomerados e brechas maciços, clasto suportados, arenosos a muito arenosos, muito mal selecionados, com espessuras de poucos metros e geometria tabular na escala das exposições disponíveis. Mais especificamente, compreende desde conglomerados oligomíticos com clastos subarredondados e subangulosos predominantes de gnaiss e subordinados de granito, carbonato, arenito, quartzo de veio e basalto até brechas intraclásticas de arenito e/ou carbonato (figuras 28 a 32).

Em exposições nas faldas do Morro do Urucum, região central do Maciço, a fácies F2 apresenta-se com matacões em profusão, característica conglomerática a brechóide e clastos compostos por dois tipos de granito, um grosso de cores branca e alaranjada e outro fino e róseo, além de pequena quantidade de filito cinza (figuras 30 e 31). As três litologias podem ser observadas nas exposições do embasamento subjacente.

A fácies F3 compreende lentes de espessuras centimétricas a decimétricas, relação comprimento/espessura muito variável (figuras 25 e 33), base côncava e topo irregular ou camadas aparentemente tabulares na escala de observação disponível. São constituídas por conglomerados clasto-suportados, joeirados (*winnowed*), moderadamente a mal selecionados, com modas granulométricas predominantes de seixos e grânulos. Clastos

alongados, incomuns nas exposições dessa fácies, por vezes apresentam-se imbricados (figura 33). A composição litológica dos clastos é similar a da fácies F1, no entanto com predomínio de quartzo de veio sobre a composição gnáissica.

Completa essa associação de fácies arenitos com estratificações cruzadas acanaladas, organizados em lentes isoladas e camadas irregulares com espessuras de 10 a 200cm referentes à fácies F4. Esses arenitos apresentam seleção moderada com presença de grânulos e seixos esparsos. Ocorrem com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno (figura 34) e médio porte (figura 35) em séries de 5 a 25cm.

III.5.1.1.1. Interpretação da associação de fácies Ia

As 4 fácies descritas, suas proporções e interações laterais e verticais apontam para deposição por leques aluviais coalescentes dominados por enchente em lençol. O predomínio e as características sedimentológicas da fácies F1 sugerem que se trata do produto principal de construção dos leques aluviais por processos de enchente em lençol. Os ruditos intercalados com arenitos conglomeráticos segundo acamamento planar (F1) são interpretados como depósitos de regime de fluxo superior referentes à desestabilização de antidunas durante descargas catastróficas de água e sedimentos (*sensu* Blair 1999b).

Conglomerados e brechas maciços (F2) são interpretados como depósitos de *talus* associados a escarpas de falhas. A proveniência do embasamento adjacente sugere escarpas de falhas relacionadas a bordas de depressões baciais enquanto as proveniências intraclásticas sugerem escarpas de falhas subordinadas, internas a bacia, que seccionam depósitos pré-existent. No entanto é provável que falhas inicialmente importantes para geração de espaço de acomodação tenham sido abandonadas ao passo que falhas inicialmente subordinadas tenham evoluído para falhas principais.

Os conglomerados lenticulares (F3) e arenitos com estratificação cruzada acanalada em lentes isoladas e camadas irregulares (F4) são interpretados como produtos do retrabalhamento dos lobos construídos por enchente em lençol. Durante a desaceleração de descargas catastróficas (*recessional floods*) ou ocorrência de descargas não catastróficas foram observados em leques aluviais modernos erosão, formação de canais e preenchimento desses por sedimentos transportados sob regime de fluxo inferior (Blair 1999 a e b).

As descrições das fácies F3 e F4 são bastante similares as fácies de retrabalhamento descritas por Blair (1999 a e b). Dessa formas os conglomerados da fácies F3 são interpretados como *lags* ou depósitos de conglomerados joeirados e retrabalhados, eventualmente com estruturas de tração. A fácies F4, por sua vez, corresponderia ao preenchimento de canais e superfícies erodidas por arenitos com estruturas de regime de fluxo inferior.

Figura 25. Fácies F1, constituída por pares de séries tabulares de conglomerados e arenitos laminados. Notar feição acanalada (seta) preenchida por material conglomerático joeirado (F3).

Figura 26. Aspecto rítmico da fácies F1.

Figura 27. Série tabular de arenito com laminação plano paralela supostamente gerada sob regime de fluxo superior. Sucessão predominantemente conglomerática da fácies F1.

Figura 28. Matacão (F2) sotoposto a séries tabulares da fácies F1.
A orientação do seu eixo "a" pode ser interpretada como perpendicular a direção de suposto transporte por rolamento.

Figura 29. Conglomerado intraclástico da fácies F2, interpretado como depósito de *talus* associado à escarpa de falha formada em depósitos semi-consolidados a consolidados da bacia.

Figura 30. Brecha oligomítica com proveniência referente ao embasamento granítico adjacente (F2).

Figura 31. Depósito da fácies F2 em que ocorrem matacões com eixos maiores paralelos a direção E-W.

Figura 32. Conglomerado da fácies F2 com proveniência predominantemente gnaissica e intraclastos subordinados. Calhau de arenito conglomerático em destaque.

Figura 33. Conglomerado “lavado” com seixos planares imbricados (F3).

Figura 34. Séries aparentemente tabulares, no entanto com base e topo irregulares, compostas por arenitos com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (F4).

Figura 35. Lente isolada de arenito com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte (F4).

III.5.1.2. Associação de fácies de leque aluvial dominado por fluxo de detritos (AF Ib)

A associação de fácies Ib é constituída pelas fácies de conglomerados e brechas lobados (F5) e conglomerados lenticulares (F3). Os conglomerados e brechas lobados são predominantes nas exposições interpretadas como depósitos de leques aluviais dominados por fluxo de detritos.

A fácies F5 é constituída por lentes amalgamadas de conglomerados e brechas, clasto a matriz suportados (figuras 36, 37 e 38), mal a muito mal selecionados, arenosos a muito arenosos, com modas de seixos, calhaus ou matacões e teor de matriz de quase ausente a maior que 50% (figura 37). A proveniência é predominantemente do embasamento subjacente. Inclusive ao longo da seção 11-13.TA.07 (figuras 81 e 84) a proveniência predominantemente granítica de conglomerados e brechas sobrejacentes ao granito do embasamento muda bruscamente em recorrência dessa fácies seção acima. Logo após intercalação de aproximadamente 15m de carbonatos a proveniência dos conglomerados sobrepostos passa a apresentar prevalência carbonática.

As lentes com que se organizam a fácies F5 apresentam, em geral, grande continuidade lateral, base reta, topo suavemente convexo e espessuras decimétricas a métricas. Quando possível, podem ser distinguidas pela variação na concentração e tamanho médio dos clastos (figura 36). Os conglomerados podem apresentar orientação planar de clastos alongados e imbricação, além de gradação inversa, observada em lente acanalada com topo reto e aproximadamente 60cm de espessura por 1,5m de comprimento (figura 38).

Os conglomerados lenticulares da fácies F3 são clasto suportados, não apresentam matriz e mostram seleção moderada. Por vezes o espaço entre clastos grandes exibe material arenoso infiltrado. A geometria das lentes é bastante variável compreendendo desde lentes curtas e espessas até lentes delgadas e relativamente mais longas (figuras 38 e 39). Sua composição litológica é essencialmente similar a dos conglomerados da fácies F5 com que se relacionam espacialmente.

III.5.1.2.1. Interpretação da associação de fácies Ib

O predomínio da fácies F5 associação de fácies Ib sugere que o principal processo deposicional responsável pela construção do sistema deposicional é o de fluxo de detritos. A associação de fácies Ib ocorre a noroeste e nordeste do Maciço do Urucum. Similarmente a maior parte dos depósitos psefíticos e psamíticos do Grupo Jacadigo, os depósitos da fácies F5, em sua ocorrência noroeste, apresentam pouca matriz (figuras 36 e 38). Desse modo o

processo interpretado para deposição da fácies F5 pode ser classificado como fluxo de detritos arenoso segundo proposta de Shanmugam (1996).

Já para os depósitos da fácies F5 que ocorrem a nordeste do Maciço do Urucum, a quantidade de matriz presente permitiria classificação entre os fluxos de detritos arenosos e lamosos de Shanmugam (1996). A diferença entre as duas classificações seria referente à contribuição do comportamento coesivo, plástico, em contraposição ao granular, colisional (não coesivo), do fluxo gravitacional que originou os depósitos.

Tais comportamentos são função da quantidade de matriz e água presente nos fluxos de detritos. No entanto essa diferença é minimizada pelos resultados de Hampton (1975) que sustentam que uma baixa proporção de matriz (8% em volume) é requerida para a ativação do comportamento coesivo para o fluxo de massa.

A ocorrência de gradação inversa e de alinhamento planar de clastos alongados em depósitos com aparente escassez de matriz evidencia a força de fluxo (*flow strength*) – oriunda dessa baixa proporção de matriz – característica da atuação de comportamento coesivo nos fluxos de detritos arenosos que deram origem a fácies F5. Em suma, a presença dessas estruturas sugere “congelamento” de fluxos de detritos, tipicamente plásticos.

As diferenças litológicas conhecidas das áreas fonte das associações de fácies de leques aluviais dominados por enchente em lençol (AF Ia) e por fluxo de detritos (AF Ib), aparentemente, não implicam em diferentes disponibilidades de lama embora sua ocorrência na associação de fácies Ib seja claramente mais relevante que na associação de fácies Ia. Ainda assim tal relevância refere-se a um tímido incremento na proporção de matriz na associação de fácies Ib em relação à associação de fácies Ia.

A fácies F3, na associação de fácies Ib assim como na associação de fácies Ia, refere-se a processos erosivos atuantes na superfície do sistema deposicional com posterior preenchimento de feições acanaladas. Seus conglomerados moderadamente selecionados e livres de matriz são interpretados como depósitos de fluxos de detritos joeirados. Tanto de forma pervasiva, formando lentes espessas de conglomerados com empacotamento de clastos aberto (figura 39), como superficial, formando lentes compridas e pouco espessas (*lags*) (figura 38).

Figura 36. Conglomerados da fácies F5. Notar distinção das séries pela concentração e distribuição granulométrica dos clastos.

Figura 37. Variedade matriz suportada da fácies F5.

Figura 38. Feição acanalada preenchida por conglomerado com gradação inversa (F5), sotoposta a camada irregular de calhaus com espaço entre clastos preenchido por material arenoso, provavelmente infiltrado (F3).

Figura 39. Lente com comprimento e espessura decimétricos, composta por conglomerado de seixos com empacotamento aberto (F3).

III.5.2. Sistema lacustre

Os depósitos francamente lacustres do Grupo Jacadigo referem-se à Formação Urucum. Esse sistema deposicional é dividido em três associações de fácies – uma costeira (AF IIa), outra de costa afora (*offshore*) (AF IIb) e, mais uma, de fluxos gravitacionais (AF IIc).

As fácies componentes da associação de fácies IIa podem ser observadas nas regiões central, centro sul, sudeste e leste do Maciço do Urucum. Seus depósitos compreendem principalmente litologias arenáceas, de granulação fina a grossa, com contribuição rudácea fina (grânulos). Já a associação de fácies de costa afora é essencialmente lutácea e ocorre nas regiões central e leste do Maciço do Urucum (figuras 1, 18, 81 e 83).

A associação de fácies IIc pode ser observada nas morrarias de São Domingos e Zanetti e também a leste da região central do Maciço do Urucum (figuras 1 e 18). Seus depósitos ocorrem intercalados a depósitos do sistema deposicional lacustre e do sistema deposicional de leque aluviais. São compostos por conglomerados com intercalações de litologias mais finas subordinadas e por arenitos conglomeráticos.

III.5.2.1. Associação de fácies costeira lacustre (AF IIa)

A associação de fácies IIa é constituída por 3 fácies: arenitos com laminação cruzada de baixo ângulo (F6), arenitos com laminação cruzada por onda (F7) e arenitos com laminações cruzadas por corrente (F8). Os arenitos laminados da fácies F6 são finos a médios, siltsosos, micáceos e apresentam truncamentos de baixo ângulo esparsos.

A fácies F7 compreende arenitos médios a grossos, moderadamente a bem selecionados, com laminações cruzadas por ondas que formam cúspides e estruturas de acresção em *chevron* (figuras 40 e 41). Frequentemente essas estruturas encontram-se em empilhamentos de poucos decímetros em que pode ser observada a sucessão de laminações plano-paralelas por laminações com truncamentos de baixo ângulo e laminações cruzadas por onda (figura 42). Bases de séries onduladas também são comuns (figura 47).

Nessa fácies ocorrem lentes de arenitos muito grossos, mal selecionados e frequentemente conglomeráticos. O caráter conglomerático se dá pela profusão de grânulos com que se apresentam. As lentes mencionadas são delgadas, de espessuras centimétricas, e apresentam-se com bases acanaladas a retas e topos retos a suavemente convexos (figura 40).

Os arenitos da fácies F8 são médios a grossos, moderadamente a bem selecionados e caracterizados por laminações cruzadas por corrente, frequentemente cavalgantes e supercríticas. Ocorrem intimamente associados aos arenitos da fácies F7 de modo que por

vezes suas estruturas características coexistem numa mesma série. Localmente apresentam padrão de afinamento e espessamento da série (*pinch n' swell*) (figura 42).

III.5.2.1.1. Interpretação da associação de fácies IIa

Arenitos finos laminados com truncamentos de baixo ângulo referentes à fácies F6 são interpretados como depósitos de antepraia inferior da associação de fácies costeira lacustre. As estruturas em cúspide, acreção em *chevron*, laminações onduladas e padrões de espessamento e adelgaçamento de séries observados na fácies F7 são atribuídas à ação de ondas geradas por ventos provavelmente em contexto da antepraia superior.

Da mesma forma são interpretadas as lentes caracterizadas por segregação granulométricas presentes na fácies F7. Tal segregação teria se processado, de acordo com essa interpretação, pelo retrabalhamento dos arenitos conglomeráticos adjacentes, referentes à fácies F13 (AF IIc, item III.5.2.3)

A ocorrência da fácies F8 na associação IIa sugere atuação de correntes unidirecionais no contexto de antepraia interpretado. A geração das estruturas cavalgantes supercríticas invoca concomitância dos processos de tração e decantação, com forte contribuição do último. Dada a granulação média a grossa das rochas da fácies F8, a preservação do lado anterior (*stoss side*) dessas ondulações assimétricas é atribuída a alto aporte sedimentar. Aporte esse que deve ter sido processado por meio do sistema de leques aluviais e/ou fluvial, de sorte que quantidade suficiente de areia tenha entrado em suspensão e decantado simultaneamente a tração.

A coexistência de estruturas interpretadas como produzidas por fluxo unidirecional e por fluxo oscilatório numa mesma série – como padrão de espessamento e adelgaçamento em séries com laminações cruzadas por corrente (figura 42) e estruturas simétricas em cúspide internamente estruturadas segundo laminações assimétricas (figura 43) – sugerem que a atuação de correntes unidirecionais no contexto de antepraia interpretado estaria sujeita a combinação com fluxo oscilatório.

III.5.2.2. Associação de fácies de costa afora (offshore) lacustre (AF IIb)

A associação de fácies IIb é composta por pelitos maciços (F9) e pelitos laminados (F10). Os pelitos maciços ocorrem em camadas tabulares com espessuras decimétricas a métricas intercaladas em arenitos grossos a muito grossos, mal selecionados da associação de fácies IIc (seção 01-05.MU.06, figura 83). Sua estrutura maciça é evidenciada por padrão de fraturamento conchoidal (figura 44).

A fácies F9 compreende siltitos argilosos laminados (figura 45) com ocorrência esparsa de lentes de arenito de 1 a 4mm de espessura, grãos de areia isolados e lentes de

sillex com 1 a 2cm de espessura, base e topo retos e terminações arredondadas. Ocorrem também raros seixos isolados, associados a lentes de arenito.

III.5.2.2.1. Interpretação da associação de fácies IIb

As fácies da associação IIb são interpretadas como produtos de decantação na região de costa afora de corpo d'água lacustre. A ocorrência de pelitos maciços sugere suspensão em regiões distais do lago em condições de águas calmas. Ali a disponibilidade exclusiva das frações mais finas dos sedimentos siliciclásticos disponíveis na bacia se depositariam por decantação com provável homogeneidade granulométrica, de modo a dificultar a formação de anisotropia nos planos de deposição.

Já as características da fácies F9 indicam se tratar de depósitos de costa afora mais próximos da antepraia em relação aos pelitos maciços. A anisotropia presente nos planos de deposição sugere segregação granulométrica da fração fina depositada por decantação. Tal segregação se daria pela presença na suspensão de sedimento mais grosso que aquele presente nas porções mais distais do lago. Juntamente com a ocorrência de lentes delgadas de arenito e seixos esparsos, esse material suspenso, relativamente mais grosso, sugere aporte distal de material aluvial.

III.5.2.3. Associação de fácies de fluxos gravitacionais lacustres (AF IIc)

A associação de fácies de fluxos gravitacionais compreende arenitos maciços (F11), conglomerados lobados (F5), pelitos com dobras convolutas (F12), pelitos laminados (F10) e arenitos conglomeráticos com gradação normal (F13). A associação de fácies é caracterizada pela intercalação de fácies pelíticas e fácies de granulação mais grossa – conglomerados e arenitos maciços, localmente com gradação normal – ou por sucessões métricas a decamétricas de séries delgadas de arenitos da fácies F13.

A primeira variante dessa associação de fácies constitui-se pela relação espacial entre as fácies F5, F12, F10 e F11. A fácies F5 compreende conglomerados maciços, clasto suportados, mal selecionados, arenosos, constituídos principalmente de matacões e calhaus de composição granítica, com grânulos e seixos subordinados, organizados em camadas lenticulares com espessuras de 2 a 3 m. Intercalados a essas lentes ocorrem os pelitos arenosos, laminados com dobras convolutas da fácies F12.

Estratigraficamente acima da sucessão de fácies descrita predominam arenitos maciços, mal selecionados, com grânulos e pequenos seixos esparsos organizados em lentes com espessuras decimétricas e continuidade lateral decamétrica da fácies F11. Esses arenitos comumente apresentam gradação normal e intercalações de pelitos laminados, com espessuras decimétricas a métricas, grânulos e seixos esparsos e lentes delgadas de

arenito grosso contínuas por muitos metros (F10) (figura 46). Por vezes ocorrem matacões isolados ou dispostos lado a lado formando níveis de clastos desproporcionais (*outsized clasts*) na fácies F10 (figura 46).

A segunda variante da associação de fácies Ilc compreende sucessões métricas a decamétricas de arenitos muito grossos a muito finos, localmente conglomeráticos, organizados em séries tabulares centimétricas com gradação normal (F13). Frequentemente essas séries apresentam 0,5 a 2cm de espessura em sucessões com afinamento ascendente das camadas (*thinning upward*) (figura 47 e 48). Por vezes ocorrem séries ligeiramente mais espessas com base conglomerática, constituída por seixos e grânulos, ou até séries totalmente conglomeráticas com gradação de pequenos seixos a grânulos (figura 48). Esta variante ocorre frequentemente relacionada a elementos da fácies F7.

A associação de fácies foi dividida em duas variantes pois as relações espaciais entre as fácies encerradas em cada uma delas não foram observadas em campo. No entanto tiveram sua relação inferida (item III.5.2.3.1) e dessa forma foram classificadas como pertencentes à mesma associação de fácies.

III.5.2.3.1. Interpretação da associação de fácies Ilc

Os arenitos maciços (F11) e conglomerados lobados (F5) predominantes em depósitos observados a leste do Maciço do Urucum são interpretados como depósitos de fluxos de detritos arenosos segundo os critérios apresentados por Shanmugam (1996, 2000 e 2002). A ocorrência intercalada de pelitos laminados e pelitos com dobras convolutas sugerem sua deposição em sistema deposicional lacustre. A presença de dobras convolutas é atribuída a escorregamentos e deslizamentos em declives associados às bordas ou internos ao lago.

Os arenitos conglomeráticos com gradação normal da fácies F13 são interpretados como turbiditos – isto é, depósitos de decantação a partir de desaceleração de fluxos turbulentos, devido a sua marcante estruturação por gradação normal. Sua ocorrência se dá a sudeste e centro sul do Maciço do Urucum. Sua relação espacial com depósitos de leques aluviais leva a crer que se assentam sobre superfície(s) de inundação de modo que representam o afogamento desse sistema deposicional pelo avanço da linha de costa lacustre em direção as bordas da bacia sedimentar.

A distribuição espacial das fácies interpretadas como depósitos de fluxos de detritos, e como turbiditos, somada à ocorrência de estruturas de retrabalhamento por ondas, sugere que os últimos restringem-se a porções mais proximais do lago onde se depositaram. Já os depósitos de fluxo de detritos devem estar relacionados a zonas relativamente mais profundas do lago provavelmente associados a um incremento de declividade do fundo desse corpo d'água em que se depositaram.

Figura 40. Estrutura de acresção em *chevron* (F7). Notar feição ondulada abaixo da referida estrutura e também lentes de areia grossa e grânulos.

Figura 41. Estrutura em cúspides acima do nível conglomerático inferior. Notar padrão de afinamento e espessamento (setas).

Figura 42. Arenito com laminações cruzadas, por corrente, cavalgantes, supercríticas. Notar padrões de adelgaçamento e espessamento e tendência de gradação ascendente de estruturas assimétricas para estruturas onduladas simétricas (setas).

Figura 43. Estruturas sedimentares simétricas internamente estruturadas de forma assimétrica. Ocorrem também cúspides, padrão *pinch n' swell* e truncamentos de baixo ângulo retrabalhando séries delgadas de arenitos inicialmente com gradação normal.

Figura 44. Pelito maciço com padrão de fraturamento conchoidal (F9).

Figura 45. Pelito laminado com lâminas a pequenas lentes esparsas de areia média a grossa (F10).

Figura 46. Associação de fácies IIc - depósitos de fluxos de detritos arenosos em contexto lacustre. Notar constituição por extensas lentes amalgamadas. Predominam arenitos maciços ou com gradação normal com intercalações subordinadas de pelitos (cor cinza) e ruditos. No detalhe matacões com dimensões desproporcionais (*outsized clasts*).

Figura 47. Séries delgadas de arenitos com gradação normal (F13). Notar afinamento ascendente das séries e ondulações nas bases das duas inferiores.

Figura 48. Idem figura anterior com série conglomerática mais espessa na base.

II.5.3. Sistema fluvial entrelaçado

Os depósitos interpretados como referentes a sistema fluvial entrelaçado são parte constituinte da Formação Urucum. Podem ser observados na região central do Maciço do Urucum, mais especificamente na Morraria de São Domingos e no Morro do Urucum (figuras 1, 18, 81 e 83). Suas exposições são relativamente restritas e compostas por arenitos com conglomerados subordinados. Esses litotipos são classificados em uma associação de fácies: a associação de fácies de canais dominados por carga de fundo (IIIa).

III.5.3.1. Associação de fácies de canais dominados por carga de fundo (AF IIIa)

A associação de fácies de canais dominados por carga de fundo é constituída por 5 fácies: arenitos com estratificação cruzada acanalada (F4), arenitos com laminação cruzada por corrente (F8), conglomerados estratificados (F14), arenitos laminados (F15), e conglomerados lenticulares (F3). Nas sucessões dessa associação de fácies verifica-se o predomínio da fácies F4 ao lado de ciclos granodecrescentes ascendentes, decimétricos a métricos, com bases erosivas, formados pelo empilhamento das fácies F14, F15/F4 e F8 (seção 01.SD.06, figura 83).

A fácies F4 compreende arenitos médios a grossos, por vezes conglomeráticos, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte. Ocorrem em séries aparentemente tabulares na escala de afloramento, com espessuras que variam de 10 a 20cm para séries com estruturas de pequeno porte e de aproximadamente 50cm para as séries de estruturas de médio porte (figura 51 e 49).

Os arenitos com laminações cruzadas por corrente da fácies F8 são finos a médios e apresentam laminações cruzadas cavalgantes em abundância (figura 50). Nas exposições da fácies F8 podem ser observadas estruturas predominantemente críticas a subcríticas. Os arenitos dessa fácies encontram-se organizados em camadas tabulares na escala de afloramento com espessuras de poucos decímetros.

Os arenitos laminados da fácies F15 são médios a grossos, moderadamente a mal selecionados em virtude de contribuição conglomerática. Tal contribuição se deve à ocorrência esparsa de grânulos e pequenos seixos. Esses arenitos apresentam-se em séries de 5 a 20cm de espessura, com geometria tabular, por vezes compondo empilhamentos métricos (figura 49) associado a séries tabulares de arenitos com estratificação cruzada acanalada da fácies F4.

Os conglomerados estratificados da fácies F14 são mal selecionados, constituídos principalmente de grânulos e seixos, arenosos e com estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas de baixo ângulo e médio porte (figura 49). Organiza-se em lentes com

base acanalada erosiva e séries aparentemente tabulares com espessuras da ordem de 20 a 50cm. Níveis rudáceos, constituídos em geral por grânulos e seixos, com presença esparsa de clastos maiores e espessura de um a poucos clastos ocorrem como extensas lentes em limites de séries das demais fácies da associação e são designados como fácies F3 (figura 49).

III.5.3.1.1. Interpretação da associação de fácies IIIa

A associação vertical entre as fácies F14, F15/F4 e F8 compondo ciclos granodecrescentes ascendentes com base erosiva sugere que essas fácies se depositaram sob variação de vazão. Tais ciclos são interpretados como depósitos de cheias episódicas em que o processo inicial é a erosão de depósitos pré-existent durante o pico da descarga seguido pela deposição das fácies supracitadas durante desaceleração do fluxo d'água.

Os conglomerados da fácies F14 são interpretados como depósitos de carga de fundo, transportados sob regime de fluxo inferior e depositados em canais previamente erodidos devido à perda da capacidade de transporte nos primeiros estágios de desaceleração da descarga. Conglomerados da fácies F3 são interpretados como depósitos lavados (*lags*) em concentrações superficiais que limitam séries das fácies presentes nessa associação.

Acima na sucessão interna dos ciclos mencionados ocorrem arenitos laminados da fácies F15 ou as séries mais delgadas da fácies F4, contendo arenitos com estratificações cruzadas acanalada de pequeno porte. Esse empilhamento é interpretado como produto da continuidade da desaceleração do fluxo d'água que culmina na deposição da fácies F8. As estruturas sedimentares dessa fácies são interpretadas como relacionadas aos estágios finais da cheia, em que processos de tração e decantação operam simultaneamente.

Estratificações cruzadas de médio porte organizadas em séries decimétricas de arenitos da fácies F4 são interpretadas como produtos da migração de dunas tridimensionais, provavelmente constituintes de barras arenosas longitudinais. Sua presença marcante nessa associação de fácies e seu mecanismo de transporte, atribuído a regime de fluxo inferior, sugerem deposição em canais confinados dominados por carga de fundo.

III.5.4. Sistema de corpo d'água principal

O sistema de corpo d'água principal compreende as maiores espessuras do Grupo Jacadigo. Ocorre na região central do Maciço do Urucum de onde se estende para leste e para oeste. É assim denominado nesse trabalho devido à ausência de evidências incontestes de incursão marinha na configuração do contexto tectono-sedimentar dessa fase do preenchimento da bacia. Contudo vale ressaltar as interpretações de ambiente marinho

realizadas por Graf *et al.* (1994) e Klein & Ladeira (2004) a partir de análises geoquímicas de formações ferríferas e manganésíferas.

Esse sistema abrange as formações Córrego das Pedras e Banda Alta, sendo a primeira correspondente à associação de fácies litorânea (AF IVa) e a segunda às associações de costa afora e de escorregamentos, deslizamentos e degradação de escarpa de falha (AF's IVb e c). No corpo d'água principal ocorrem formações ferríferas e manganésíferas com pequena parte da contribuição clástica observada nesses depósitos. A contribuição siliciclástica mais expressiva é interpretada como outro sistema deposicional – o de leques subaquáticos (item III.5.5).

III.5.4.1. Associação de fácies litorânea do corpo d'água principal (AF IVa)

A associação de fácies litorânea desse sistema deposicional é constituída de arenitos aloquímicos mistos (F16). Esses arenitos são médios a muito grossos, moderadamente selecionados e apresentam estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo (figura 52). Organizam-se em séries decimétricas aparentemente tabulares e sua composição é mista entre termos siliciclásticos e aloquímicos hematíticos e calcedônicos. Grãos angulosos a subangulosos de quartzo, feldspato e fragmentos líticos ocorrem ao lado de nódulos de hematita e nódulos de sílica com formas que se assemelham a de pelóides e oóides carbonáticos (Beukes 1980, Young 1989).

Há transição, da base para o topo da seção em que ocorrem, de arenitos siliciclásticos intensamente cimentados por hematita criptocristalina a *grain-ironstones* peloidais impuros, essencialmente hematíticos. E desses para *grain-ironstones* peloidais com oóides subordinados e composição hematítica e calcedônica, com raros grãos de terrígenos. Os *grain-ironstones* impuros, e os *grain-ironstones* hematíticos e calcedônicos frequentemente formam bandamento respectivamente cinza escuro e róseo a avermelhado, de espessura centimétrica (2 a 5cm) e disposição plano-paralela com truncamentos de baixo ângulo esparsos.

III.5.4.1.1. Interpretação da associação de fácies IVa

O predomínio de constituintes aloquímicos como pelóides e oóides em seções com estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo sugere deposição em contexto de antepaia. O alto arredondamento dos pelóides (figuras 53 e 54) indica extenso retrabalhamento, característico desse contexto, se sua origem for interpretada como intraclástica. Nesse caso formas elipsoidais achatadas e irregulares seriam atribuídas a compactação pós-deposicional em condições de pressão e temperatura relativamente altas, como aquelas inferidas por Hoefs *et al.* (1987) (item III.3.2).

Figura 49. Exemplo da associação de fácies IIIa - canais dominados por carga de fundo. Notar a ocorrência de arenitos com estratificação cruzada acanalada (F4) de pequeno porte e de médio porte (centro da figura, interpretada como barra longitudinal). Acima há exemplo de associação granodecrescente de fácies e abaixo depósito de *lag* (F3, seta).

Figura 50. Detalhe da associação granodecrescente entre as fácies F14, F15 e F8. Aproximação da área assinalada com círculo tracejado vermelho na figura anterior.

Figura 51. Séries centimétricas a decimétricas de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (F4).

Figura 52. Arenitos aloquímicos impuros com estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo (F16).

Figura 53. Aspecto micropetrográfico de arenitos aloquímicos da fácies F16. São constituídos principalmente de pelóides de hematita (pretos) e sílica (claros). Alguns pelóides apresentam composição mista distribuída em faixas por vezes concêntricas. Notar achatamento predominante do eixo vertical e contatos côncavo-convexo.

Figura 54. Aspecto similar da mesma fácies. Notar fragmento de oóide com laminação concêntrica bem desenvolvida (seta).

III.5.4.2. Associação de fácies de costa afora do corpo d'água principal (AF IVb)

A associação de fácies de costa afora do corpo d'água principal é formada por formações manganíferas (F17), formações ferríferas bandadas (F18) e *grain-ironstones* oolíticos (F19), sendo que as formações ferríferas bandadas correspondem à maior parte da espessura dos depósitos dessa associação e, conseqüentemente, deste sistema deposicional.

A fácies F17 compreende depósitos sedimentares de manganês com laminação plano-paralela com ocorrência característica de padrão de espessamento e adelgaçamento (*pinch n' swell*) ao redor de nódulos elipsoidais (figura 55). Em seções delgadas polidas nota-se aspecto poroso do nódulo em relação às lâminas que o encerram. A formação manganífera ocorre em camadas tabulares de espessura métrica a decimétrica com continuidade lateral da ordem de quilômetros a dezenas de quilômetros.

É composta essencialmente de braunita seguida de criptomelana, hematita, chert e, subordinadamente, pirolusita. São descritas variedades de formações manganíferas constituídas por nódulos de pirolusita associados a rochas terrígenas a leste e oeste da região central do Maciço do Urucum, respectivamente na Serra do Rabicho e na Morraria do Jacadigo (figura 1). Esses nódulos ocorrem associados a arenitos grossos e apresentam geometria elipsoidal com eixos maiores de 1 a 30cm. Suas camadas usualmente encontram-se encerradas em camadas de arenitos arcoseanos com cimento manganoso (Haralyi & Walde 1986, Urban *et al.* 1992).

A fácies F18 compreende formações ferríferas bandadas constituídas essencialmente por *mud-ironstones* intercalados com *chert* (figura 56). Tais intercalações se dão por alternâncias de lâminas milimétricas a centimétricas ou ainda pela presença de lentes de *chert* com espessuras equivalentes a das camadas hematíticas que as contém, base e topo retos a ligeiramente curvos, respectivamente de forma côncava e convexa, e terminações arredondadas. A transição de lentes para níveis contínuos, assim como para lentes diminutas, com espessura subcentimétrica e comprimento centimétrico, esparsas, é gradual.

Os *mud-ironstones* intercalados com *chert* organizam-se em camadas tabulares com continuidade lateral hectométrica a quilométrica. Quanto à espessura das séries tabulares compostas pela predominância macroscópica da composição hematítica foram reconhecidas 3 subfácies: *mud-ironstones* laminados (F18a), *mud-ironstones* estratificados (F18b) e *mud-ironstones* bandados (F18c). São frequentes estruturas de sobrecarga como *flames*, diápiros e pseudo-nódulos na fácies F18, principalmente em contato com lentes de sedimentos clásticos da fácies F24 (item III.5.5.2, AF Vb) (figura 57).

A fácies F19 compreende *grain-ironstones* oolíticos e suas variantes: *wacke-ironstones* e *pack-ironstones* oolíticos (figura 58), que ocorrem em função do incremento na proporção de matriz em relação aos oóides, e *rud-ironstones* oolíticos que ocorrem em

função do predomínio de oóides com diâmetros pouco maiores que 2mm (figura 59). Essa fácies ocorre organizada em lentes e camadas irregulares de espessura decimétrica frequentemente intercaladas a depósitos de *mud-ironstones* laminados da subfácies F18a e sedimentos clásticos da fácies F24. Suas variantes com mais matriz ocorrem em contatos gradacionais com *mud-ironstones* da fácies F18. Localmente observam-se estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo em séries da fácies F19 (figura 60).

III.5.4.2.1. Interpretação da associação de fácies IVb

Considerando-se um contexto deposicional vinculado a zona fótica e/ou oxigenada para depósitos sedimentares de ferro e manganês, os últimos têm sido interpretados na literatura (Urban *et al.* 1992, Roy 2006) como depósitos relativamente mais proximais devido à maior solubilidade do manganês se comparado ao ferro. Desse modo as formações manganesíferas da fácies F17 são interpretadas como depósitos da transição do contexto da antepaia inferior para o de costa afora. A ocorrência da variedade nodular de depósito manganesífero indica que as grandes lentes com que ocorre a fácies F17 gradam lateralmente para depósitos mistos siliciclásticos e manganesíferos.

As grandes espessuras, monotonia e granulometria com que ocorrem os *mud-ironstones* e *chert* associado, configuram caráter faminto da fase em que se depositaram as formações ferríferas da fácies F18. Dessa maneira seus litotipos são interpretados como depósitos de costa afora do corpo d'água principal, em contexto abaixo dos níveis de onda de tempo bom e de tempestade. Assume-se um provável significado paleobatimétrico para cada uma das três subfácies F18 em que, da bandada para a laminada, haveria um incremento de profundidade relacionado à diminuição da espessura estratal.

Oóides hematíticos são interpretados como análogos dos carbonáticos, ou seja, sua laminação concêntrica é atribuída à formação sob agitação, provavelmente por ondas. No entanto a ocorrência de *grain-ironstones* oolíticos intercalados por contato gradacional a fácies interpretadas como de água profunda, sugere um contexto distal, de costa afora, para a fácies F19. O contato gradacional com *mud-ironstones* configura os *wacke-ironstones* e *packe-ironstones* observados.

Canais alongados associados aos depósitos de manganês (item III.5.5.2, AF Vb) são interpretados como possíveis condutos entre a posição esperada na bacia sedimentar para formação desses componentes aloquímicos da fácies F19 e seu sítio deposicional. Essas lentes de *grain-ironstones* oolíticos estariam sujeitas a retrabalhamento por correntes de fundo como evidenciado por estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo.

Figura 55. Formação manganesífera com laminações plano-paralelas e padrões de espessamento e adelgaçamento de camadas (F17).

Figura 56. *Mud-ironstones* com intercalações de *chert* (F18).

Figura 57. Estrutura de sobrecarga em *mud-ironstone* sotoposto a intercalação clástica.

Figura 58. Pack-ironstone passando a *wacke-ironstone* da esquerda para direita (F19).

Figura 59. Aspecto micropetrográfico de *grain-ironstone* oolítico (F19).
Cinza refere-se a hematita e cinza claro, esbranquiçado, a sílica.
Imagem obtida sob luz refletida a partir de seção polida.

Figura 60. Estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo em *grain-ironstones* oolíticos (F19).

III.5.4.3. Associação de fácies de escorregamentos (*slumps*), deslizamentos (*slides*) e degradação de escarpa de falha (AF IVc)

A associação de fácies AF IVc é composta por *mud-ironstones* com dobras convolutas (F20), *float-ironstones* intraclásticos (F21) e matacões isolados (F22). São fácies de ocorrência restrita, no entanto marcante em face da monotonia predominante na sucessão em que ocorrem. A fácies F20 é constituída por *mud-ironstones* com laminação deformada por dobras convolutas desarmônicas. Essas deformações persistem por espessuras decimétricas em geometrias lenticulares (figura 61).

Float-ironstones intraclásticos da fácies F21 são brechas intraformacionais, matriz suportadas, com clastos angulosos de *chert* orientados aleatoriamente (figura 62). Nessa fácies ocorrem extraclastos graníticos esparsos, do tamanho de seixos a matacões com tamanhos da ordem de 1m. Da mesma ordem de grandeza é a espessura das camadas, tabulares na escala de afloramento. Ocorrem também dobras convolutas nessa fácies.

A fácies 22 é constituída por matacões isolados e de dimensões desproporcionais (*outsized boulders*) se comparados a granulometria dos litotipos adjacentes. Apresentam tamanhos decimétricos a métricos e, frequentemente, encontram-se com seu eixo maior orientado paralelo a estratificação (figura 63). Localmente há ocorrência de matacões com seus eixos b imbricados (figura 64) (item III.6. Paleocorrentes). A relação entre os matacões e as laminações de sedimentos finos da fácies F18 em que se encontram mostra-se obliterada por compactação diferencial.

III.5.4.3.1. Interpretação da associação de fácies IVc

Dobras convolutas desarmônicas em *mud-ironstones* são atribuídas a escorregamentos provavelmente associados à desestabilização de declives internos a bacia. A presença de brechas intraformacionais (F21) coloca a ocorrência de sismos sob forte suspeita como processo detonador de desestabilizações. *Float-ironstones* intraclásticos da fácies F21 são interpretados como produtos de deslizamentos associados a sismos.

Tais abalos também podem ter sido responsáveis pela entrada de matacões com dimensões desproporcionais na bacia sedimentar (F22). Foram observadas ocorrências alinhadas desses clastos em afloramentos separados por centenas de metros, de modo que, a princípio pareciam clastos isolados. Num desses afloramentos dois matacões, aparentemente isolados em meio ao *mud-ironstone*, apresentam-se imbricados e o *mud-ironstone* impuro. Esses matacões, isolados ou esparsos em prováveis canais, são interpretados como produtos de queda ou avalanche de rochas associados à degradação de escarpas de falha.

Figura 61. Dobras convolutas (*slumps*) em *mud-ironstones* (F20).

Figura 62. Fácies de *float-ironstones* intraclásticos (F21). Notar presença de matacão granítico acima do martelo usado como escala. A presença de seixos extraclásticos e de *chert* é inferida pela forma de seus contra-moldes lixiviados.

Figura 63. Matacão granítico com dimensões desproporcionais (*outsized clast*) em sucessão de *mud-ironstones*. Notar níveis com intercalações clásticas (setas) (F22).

Figura 64. Matacões graníticos com imbricação $a(t)b(i)$ em ocorrência alinhada a de outras frentes de lavra segundo direção paralela e aproximadamente contínua ao seus eixos "b" (F22).

III.5.5. Sistema de fluxos gravitacionais subaquáticos

Esses depósitos de fluxos gravitacionais subaquáticos compreendem as intercalações de litotipos areno-pelíticos e conglomerados que ocorrem nas formações ferríferas da seção Banda Alta do Grupo Jacadigo. Podem ser observados nas frentes de lavra das minas de ferro da região central do Maciço do Urucum, mais especificamente no Morro do Urucum e na Serra de Santa Cruz. Esses litotipos são classificados em 2 associações de fácies que compreendem fluxos gravitacionais distais e proximais.

III.5.5.1. Associação de fácies de fluxos gravitacionais distais (AF Va)

A associação de fácies fluxos gravitacionais distais compreende camadas tabulares delgadas areno-pelíticas (F23). Essas camadas apresentam espessuras de 5 a 20cm e continuidade lateral por centenas de metros. Nelas ocorrem pelitos arenosos a arenitos finos a médios, mal selecionados, argilosos e níveis centimétricos de pelitos laminados (figura 65). Podem ser observados raros intraclastos do tamanho de pequenos seixos (figura 66) e composição referente a formações ferríferas bandadas em que se encaixam. Ocorrem como intercalações esparsas na base da seção ferrífera do Grupo Jacadigo.

III.5.5.1.1. Interpretação da associação de fácies Va

Detalhes sedimentológicos observados nas ocorrências da fácies F23 sugerem interpretação de depósitos de fluxos de detritos arenosos *sensu* Shanmugam (1996, 2000 e 2002). No entanto aspectos estratigráficos indicam se tratar de equivalentes distais da fácies F24. A pequena espessura, a grande continuidade lateral e a tendência granodecrescente ascendente dessas intercalações sugerem a ocorrência de correntes turbulentas associadas a fluxos de detritos basais. Tal associação seria análoga a do experimento de Postma *et al.* (1988), cuja reclassificação dos processos por Shanmugam (1996 e 2000) é adotada nesse trabalho.

III.5.5.2. Associação de fácies fluxos gravitacionais proximais (AF Vb)

A associação de fácies de fluxos gravitacionais proximais é composta por conglomerados com gradação normal (F24). Esses conglomerados ocorrem em lentes de espessuras decimétricas e continuidade lateral métrica, base acanalada com curvatura suave e topo irregular (figura 67 e 69), ou camadas aparentemente tabulares com espessuras decimétricas (figura 68), ou lentes de topo convexo e base plana a irregular com espessuras métricas (figuras 71 e 72), ou ainda canais alongados (figura 73).

A gradação normal com que se apresentam frequentemente atinge termos areníticos e pelíticos. Pode ser observada também gradação inversa (figura 70) e séries com estruturação maciça (distribuição granulométrica desorganizada). Com exceção das lentes com base acanalada, nas demais geometrias da fácies F24 é comum a presença de matacões. Menos frequente é a amalgamação dessas geometrias, em geral separadas por séries de *mud-ironstones* (figuras 67 e 68).

III.5.5.2.1. Interpretação da associação de fácies Vb

A gradação normal é mais uma tendência geral que uma feição bem desenvolvida na fácies F24. Frequentemente é caracterizada pela concentração de calhaus e matacões na base da série, sem que haja granodecrescência ascendente das frações seixo e grânulo, por exemplo. Dessa forma e somada à presença de séries com gradação inversa e estruturação maciça, esses depósitos são interpretados como oriundos de fluxos de detritos arenosos subaquáticos. As diferentes geometrias com que ocorrem e suas relações estratigráficas sugerem que se tratam de depósitos de fluxo de detritos relativamente proximais, associados ou não a canais.

III.5.6. Sistema de plataforma carbonática barrada

O Sistema de plataforma carbonática barrada é constituído por depósitos da Formação Bocaina, Grupo Corumbá e da transição entre a Formação Urucum, do Grupo Jacadigo, e a referida unidade. Esses depósitos podem ser observados na maior parte da área periférica ao Maciço do Urucum. Ocorrem especificamente na porção sul da área urbana de Corumbá, na Morraria do Taquaral, nas morrarias do arco meridional ao maciço, na Morraria do Zanetti e nos morros a leste do Maciço do Urucum (figuras 1, 18, 81, 82 e 84).

Além dessas áreas são relevantes para o contexto paleogeográfico as ocorrências nos morros das margens do Rio Paraguai desde a ponte da BR-262, localidade de Porto Morrinhos, até o Morro do Conselho, 23,5km a SW em linha reta. Os depósitos atribuídos ao sistema deposicional de plataforma carbonática barrada, foram classificados em 2 associações de fácies: uma de rampa carbonática e outra de recife estromatolítico. Ambas compreendem calcarenitos, calcirruditos e estromatólitos.

Figura 65. Camada tabular de pelito muito arenoso com níveis de pelitos puros na topo (F23), encerrada em formação ferrífera (F18).

Figura 66. Intraclasto de *mud-ironstone* em arenito argiloso da fácies F23.

Figura 67. Lentes clásticas intercaladas em formações ferríferas.
Notar suas geometrias delgadas e compridas com bases
acanaladas e topos retos a suavemente irregulares (F24).

Figura 68. Camadas tabulares decimétricas de litotipos da fácies F24.
A fácies apresenta séries com gradação normal, no entanto com seixos esparsos
no topo e no meio. Notar separações das séries por níveis de *mud-ironstones*.

Figura 69. Camada tabular da fácies F24 com matações graníticos planares.

Figura 70. Aproximação da área assinalada com um círculo tracejado vermelho na figura anterior. Notar a aparente gradação entre granodecrescência ascendente e granocrescência ascendente (gradações normal e inversa) na camada.

Figura 71. Lente de conglomerado com base plana e topo convexo (F24) encerrada por *mud-ironstones*.

Figura 72. Lentes amalgamadas de conglomerados com gradação normal (F24). Ocorrem seixos e calhaus esparsos por toda a espessura das lentes.

Figura 73. Corpos alongados de conglomerados mapeados na mina subterrânea de manganês de São Domingos. Modificado de Möller (2004).

III.5.6.1. Associação de fácies de rampa carbonática (AF VIa)

Compõem a associação de fácies de rampa carbonática barrada *grainstones* com laminação cruzada (F25) e *boundstones* (F26). A fácies F25 compreende *grainstones* intraclásticos impuros a *grainstones* oolíticos e/ou peloidais com laminações cruzadas por corrente. Os *grainstones* impuros apresentam granulação predominantemente fina a média, podendo localmente ocorrer grossa. Nessa variedade observa-se padrão de afinamento e espessamento de séries (*pinch n' swell*) e mergulhos opostos de laminação cruzada numa mesma série ou conjunto (figura 74). Também é possível observar brechas intraformacionais associadas e possíveis *teepees* (figura 75). Essa fácies ocorre em sucessões com espessuras decamétricas em que as estruturas descritas passam a laminações cruzadas de baixo ângulo e vice-versa.

A variedade de *grainstones* oolíticos e/ou peloidais frequentemente apresenta-se grossa a muito grossa e em afloramentos muito alterados, principalmente por recristalização e/ou silicificação, amplamente distribuídos na área estudada. Devido à qualidade dos afloramentos é incomum observar estruturas sedimentares nessa variedade da fácies F25. *Boundstones* da fácies F26 compreendem estromatólitos estratiformes e bulbosos. Ocorrências podem ser observadas no sul do Morro do Puga (Freitas 2006b) e a sul de Corumbá assentados diretamente sobre o embasamento (Zaine 1991).

III.5.6.1.1. Interpretação da associação de fácies VIa

Grainstones com laminação cruzada da fácies F25 são interpretados como depósitos de rampa carbonática retrabalhados por correntes unidirecionais e por ondas. As brechas intraformacionais e possíveis *teepees* sugerem um contexto sedimentar de afinidade evaporítica, supostamente uma condição lagunar protegida em que altas taxas de evaporação causariam a cristalização de sais. Os *grainstones* oolíticos e estromatólitos estratiformes e bulbosos ocorrem pouco acima na sucessão carbonática da associação de fácies VIa. São interpretados como depósitos de antepraia superior a face praial em contexto de rampa carbonática.

III.5.6.2. Associação de fácies de recife estromatolítico (AF VIb)

Essa associação de fácies tem sua maior expressão em afloramento na margem oeste do Rio Paraguai na localidade de Porto Morrinhos. Ali ocorrem principalmente fácies de *boundstones* (F26) e de *rudstones* intraclásticos (F27). Esses *boundstones* compreendem estromatólitos bulbosos, colunares e dômicos com dimensões métricas (figuras 76 a 79). Os últimos estão associados à *rudstones* intraclásticos, aparentemente maciços e, comumente,

Figura 74. *Grainstones* da fácies F25 com laminações cruzadas por ondas. Notar padrões *pinch n' swell* e foresets com mergulhos opostos (setas).

Figura 75. *Grainstones* da fácies F25 brechados e com possíveis *teepees* (setas).

Figura 76. Estromatólitos bulbosos da fácies F26.

Figura 77. Estromatólitos colunares da fácies F26.

Figura 78. Estromatólitos dômicos da fácies F26 com *rudstones* intraclásticos associados.

Figura 79. Aproximação da figura anterior mostrando detalhes dos estromatólitos dômicos da fácies F26.

desorganizados. Ocorrem em diversas faixas granulométricas, de grânulos a calhaus. Por vezes exibem-se em camadas decimétricas tabulares na escala de observação disponível.

III.5.6.2.1. Interpretação da associação de fácies VIb

Estromatólitos dômicos de dimensões métricas são interpretados como os principais constituintes de recife estromatolítico da região de Porto Morrinhos. Subordinadamente ocorrem estromatólitos bulbosos e colunares, estratigraficamente acima ou em continuidade lateral (figura 80). Essas variedades de microbialitos foram interpretadas como representantes da variação lateral na estrutura do recife e também de modificações da espessura de lâmina d'água ao longo do intervalo registrado. Rudstones intraclásticos da fácies F27 foram interpretados como depósitos de *talus* de recife e também referentes à desestabilização de declives, provavelmente no contexto da antepraia inferior.

Figura 80. Seção esquemática da exposição de Porto Morrinhos, interpretada como predominantemente composta por recife estromatolítico.

III.6. Paleocorrentes

A análise de paleocorrentes realizada na área de exposição do Grupo Jacadigo se constituiu num importante elemento não só para a caracterização de paleogeografias, mas também para a interpretação do estilo tectônico da bacia sedimentar em que se depositaram as rochas estudadas, além de sua estrutura, orientação e relação com o contexto geotectônico regional.

Com a análise de paleocorrentes foi possível verificar se as estruturas geológicas atuais do Maciço do Urucum têm correspondência com a sedimentação do Grupo Jacadigo, uma vez que os padrões de paleocorrentes aluviais têm relação direta com as margens e, portanto, com a forma original da bacia. Para tal análise foram coletados dados de paleocorrentes a partir de estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte, estratificações cruzadas de baixo ângulo, imbricação de clastos e orientação de canais mapeados em mina subterrânea de manganês.

Nas sucessões interpretadas como depósitos de sistemas de leques aluviais foram adquiridos dados de paleocorrentes a partir de medidas realizadas em lentes isoladas de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas da fácies F4 (figura 35). Os vetores médios de paleofluxo obtidos apontam para os sentidos N52, N44 e N97, tendo sido os dois primeiros logrados junto à seção 01.MZ.07 e o último junto à seção 03.MZ.07 (figuras 81, 82 e 86).

Também em depósitos de leques aluviais, ocorrem seixos planares imbricados na seção 04.MZ.08. Esses clastos associados à fácies F3 apresentam disposição a(p)a(i) (figura 33), com sentido de paleofluxo para N15. A dispersão verificada e a associação de fácies da qual provém são compatíveis com os ângulos de expansão de 100° a 180° de leques aluviais com área fonte entre SW e S.

Em seção da Morraria São Domingos (01.SD.06) depósitos da associação de fácies de canais dominados por carga de fundo forneceram vetores médios de sentido de paleofluxo para N298 e N285 (figuras 81, 83 e 86). Esses dados foram medidos respectivamente em estratificações cruzadas acanaladas da fácies F4 que nessa associação ocorre como elemento arquitetural interpretado como barra arenosa longitudinal. Os dados obtidos indicam escoamento do sistema fluvial interpretado para WNW.

No Morro do Urucum foi observada exposição com pouco mais de 2m de espessura em que matacões do embasamento granítico adjacente encontram-se com seus eixos 'a' orientados horizontalmente segundo direção aproximada E-W (figura 31). Tal orientação de matacões é descrita em leques aluviais recentes (Blair 1999 a e b) onde esses clastos alinham-se transversalmente ao declive devido ao seu mecanismo de transporte por rolamento. Dessa forma a ocorrência descrita sugere direção de transporte aproximada N-S para processos gravitacionais interpretados como associados a escarpas de falha.

Sobrejacente aos depósitos fluviais e de leques aluviais ocorrem arenitos mistos siliciclásticos e aloquímicos da associação de fácies litorânea do corpo d'água principal. Esses arenitos apresentam estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo que forneceram algumas poucas medidas de paleocorrente. Para essas medidas o sentido do vetor médio calculado foi N117 (figuras 81, 83 e 87). Tal sentido é interpretado como correspondente a deriva litorânea atuante na antepraia do corpo d'água principal.

Associados aos depósitos de manganês lavrados na mina subterrânea de São Domingos foram mapeados corpos alongados de conglomerados (Möller 2004) (figuras 73 e 87). Esses conglomerados foram interpretados como canais preenchidos por depósitos de fluxo de detritos arenosos. Suas orientações fornecem as direções N37 a N53, interpretadas como direções de transporte associadas à sedimentação no sistema deposicional do corpo d'água principal.

Matacões com imbricação a(t)b(i) e ocorrência supostamente associada a canal no contexto das formações ferríferas bandadas do Grupo Jacadigo complementam a informação obtida nas galerias da mina supracitada (figuras 64 e 87). Seus sentidos de mergulho para NW indicam sentido de paleofluxo para N160. Esse dado e as direções referidas acima são coerentes com a inferência de área fonte dos sedimentos terrígenos intercalados na Fm. Banda Alta a norte do Maciço do Urucum.

Por fim foram obtidos dados de paleocorrentes em laminações cruzadas de carbonatos da transição entre as formações Urucum e Bocaina. O vetor médio calculado foi N161, no entanto a grande dispersão observada é atribuída à possível origem das estruturas por fluxo oscilatório. Dessa maneira a direção normal a concentração NNE-SSW das medidas realizadas (figura 88) é interpretada como referente à direção da linha de costa do contexto de rampa carbonática interpretado para a fácies F25.

III.7. Discussão: Evolução da Bacia Jacadigo

Diversos autores reconheceram o caráter distensivo da tectônica formadora relacionada à deposição do Grupo Jacadigo (Jones 1985, Boggiani 1998, Dardenne 1998, Trompette *et al.* 1998, Walde & Hagemann 2007). No entanto no trabalho de Trompette *et al.* (1998) é apresentada proposta mais específica no que diz respeito a estrutura da bacia sedimentar, sua orientação e relacionamento com o contexto geotectônico regional.

Esses autores assumiram que falhas de direção aproximada NE-SW, de grande expressão geomorfológica no Maciço do Urucum, foram delimitadoras e responsáveis pela geração de espaço de acomodação da bacia sedimentar em que se depositou o Grupo Jacadigo. A interpretação de uma estruturação NE-SW para estruturas formadoras da bacia implica numa distensão NW-SE que Trompette *et al.* (1998) associaram a flexura supostamente desenvolvida na frente de napes da Faixa Brasília.

A análise de paleocorrentes e as interpretações do estilo de preenchimento e da distribuição dos sistemas deposicionais realizadas durante o presente trabalho possibilitaram a confirmação do caráter distensivo da tectônica formadora do Grupo Jacadigo. Bem como a inferência de uma orientação WNW-ESE para a falha mestra, e consequentemente para a orientação da bacia de tipo *rift* em que se depositou essa unidade. Sugere-se sua referência como Bacia Jacadigo em detrimento da designação *graben* de Corumbá (Trompette et al. 1998) devido às redefinições propostas a seguir e à precedência, tanto cronoestratigráfica quanto histórica, de Jacadigo sobre Corumbá.

III.7.1. Preenchimento

Foram interpretados com base nos levantamentos sedimentológicos e estratigráficos (figuras 81 a 84) 6 sistemas deposicionais, em parte contemporâneos e em parte sucessivos ao longo da evolução da Bacia Jacadigo. O primeiro estágio do preenchimento da bacia é composto por sistemas deposicionais siliciclásticos essencialmente continentais. Nesse estágio o desenvolvimento de sistemas de leques aluviais se deu em resposta à formação de escarpas de falhas. Concomitantemente houve deposição em sistemas deposicionais lacustre e fluvial entrelaçado.

Evidências da ocorrência de falhas segmentadas, com depocentros isolados associados, corroboram com a inferência de trato tectônico de iniciação de *rift sensu* Prosser (1993) para os sistemas deposicionais siliciclásticos da Formação Urucum. A superfície transgressiva relacionada aos depósitos aloquímicos da associação de fácies litorânea do corpo d'água principal é interpretada como início do trato tectônico de clímax do *rift* cuja maior expressão se dá durante a deposição das formações ferríferas bandadas da Formação Banda Alta. Seus depósitos representam a maior taxa de subsidência e a intensificação da entrada de fluidos de afinidade hidrotermal na bacia.

A transposição dos limites do *rift* interpretada pela ocorrência da associação de fácies de rampa carbonática assentada diretamente sobre o embasamento, a sul da borda da bacia e, dessa forma, sobre a lapa (*footwall*) da falha mestra, indica o estabelecimento do trato tectônico de pós-*rift*. Fácies evaporíticas e de antepraia com ampla distribuição evidenciam forte redução da taxa de subsidência, provavelmente relacionada à transição do tipo de subsidência de mecânica para termal (figura 85).

Figura 81. Localização das colunas estratigráficas levantadas nesse trabalho. Sua designação é composta por número do(s) ponto(s).localidade.ano do levantamento. MU - Morro do Urucum; SD - Morraria de São Domingos; TA - Morraria do Taquaral; MZ - Morraria do Zanetti; MP - Morraria Pelada; SJ - Morraria do Sajutá; RA - Serra do Rabicho; COMIN - Corumbá Mineração.

S.T.

Figura 82. Colunas estratigráficas levantadas na Morraria do Zanetti. AF Ia – Associação de fácies de leques aluviais dominados por enchente em lençol; AF Ib – Associação de fácies de leques aluviais dominados por fluxo de detritos; AF IIa – Associação de fácies costeira lacustre; AF IIb – Associação de fácies de costa afora lacustre; AF IIc – Associação de fácies de fluxos gravitacionais lacustres; AF IIIa – Associação de fácies de canais dominados por carga de fundo; AF IVa – Associação de fácies litorânea do corpo d'água principal; AF IVb – Associação de fácies de costa afora do corpo d'água principal; AF IVc – Associação de fácies de escorregamentos deslizamentos e degradação de escarpa de falha; AF Va – Associação de fácies de fluxos gravitacionais distais; AF Vb – Associação de fácies de fluxos gravitacionais proximais; AF VIa – Associação de fácies de rampa carbonática; S.I. – Superfície de Inundação; S.T. – Superfície transgressiva; T.I.R. – Trato tectônico de iniciação do *rift*; T.R.C. – Trato tectônico de clímax do *rift*; T.P.R. – Trato tectônico de pós-*rift*.

Figura 83. Colunas estratigráficas levantadas na região central do Maciço do Urucum. Legendas e siglas idem figura 82.

Figura 84. Colunas estratigráficas levantadas a sul e a norte do Maciço do Urucum, respectivamente sobre a lapa e a capa da falha mestra interpretada. Legendas e siglas idem figura 82.

S

N

1. Trato tectônico de iniciação do *rift*. Sistemas deposicionais de leques aluviais e lacustres em depocentros isolados.

2. Trato tectônico de iniciação do *rift* em estágio mais avançado com captura de drenagens relativamente mais maduras e desenvolvimento de sistema fluvial axial.

3. Trato tectônico de clímax do *rift*. Instalação do sistema deposicional do corpo d'água principal em resposta à intensificação da atividade tectônica e consequente incremento da taxa de subsidência.

4. Trato tectônico de pós-*rift*. Transição da subsidência mecânica para subsidência térmica com consequente transposição dos limites do *rift* por sistema deposicional de plataforma carbonática protegida.

Figura 85. Modelo bidimensional da evolução tectono-sedimentar da Bacia Jacadigo.

Na fase de iniciação do *rift* a distribuição dos sistemas deposicionais siliciclásticos e seus padrões de paleocorrentes configuram um sítio deposicional limitado por falhas e alongado segundo a direção WNW-ESE: sistemas de leques aluviais, intrinsecamente relacionados a escarpas de falhas, com sentidos de construção para NNW a E, e áreas fonte a sul, ocorrem a sudeste e sul da região central do Maciço do Urucum (figuras 81, 82 e 86). Provavelmente a N-NE dos depósitos de leques aluviais, e axial ao sítio deposicional, ocorre o sistema fluvial entrelaçado com sentido de escoamento para WNW e área fonte a ESE (figura 86).

Superfícies de inundação referentes à base de sucessões de depósitos de fluxos gravitacionais lacustres (fácies F13) retrabalhados por ondas (fácies F7) podem corresponder a um incremento na taxa de subsidência com possível formação de falha mestra (figura 83). Tal possibilidade implicaria na persistência dos sistemas deposicionais siliciclásticos continentais desde o estágio de iniciação do *rift* até o início do estágio de clímax do *rift*. No entanto, frente aos dados obtidos, não foi possível correlacionar essas superfícies em diferentes regiões da Bacia Jacadigo (figuras 82 e 83).

Dessa maneira a sucessão dos sistemas siliciclásticos por sistema deposicional predominantemente aloquímico de contexto litorâneo configuraria a superfície transgressiva que marca o início da fase clímax do *rift* de maneira mais segura (figura 83). Nessa fase, forte incremento na taxa de subsidência seria responsável pela instalação do corpo d'água principal associado ao consequente aumento da atividade hidrotermal. O corpo d'água principal foi assim designado devido à grande expressão de seus depósitos essenciais cuja formação foi associada ao desenvolvimento de uma quimioclina relacionada à estratificação de espessa lâmina d'água.

Fisiograficamente o corpo d'água principal seria constituído de uma linha de costa setentrional, no lado da capa (*hanginwall*), marcada por faixa de depósitos aloquímicos, formações ferríferas granulares, retrabalhados por ondas causadas por ventos e dispostos sobre plataforma siliciclástica aluvial conglomerática. No sentido de costa afora ocorreriam extensas áreas dominadas por sedimentos de aspecto reológico pelítico referentes a depósitos sedimentares de manganês e/ou formações ferríferas bandadas, essas predominantes temporal e espacialmente no contexto descrito (figura 87).

Os sedimentos químicos/bioquímicos estariam sujeitos ao aporte de sedimentos clásticos por fluxos de detritos e correntes de turbidez, além de processos de desestabilização de taludes provavelmente detonados por sismos. Canais incisos trariam material siliciclástico da plataforma aluvial da capa e também sedimentos aloquímicos para regiões profundas da bacia, respectivamente conduzindo os fluxos gravitacionais supracitados ou formando lentes de *grain-ironstones* retrabalhadas por correntes de fundo.

Suposto padrão progradacional das intercalações clásticas desse contexto, atribuídas a fluxos gravitacionais, implicaria em desaceleração da taxa de subsidência (Blair 1988) em direção ao topo da Formação Banda Alta. No entanto a queda acentuada dessa taxa,

indicativa da sucessão do processo tectônico mecânico por processo tectônico termal no controle da subsidência e início do trato tectônico de pós-*rift*, é representada pela instalação de uma plataforma carbonática barrada com transposição dos limites da Bacia Jacadigo.

A instalação desse sistema deposicional se dá de forma gradativa entre termos carbonáticos das formações Urucum e Bocaina na margem setentrional da bacia, sobre a capa da falha mestra. Dessa forma os depósitos de afinidade evaporítica referentes à base dessa transição, mesmo que assentados sobre as ombreiras do *rift*, foram considerados como pertencentes ao Grupo Jacadigo. A sucessão por *grainstones* predominantemente oolíticos e estromatólitos foi considerada como pertencente ao Grupo Corumbá. A distribuição espacial das associações de fácies na área estudada somada com os dados de paleocorrentes disponíveis permitiu a interpretação de uma fisiografia de golfo orientado paralelamente a Bacia Jacadigo com disposição normal de recife estromatolítico a ESE (figura 88).

Com base nas interpretações dos estilos de preenchimento e dos tratos tectônicos da Bacia Jacadigo, os depósitos do Morro do Puga foram interpretados como referentes à fase de iniciação do mesmo *rift* em que se depositou o Grupo Jacadigo. A deposição dos diamictitos da Formação Puga e carbonatos sobrejacentes são atribuídas nesse trabalho a sistemas de leques aluviais e lacustres atuantes num depocentro isolado da Bacia Jacadigo (figuras 85 e 86). São recobertos por *grainstones* oolíticos e estromatólitos da Formação Bocaina representantes da fase pós-*rift*. Os carbonatos sotopostos aos litotipos da Formação Bocaina compreendem *mudstones* laminados com textura micropetrográfica grumosa (Freitas 2006b) e margas a calcarenitos finos (Maciel 1959).

Dessa forma reitera-se seu contexto lacustre com possível influência de deposição bioinduzida por comunidades de microorganismos na transição para costa afora, ou seja, águas mais profundas. A assinatura isotópica desses *mudstones* e sua relação estratigráfica com os diamictitos foram interpretadas por diversos autores como referentes a contextos glaciais extremos (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002). No entanto a luz dos resultados aqui apresentados sugere-se que essa assinatura isotópica seja relacionada à suposta contribuição de isótopos de carbono por fontes hidrotermais. Tais conclusões afetam o significado da Formação Puga em sua seção tipo, e consequentemente a coerência de sua extensão aos depósitos rudáceos presentes na Faixa Paraguai em seus segmentos norte e sul.

Parâmetros paleocorrentes

1. N=13; FC=0,57; VM=97; DP=60,32
2. N=26; FC=0,74; VM=48; DP=50,5
3. VM=15
4. N=30; FC=0,74; VM=291; DP=47,13

Figura 86. Modelo paleogeográfico da fase inicial do *rift* baseado na análise integrada de fácies e paleocorrentes. Parâmetros de paleocorrentes: N - Número de medidas; FC - Fator de consistência; VM - Vetor médio; DP - Desvio Padrão.

Figura 87. Modelo paleogeográfico da fase clímax do *rift* com instalação do corpo d'água principal na Bacia Jacadigo.

Figura 88. Modelo paleogeográfico da fase pós-*rift* relacionada ao desenvolvimento de uma plataforma carbonática barrada por recife estromatolítico.

III.7.2. Controles deposicionais das formações ferríferas e manganésíferas

Dentro do sistema deposicional do corpo d'água principal, o desenvolvimento de extensas lentes de formações manganésíferas seria função da concentração relativa desse elemento e das variações do potencial de redução (Eh) e do potencial de hidrogênio iônico (pH), num meio aquático influenciado por grande volume de fluidos hidrotermais complexos. A deposição das formações manganésíferas se daria com a constituição de concentrações críticas de Mn e transposição da quimioclina por esses fluidos enriquecidos.

Considerando que a quimioclina compreenda certa espessura da lâmina d'água, referente a uma zona de transição entre as características físico-químicas inferiores e superiores do corpo d'água estratificado, em sua parte superior ocorreria a precipitação predominante de Mn com Fe, Si e outros elementos subordinados. Na parte inferior da quimioclina ocorreria precipitação de géis complexos de Fe e Si. Dadas as proporções desses elementos nos depósitos estudados é de se esperar uma proporção de Mn bem inferior as de Fe e Si para os fluidos hidrotermais fonte desses elementos.

Dessa maneira o processo descrito levaria ao empobrecimento da água em Mn de modo que com o seu esgotamento ocorreria precipitação de Fe e Si em toda a espessura da quimioclina. Nova concentração crítica de Mn provavelmente seria favorecida por aumento da atividade hidrotermal, supostamente relacionada a aumento da atividade tectônica com consequente aprofundamento do corpo d'água principal. No entanto as camadas de formações manganésíferas ocorrem associadas à progradação do sistema costeiro e inferido arrasamento do corpo d'água. Assim, durante os picos de atividade tectônica e hidrotermal continuaria a precipitação de Fe e Si, de modo que a solução adequada à precipitação de Mn só estaria saturada após esses eventos e durante os arrasamentos interpretados (figuras 89).

As considerações apresentadas esboçam um modelo de deposição de Mn em que a precipitação desse elemento se daria durante fases de quiescência tectônica relativa, com consequente arrasamento do corpo d'água. O enriquecimento em Mn ocorreria entre os períodos de quiescência. É provável que a intensificação do enriquecimento em Mn associada aos picos de atividade tectônica seja diluída pelo consequente aumento do volume de água associado à grande geração de espaço de acomodação. Com o arrasamento subsequente seria atingida a concentração crítica de Mn.

A diminuição da extensão e da espessura das camadas de formações manganésíferas em direção ao topo do Grupo Jacadigo é atribuída a empobrecimento da fonte hidrotermal em Mn. A ocorrência de depósitos relativamente espessos de *chert* laminado no topo do Grupo Jacadigo, conforme reportado por Haralyi e Barbour (1974), foi interpretada por esses autores como correspondentes aos estágios finais de deposição da Formação Banda Alta.

Essa ocorrência indica empobrecimento em Fe da suposta fonte hidrotermal dos depósitos químicos/bioquímicos do Grupo Jacadigo.

III.7.3. Implicações para o contexto geotectônico regional, para o Neoproterozóico e para as formações ferríferas

O Maciço do Urucum, área central de exposições do Grupo Jacadigo foi posicionado por diversos autores na região de intersecção das faixas Chiquitos-Tucavaca e Paraguai norte e sul (Jones 1985, Haralyi & Walde 1986, Trompette et al. 1998). Sua origem e deformação foram relacionadas àquelas da Faixa Paraguai. No entanto os resultados obtidos no presente estudo permitiram interpretar uma orientação WNW-ESE para a bacia do tipo *rift* em que se depositou o Grupo Jacadigo. Tal orientação se dá em continuidade ao lineamento sul da Faixa Chiquitos-Tucavaca (figura 90).

Dessa forma a Bacia Jacadigo teve interpretada afinidade estrutural com a Faixa Chiquitos-Tucavaca. A orientação WNW-ESE dessa entidade geotectônica foi interpretada como herança da tectônica formadora de bacias tipo *rift* neoproterozóicas, anorogênicas, provavelmente relacionadas à fragmentação do supercontinente Rodínia (Dalziel 1995 e 1997). Sua deformação se deu em consonância com a deformação da Faixa Paraguai. Em resposta a esforços compressivos dirigidos para NW estruturou-se o braquianticlinal do Urucum (figura 18), com eixo maior NE-SW, paralelo às principais falhas normais e cavalgantes internas a estrutura interpretada nesse trabalho.

Com base nessas conclusões a junção tríplice interpretada por Jones (1986) para a região do Maciço do Urucum foi reposicionada a leste. Assim o suposto alto estrutural referente à intumescência astenosférica esperada para o ponto central da junção tríplice interpretada, corresponderia ao atual baixo topográfico adjacente a região do Maciço do Urucum (figura 90). A ocorrência de espessas formações ferríferas na Bacia Jacadigo poderia então ter sido influenciada pela proximidade de tal intumescência, foco inicial do afinamento crustal propagado para WNW, NNW e SSE.

Ocorrências menos expressivas de formações ferríferas na região de Santo Corazón, Bolívia (Litherland *et al.* 1986), e na Serra da Bodoquena (Piacentini *et al.* 2007) poderiam, da mesma forma, ser atribuídas à sua maior distância da junção tríplice, supostamente soerguida por plumas mantélicas (Burke & Dewey 1973). A ocorrência das maiores espessuras de formações ferríferas do Grupo Jacadigo junto ao lineamento sul da Faixa Chiquitos-Tucavaca e a posição setentrional em relação a essa faixa dos depósitos ferruginosos do Grupo Boqui na região de Santo Corazón também poderiam ser atribuídas a inversão de depocentros num presumível sistema de rifts, de forma análoga a do *rift* do Tucano no estado da Bahia (figura 90) (Magnavita *et al.* 2003).

1. Fase de quiescência tectônica e consequente rebaixamento, relativos, do nível d'água.

2. Continuação da fase quiescente com progradação dos BIFs e GIFs. Fim da deposição de Mn devido ao empobrecimento do corpo d'água nesse elemento.

3. Fase tectonicamente ativa, com consequente subida relativa do nível d'água e entrada de fluidos hidrotermais enriquecidos em Fe, Mn e Si. Retrogradação dos BIFs e GIFs.

4. Fase quiescente posterior com rebaixamento do nível d'água relativo resultando no atingimento de concentração crítica de Mn e sua precipitação.

5. Continuação da fase quiescente anterior com progradação dos BIFs e GIFs. Fim da deposição de Mn devido ao empobrecimento do corpo d'água nesse elemento.

Seções detalhadas dos intervalos manganíferos basais da Formação Banda Alta.

Figura 89. Modelo tectono-estratigráfico de formação de depósitos sedimentares de Mn no contexto da Formação Banda Alta do Grupo Jacadigo.

Figura 90. Interpretações do contexto geotectônico regional. A estrutura formadora interpretada para a Bacia Jacadigo ocorre em continuidade ao lineamento meridional da Faixa Chiquitos-Tucavaca. Foram inferidos também um depocentro relacionado ao lineamento setentrional, na região de Santo Corazón, e uma posição oriental, em relação ao Maciço do Urucum, para a suposta junção tríplice dos contextos distensivos iniciais das faixas Paraguai e Chiquitos-Tucavaca. Em azul estão representados, em dois tempos, os supostos limites da sedimentação carbonática do Grupo Corumbá, referente à fase pós-*rift* da Bacia Jacadigo. Suspeita-se que tal invasão marinha se processou de leste para oeste.

Dessa maneira os depósitos de formações ferríferas e de carbonatos sobrejacentes a ruditos expostos na área estudada tiveram sua origem interpretada como resposta da sedimentação à tectônica. Elementos tradicionalmente relacionados à influência glacial no neoproterozóico (e.g. diamictitos, matacões com dimensões desproporcionais isolados em depósitos de sedimentos finos, formações ferríferas, assinatura isotópica de carbonatos sobrejacentes a diamictitos) foram aqui interpretados como produtos do contexto tectônico formador da Bacia Jacadigo. A ausência de evidências incontestes de influência glacial como seixos e pavimentos estriados e proveniência característica de grandes extensões cobertas por geleiras corrobora essa conclusão.

O sistema deposicional interpretado para as formações ferríferas não exclui a possibilidade de um contexto lacustre para esses depósitos. Ainda assim as características das formações ferríferas do Grupo Jacadigo aproximam o estudo de formações ferríferas neoproterozóicas e paleoproterozóicas. Suas espessuras, distribuição de fácies sedimentares, interpretações de origem hidrotermal dos seus principais elementos constituintes e de deposição em coluna d'água estratificada são equivalentes àquelas de formações ferríferas paleoproterozóicas.

Dessa forma a interpretação das circunstâncias favoráveis a gênese dos depósitos de ferro e manganês do Grupo Jacadigo associado à atividade de pluma mantélica, em contexto de junção tríplice, sustenta um modelo essencialmente tectônico para origem, deposição e preservação de *BIFs*. A variação dos volumes preservados durante o Proterozóico estaria então fortemente vinculado à conformação de contextos tectônicos geradores de bacias famintas associadas a plumas mantélicas. Tal variação também seria influenciada pela evolução da atividade mantélica ao longo do éon Proterozóico. Sua evolução provavelmente compreenderia resfriamento e diferenciação do contexto mantélico (Isley 1994, Kump & Seyfried 2005), cuja consequência poderia ser a diminuição da frequência e da intensidade de processos associados a plumas, além de mudanças composicionais (Canfield 1998, Kump & Seyfried 2005).

Refinamentos das conclusões propostas no presente trabalho poderiam compreender detalhamentos geocronológicos do embasamento do Grupo Jacadigo no Maciço do Urucum, principalmente para o granito Urucum e para as intrusivas Taquaral. Observações de diques a NW do maciço mostraram sua estruturação segundo direções subparalelas a W-E, atribuíveis a tectônica WNW-ESE formadora da Bacia Jacadigo. Estudos isotópicos comparados do Complexo Ígneo de Rincón Del Tigre e dos depósitos químicos/bioquímicos do Grupo Jacadigo também poderiam fornecer novos elementos para a confecção de modelos geotectônicos regionais e de suprimento de Fe, Si e Mn por fontes hidrotermais. Esse complexo compreende uma espessa intrusão máfica/ultramáfica acamadada, aflorante a pouco mais de 100km a noroeste de Corumbá. Foi datado em 993 ± 139 MA e apresenta abundantes veios e *pods* de sílica opalina marrom avermelhada e jaspe vermelho

(Litherland *et al.* 1986). Estruturas semelhantes foram observadas no embasamento e em conglomerados basais do Grupo Jacadigo.

Estudos de proveniência comparada entre as rochas siliciclásticas aflorantes no Morro do Puga e as rochas da Formação Urucum configurariam importante contribuição a geologia da Faixa Paraguai. Por fim, a abordagem sedimentológica e estratigráfica detalhada de depósitos proterozóicos com caráter sedimentar preservado apresenta importantes implicações para os modelos de evolução do planeta nos intervalos pré-cambrianos, tanto como fontes diretas de evidências de processos geológicos quanto como alicerce para estudos geoquímicos.

IV. CONCLUSÕES

Com base em levantamentos sedimentológicos e estratigráficos detalhados realizados na região do Maciço do Urucum e áreas adjacentes foi interpretada a deposição do Grupo Jacadigo numa bacia *rift*, de orientação WNW-ESE, referida como Bacia Jacadigo. Seu preenchimento foi dividido em 6 sistemas deposicionais, parte sincrônicos, parte anacrônicos, correspondentes a 3 estágios, ou tratos tectônicos principais, da evolução da bacia.

Os sistemas deposicionais interpretados para os depósitos do Grupo Jacadigo foram: (I) sistemas de leques aluviais com deposição relacionada às bordas da bacia; (II) sistema lacustre; (III) sistema fluvial entrelaçado; (IV) sistema de corpo d'água principal; (V) sistema de fluxos gravitacionais subaquáticos; e (VI) sistema de plataforma carbonática. Esse último representante da transição entre os grupos Jacadigo e Corumbá.

O primeiro estágio, de iniciação do *rift*, compreende os sistemas deposicionais siliciclásticos continentais referentes à Formação Urucum. Nesse estágio sistemas de leques aluviais relacionados a escarpas de falha ocorrem interdigitados a sistemas fluviais axiais e lacustres. Seus depósitos ocorrem sotopostos a depósitos litorâneos aloquímicos constituintes da Formação Córrego das Pedras, de ampla distribuição na bacia. A transição entre os sistemas siliciclásticos continentais para sistemas deposicionais predominantemente aloquímicos e químicos/bioquímicos, por brusca mudança de fácies, configura uma superfície transgressiva que marca o início do segundo estágio – o clímax do *rift*.

O clímax do *rift* é caracterizado por grande incremento na taxa de subsidência da bacia, de modo que a geração de espaço de acomodação ultrapassa a capacidade de preenchimento do aporte sedimentar, resultando em bacias famintas. Dessa maneira o clímax do *rift* Jacadigo é materializado pelas grandes espessuras e monotonia das formações ferríferas bandadas da Formação Banda Alta. Os *BIFs* e depósitos de manganês do Grupo Jacadigo foram interpretados como depósitos de costa afora do corpo d'água

principal da bacia. Suas gêneses estariam ligadas a intensificação da entrada de fluidos hidrotermais na bacia vinculada ao aumento da atividade tectônica, característico da fase em que se depositaram essas rochas.

O sistema deposicional de plataforma carbonática barrada é representante do terceiro estágio, o trato tectônico de pós-*rift*, em que ocorre a transição do Grupo Jacadigo para o Grupo Corumbá. A transição litoestratigráfica compreende a transição faciológica entre depósitos de antepaia com componentes evaporíticos e/ou siliciclásticos subordinados para depósitos de antepaia, estromatólitos associados e recifes estromatolíticos aflorantes em Porto Morrinhos.

Dessa maneira é corroborado o significado geodinâmico para os Grupos Jacadigo e Corumbá, sugerido por Boggiani (1998) e Dardenne (1998), em que o primeiro é representante do preenchimento de fase de subsidência mecânica e o segundo, nas regiões de Corumbá, do Maciço do Urucum e áreas adjacentes, representa o preenchimento da fase de subsidência térmica. Outra unidade também teve seu significado influenciado pela presente pesquisa: a Formação Puga. Nesse trabalho os depósitos da sua seção tipo no Morro do Puga foram interpretados como diamictitos de leques aluviais pertencentes à fase de iniciação do *rift* cujo desenvolvimento configurou a Bacia Jacadigo.

Também foram distinguidos elementos da tectônica deformadora das rochas neoproterozóicas aflorantes na região de Corumbá, do Maciço do Urucum e adjacências, daqueles referentes à tectônica formadora da Bacia Jacadigo. Foi proposta uma estrutura braquianticlinal de eixo maior NE-SW paralelo as principais falhas e eixos de dobras presentes na região supracitada. Enquanto a orientação das estruturas tectônicas formadoras da bacia apresenta provável afinidade estrutural com a Faixa Chiquitos-Tucavaca e não com a Faixa Paraguai como previamente suposto (Trompette *et al.* 1998, Walde & Hagemman 2007).

Por fim foram destiladas implicações, a partir dos resultados alcançados, para os modelos de deposição de formações ferríferas e de mudanças climáticas extremas no Neoproterozóico. Por meio de estudos sedimentológicos e estratigráficos as rochas do Grupo Jacadigo tiveram sua origem interpretada sem nenhuma influência glacial aparente, assim como os depósitos de “diamictitos” e carbonatos do Morro do Puga. Dessa maneira as gêneses das formações ferríferas e de suposta “capa carbonática”, pilares de modelos climáticos neoproterozóicos, foram relacionadas exclusivamente à evolução de uma bacia do tipo *rift*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de 1945. Geologia do sudoeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral, DNPM, **116**: 1-118.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1946. Origem dos minérios de ferro e manganês de Urucum. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral, DNPM, **119**: 1-58.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1964. Geologia do centro-oeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral, DNPM, **215**: 1-137.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso). Brasil. *Boletim de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro, **219**: 1-96.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**(suplemento): 285-295.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1974. Antefossa do Alto Paraguai. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, RS: 3-7
- ALMEIDA, F.F.M. de 1984. Província Tocantins. In.: Almeida, F.F.M. de & Hasui, Y. 1984. O Precambriano do Brasil. Blücher Ltd. Publ., São Paulo, Brasil, 378 p.
- ALTERMANN, W. 2002. The evolution of life and its impact on sedimentation. In: *Altermann, W. & Corcoran, P.L. (Eds.): Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. IAS Spec Publ, vol. 33, Oxford, Blackwell: 15-32.
- ALVARENGA, C.J.S. AND TROMPETTE, R. 1992. Glacial influenced turbidite sedimentation in the uppermost Proterozoic and Lower Cambrian of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**: 85-105.
- ARCHER, A., BELL, R.T., THORPE, R.I. 1986. Age relationships from U-Th-Pb isotope studies of uranium mineralization in Wernecke breccias, Yukon Territory. *Canadian Geological Survey Paper*, **86-1A**: 385-391.
- BABCOCK, L.E., GRUNOW, A.M., SADOWSKI, G.R. & LESLIE, S.A. 2005. Corumbella, an Ediacaran-grade organism from the Late Neoproterozoic of Brazil. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **220** (1-2): 7-18.
- BARBOSA, A.L. M & OLIVEIRA, M.M. 1978. Ambientes de sedimentação do Grupo Jacadigo em Mato Grosso do Sul, Brasil e no leste da Bolívia. In : *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, **2**: 729-742.
- BEUKES, N. J. 1980. Suggestions towards a classification of and nomenclature for iron formation. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **83**: 285-290.
- BEUKES, N. J. 1983. Paleoenvironmental setting of iron-formations in the depositional basin of the Transvaal Supergroup, South Africa, In: Trendall A.F., Morris R.C. (eds.), *Iron-Formation: Facts and Problems*, Elsevier, New York: 131-209.
- BEUKES, N. J. 1984. Sedimentology of the Kuruman and Griquatown iron-formations, Transvaal Supergroup, Griqualand West, South Africa. *Precambrian Research*, **24**: 47-84.
- BEUKES, N.J. & GUTZMER, J. 2004. Distribution, genesis and paleoecological significance of iron formation through time. In: *"1st Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana" extended abstracts*, IGCP Project 478, 2nd Meeting, Brazil, October 2004: 6-7.
- BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. (Eds.) 2003. *Geologia, Geotectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. Brasília, CPRM, Serviço Geológico do Brasil, 692p.
- BLAIR, T. C. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, **16**: 517-520.
- BLAIR, T. C. 1999b. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, **46**: 913-940.

- BLAIR, T.C. 1999a. Sedimentology of the debris-flow dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, **46**: 941-965.
- BOGGIANI, P.C. 1998. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 181 p.
- BOOKMAN, R., ENZEL, Y., AGNON, A., STEIN, M. 2004. Late Holocene lake levels of the Dead Sea. *Geological Society of America Bulletin*, **116**: 555-571.
- BREITKOPF, J.H. 1988. Iron formations related to mafic volcanism and ensialic rifting in the southern margin zone of the Damara Orogen, Namibia. *Precambrian Research* **38**: 111–130.
- BÜHN, B., STANISTREET, I.G., OKRUSCH, M. 1992. Late Proterozoic Outer Shelf Manganese and Iron Deposits at Otjosondú (Namibia) Related to the Damara Ocean Opening. *Economic Geology*, **87**: 1393-1411.
- CANFIELD, D. E. 1998. A new model for Proterozoic ocean chemistry. *Nature*, **396**: 450-453.
- CHAUVEL, J-J & DIMROTH, E. 1974. Facies types and depositional environment of the Sokoman iron formation, central Labrador Trough, Quebec, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **4**(2): 299-327.
- CORRÊA, J.A., CORREIA FILHO, F.C.L. SCISLEWSKI, G., NETO, C.; CAVALLON, L.A., CERQUEIRA, N.L.S., NOGUEIRA, V.L. 1979. Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena. Departamento Nacional de Produção Mineral, DNPM/CPRM. Série Geologia Básica nº **3**, 111p., mapa geológico escala. 1:250 000.
- DA ROSA, A.A.S., PINHO, F.E., GHELER, W.L. 1997. Formações ferríferas no Grupo Cuiabá, Neoproterozóico (?), MT. In: *XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, *Anais*: 152.
- DALZIEL, I.W.D. 1995. Earth before Pangea. *Scientific American*, **272**: 58-63.
- DALZIEL, I.W.D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, **109**(1): 16-42.
- DARDENNE, M.A. 1998. Modelo hidrotermal sedimentar exalativo para os depósitos Fe-Mn da região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. In: *XL Congresso Brasileiro de Geologia*, *Anais*. Belo Horizonte, MG: 152-152.
- DEL'ARCO, J.O., SILVA, R.H. da, TRAPANOFF, I., FREIRE, F. A., PEREIRA, L. G. M., SOUZA, S. L., LUZ, D. S. da, PALMEIRA, R. C. B., TASSINARI, C. C. G. 1982. Folha SE-21 Corumbá e parte da Folha SE-20; geologia. *Projeto RADAMBRASIL*, Rio de Janeiro, v.**27**: 25-160.
- DIMROTH, E. & CHAUVEL, J-J. 1973. Petrography of the Sokoman iron formation in part of the central Labrador Trough, Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 111-134.
- DIMROTH, E. 1968. Sedimentary textures, diagenesis and sedimentary environments of certain Precambrian ironstones. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **130**: 247-274.
- DIMROTH, E. 1975. Paleo-environment of iron-rich sedimentary rocks. *Geologische Rundschau*, **64**(3): 751-767.
- DORR II, J.V.N. 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Bulletin of the United States Geological Survey*, **946A**: 1-47.
- DORR II, J.V.N. 1973. Iron-formation in South America. *Economic Geology*, **68**: 1005-1022.
- DOTT, R.H. 1964. Wacke, graywacke and matrix – What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, **34**: 625-632.
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*, Tulsa, AAPG Memoir. 108-121.
- DUNHAM, R.J. 1969. Early vadose silt in Townsend mound (reef), New México. In: Friedman, G.M. (ed.), *Depositional environments in carbonate rocks. Special Publication of the Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists*, Tulsa, **14**: 139-191.
- EISBACHER, G.H. 1985. Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation, and sedimentary cycles in the light of Windermere deposition, Western Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**: 231–254.

- EMBRY A.F. & KLOVAN J.V. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories, Canada. *Petroleum Geology Bulletin*, **19**: 730-781.
- EVANS, J.W. 1894. The Geology of Matto Grosso. *Geological Society of London Quarterly Journal*, **50**: 85-104.
- EWERS, W.E. & MORRIS, R.C. 1981. Studies of the Dales Gorge Member of the Brockman Iron Formation, Western Australia, *Economic Geology*, **76**: 1929-1953.
- EYLES, N. & JANUSZCZAK, N. 2004. 'Zipper-rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, **65** (1-2): 1-73.
- EYLES, N. & JANUSZCZAK, N. 2007. Syntectonic subaqueous mass flows of the Neoproterozoic Otavi Group, Namibia: where is the evidence of global glaciation?. *Basin Research*, **19**: 179-198.
- FOLK, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestones types. In: Ham, W.D. (ed.), *Classification of carbonate rocks*, Tulsa, AAPG Memoir, **1**: 62-84.
- FOLK, R.L. 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Texas, Hemphill's Book Store, 170 p.
- FREITAS, B. T., WARREN, L. V., BOGGIANI, P. C. 2007a. Caracterização sedimentológica e estratigráfica da Formação Urucum, Grupo Jacadigo (Neoproterozóico). In: *X Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2007, Diamantina. Programação e Livro de Resumos do Simpósio de Geologia do Sudeste.
- FREITAS, B. T., WARREN, L. V., BOGGIANI, P. C. 2007b. Análise de fácies da Formação Banda Alta, Grupo Jacadigo (Neoproterozóico - MS). In: *X Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2007, Diamantina. Programação e Livro de Resumos do Simpósio de Geologia do Sudeste.
- FREITAS, B.T. 2006a. Sedimentologia e estratigrafia do Grupo Jacadigo, Maciço do Urucum (MS). Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 57 p.
- FREITAS, B.T. 2006b. Caracterização Geológica da Capa Carbonática do Morro do Puga - Grupo Corumbá (Neoproterozóico III – Ediacarano), Mato Grosso do Sul. Relatório de Iniciação Científica, 50p. (não publicado).
- FRIMMEL, H.E. & GERMS, G.J.B. 2003. Geology of the external Gariep Belt and Nama Basin, South Africa/Namibia. Field Excursion Guidebook, International Geological Correlation Program project 478, Neoproterozoic-Early Paleozoic events in SW-Gondwana. Department of Geological Sciences, University of Cape Town. 55 p.
- GAIR, J.E. 1975. Bedrock geology and ore deposits of the Palmer Quadrangle, Marquette, Co., Michigan. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, **769**, 159 p.
- GAUCHER C., BOGGIANI P.C., SPRECHMANN P., SIAL A.N., FAIRCHILD T.R. 2003. Integrated correlation of Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, **20**(3-4): 241-278.
- GOODWIN, A.M. 1956. Facies relations in the Gunflint Iron Formation. *Economic Geology*, **51**: 565-595.
- GRAF Jr., J.L., O'CONNOR, E.A., LEEWEN, P. van. 1994. Rare earth element evidence of origin and depositional environment of Late Proterozoic ironstone beds and manganese-oxide deposits, SW Brazil and SE Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, **7** (2): 101-233.
- GROSS, G.A. 1959. A classification of iron deposits in Canada. *Canadian Mineralogist*, **80**(10): 87-92.
- GROSS, G.A. 1972. Primary features in cherty iron-formations. *Sedimentary Geology*, **7**: 241-261.
- GROSS, G.A. 1980. A classification of iron formations based on the depositional environments. *Canadian Mineralogist*, **18**(2): 215-222.
- GRUNER, J.W. 1922. Origin of sedimentary iron formations. The Biwabiq formation. *Economic Geology*, **17**. Urbana.
- HALVERSON, G., HOFFMAN, P.F., SCHRAG, D.P., MALOOF, A.C., RICE, A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon isotope record. *Bulletin of the Geological Society of America*, **117**: 1181-1207.
- HAMPTON, M. A. 1975. Competence of fine grained debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, **45**: 834-844.

- HAN, T. M. & RUNNEGAR, B. 1992. Megascopic eukaryotic algae from the 2.1-billion-year-old neaunee iron-formation, Michigan. *Science*, **257**(5067): 232-235.
- HARALYI, N.L.E. & BARBOUR, A. P. 1974. O estágio final da deposição da sequência ferrífera de Urucum (MT). In: *XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, RS*, 6: 205-209
- HARALYI, N.L.E. & WALDE, D.H.G. 1986. Os minerais de ferro e manganês da região de Urucum, Corumbá, Mato Grosso do Sul. In: *Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (eds.): Principais Depósitos Minerais do Brasil*, II. DNPM: 127–144, Brasília.
- HARALYI, N.L.E. 1972. Novos dados sobre a geologia da região de Corumbá (MT). *Boletim Especial 1:101, XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F. F. M. de 1970. Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo*, **19**(1): 5-26.
- HEANEY, P. J. & VEBLEN, D. R. 1991. An examination of spherulitic dubiomicrofossils in Precambrian banded iron formations using the transmission electron microscope. *Precambrian Research*, **49**: 355-372.
- HOEFS, J.G., MÜLLER, K.A., SCHUSTER, WALDE, D.H.G. 1987. The Fe–Mn ore deposits of Urucum, Brazil: an oxygen isotope study. *Chemical Geology*, **65**: 311–319.
- HOFFMAN, P.F. & SCHRAG, D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14** (3): 129-155.
- HOFFMAN, P.F., KAUFMAN, A.J., HALVERSON, G.P., SCHRAG, D.P. 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, **281**: 1342-1346.
- HOLLAND, H. D. 2005. Sedimentary Mineral Deposits and the Evolution of Earth's Near-Surface Environments. *Economic Geology*, **100**: 1489–1509
- HOPPE, A., SCHOBENHAUS, C., WALDE, D.H.G. 1987. Precambrian iron-formations in Brazil. In: *Uitterdijk Appe, P.W. and Laberge, G.L. (eds.), Precambrian iron formations*, Theophrastus Publications S.A., Athens: 347-390.
- ISLEY, A. E. 1994. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation. *Journal of Geology*, **103**: 169-185.
- JAMES, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron formation. *Economic Geology*, **49**: 235-293.
- JAMES, H.L., DUTTON, C.E., PETTIJOHN, F.J. WEIR, K.L. 1968. Geology and ore deposits of the Iron River-Cristal Falls District, Iron County, Michigan. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, **570**, 134 p.
- JONES, J.P. 1985. The southern border of the Amazon Shield in western Brazil and Bolivia: an interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, **28**: 111-135.
- KIMBERLEY, M.M. 1978. Palaeoenvironmental classification of iron formations, *Economic Geology*, **73**: 215-229.
- KIRSCHVINK, J.L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth. In: *Schopf, J.W. and Klein, C (Eds.), The Proterozoic Biosphere*, Cambridge University Press: 51-52.
- KLEIN, C. & BEUKES, N.J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan iron formation in Canada. *Economic Geology*, **88**: 542-565.
- KLEIN, C. & LADEIRA, E.A. 2004. Geochemistry and mineralogy of neoproterozoic banded iron formations and some selected, silicious manganese formations from the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, **99**: 1233-1244.
- KLEIN, C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, **90**: 1473-1499.
- KUMP, L. R. & SEYFRIED JR. W. E. 2005. Hydrothermal Fe fluxes during the Precambrian: Effect of low oceanic sulfate concentrations and low hydrostatic pressure on the composition of black smokers. *Earth and Planetary Science Letters*, **235**: 654-662.
- LABERGE, G. L. 1973. Possible Biological Origin of Precambrian Iron-Formations. *Economic Geology*, **68**(7): 1098-1109.

- LEPPARD, C. W. & GAWTORPHE, R. L. 2006. Sedimentology of rift climax deep water systems; Lower Rudeis Formation, Hammam Faraun Fault Block, Suez Rift, Egypt. *Sedimentary Geology*, **191**: 67-87.
- LISBOA, M.A.R. 1909. Oeste de São Paulo, Sul de Mato Grosso; geologia, indústria mineral, clima, vegetação, solo agrícola, indústria pastoril. Rio de Janeiro, *TYP. do Jornal do Commercio*, 172 p.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. 1981. The Proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research*, **15**: 157-179.
- LITHERLAND, M., ANNELLS, R. N., APPLETON, J. D., BERRANGÉ, J. P., BLOOMFIELD, K., BURTON, C. C. J., DARBYSHIRE, D. P. F., FLETCHER, C. J. N., HAWKINS, M. P., KLINCK, B. A., LLANOS, A., MITCHELL, W. I., O'CONNOR, E. A., PITFIELD, P. E. J., POWER, G., WEBB, B. C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. *British Geological Survey, Overseas Memoir* **9**, 153 p.
- LOTTERMOSER, B.G. & ASHLEY, P.M. 2000. Geochemistry, petrology and origin of Neoproterozoic ironstones in the eastern part of the Adelaide Geosyncline, South Australia. *Precambrian Research*, **101**: 49-67.
- MACIEL, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, **8** (1): 31-39.
- MAGNAVITA L, DESTRO N., CARVALHO M. S. S., MILHOMEN P. S., SOUZA-LIMA W. 2003. Bacia de Tucano. *Fundação paleontológica PHOENIX*. Ano 5. n.52. Disponível em http://www.phoenix.org.br/Phoenix52_Abr03.htm. Acessado em 16/05/2009.
- MAJUMDER, T. & CHAKRABORTY, K.L. 1977. Primary sedimentary structures in the banded iron-formation of Orissa, India. *Sedimentary Geology*, **19**: 287-300.
- MARTIN, H. 1965. The Precambrian geology of southwest Africa and Namaqualand. *Precambrian Research Unit, University of Cape Town, Bulletin*, **4**: 1-177.
- MARTIN, H. 1978. The mineralization of the ensialic Damara orogenic belt. *South Africa Geological Survey, Special Publication*, **4**: 405-415.
- MARTIN, H., PORADA, H. & WALLISER, O.H. 1985. Mixtite deposits of the Damara sequence, Namibia: problem of interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, **51**: 159-196.
- MENGEL, J.T. 1973. Physical sedimentation in Precambrian cherty iron formations of the Lake Superior type. In: Amstutz, G.C. & Bernard, A.J. (eds.), *Ores in sediments*, Berlin, Springer-Verlag: 179-193.
- MIALL, A. D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2nd ed., New York, Springer-Verlag, 668 p.
- MILLER, R.McG. 1983. Economic implications of plate tectonic models of the Damara Orogen. In: Miller, R.McG. (ed.), *Evolution of the Damara Orogen of Southwest Africa/Namibia*. *Special Publication of the Geological Society of South Africa*, **11**: 267-272.
- MÖLLER, J.C. 2004. A geologia neoproterozóica da região de Corumbá, os recursos minerais de ferro e informações gerais sobre a MCR. *Guia da Mineração Corumbaense Reunida*, 25 p.
- MOORE, E.S. & MAYNARD, J.E. 1929. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. *Economic Geology*, **24**. Urbana.
- O'CONNOR, E.A. & WALDE, D.H.G. 1985. Recognition of an Eocambrian Orogenic Cycle in SW Brazil and SE Bolivia. *Zentralblatt. Geologie Paläontologie*, **9/10**: 1441-1456.
- OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H. 1943. *Geologia do Brasil, Série Didática, nº 2*, Serviço de Informação Agrícola, 2ª ed. Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, A.I. de & MOURA, P. de 1944. Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro do Urucum, Mato grosso. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, Rio de Janeiro, **62**: 13-29.
- PIACENTINI, T., BOGGIANI, P.C., YAMAMOTO, J.K., FREITAS, B.T., CAMPANHA, G.A.C. 2007. Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Marinoano) na Serra da Bodoquena, MS. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(3): 530-541.

- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**(4): 375-379.
- PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., ALVARENGA, C.J.S. de 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in central Brazil: the role of Late Precambrian-early Palaeozoic extension. *Precambrian Research*, **80**: 217-238.
- PORADA, H. & WITTIG, R. 1983a. Turbidites in the Damara Orogen. In: *Intracontinental Fold Belts, Case Studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia* (Ed. by H.Martin & F.W. Eder), pp. 543-576. Springer-Verlag, Berlin.
- PORADA, H. & WITTIG, R. 1983b. Turbidites and their significance in the geosynclinal evolution of the Damara Orogen, SouthWest Africa/Namibia. In: *Evolution of the Damara Orogen* (Ed. by R.McG.Miller), *Special Publication of the Geological Society of South Africa*, **11**: 21-36.
- POSTMA, G., NEMEC, W., KLEINSPEHN, K.L., 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, **58**: 47-61.
- POTTER P.E. & PETTIJOHN F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. 2nd ed., New York, Springer-Verlag, 425 p.
- PREISS, W. V. 1987. The Adelaide Geosyncline-late Proterozoic stratigraphy, sedimentation, palaeontology and tectonics. *South Australia Geologic Survey Bulletin*, **53**, 438 p.
- PREISS, W.V., BELPERIO, A.P., COWLEY, W.M., RANKIN, L.R. 1993. Neoproterozoic: the geology of South Australia. In: Drexel, J.F., Preiss, W.V., Parker, A.J. (Eds.), *The Precambrian South Australia Geological Survey Bulletin* **54**(1): 171-203.
- PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society, London, Special Publications*, **71**: 35-66.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1974). Late Precambrian mixtites: Glacial and/or nonglacial? *American Journal of Science*, **274**: 673-824.
- SHANMUGAM, G. 1996. High density turbidity currents: are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 2-10.
- SHANMUGAM, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950's-1990's) deep water processes and facies models: a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 285-324.
- SHANMUGAM, G. 2002. Ten turbidite myths. *Earth Science Reviews*, **58**: 311-341.
- SIMONSON, B.M. 1985. Sedimentological constraints on the origins of Precambrian iron-formations. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 244-252.
- SIMONSON, B.M. 1987. Early silica cementation and subsequent diagenesis in arenites from four early Proterozoic iron formations of North America. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**: 494-511.
- SIMONSON, B.M. 2003. Origin and evolution of large Precambrian iron formations. In: Chan, M.A. & Archer, A.W. (Eds.). *Extreme Depositional Environments: Mega end members in geologic time. Geological Society of America Special Paper*, **370**: 231-244.
- SIMS, P.K. & JAMES, H.L. 1984. Banded iron-formations of late proterozoic age in the central Eastern Desert, Egypt: Geology and tectonic setting. *Economic Geology*, **79**(8): 1777-1784.
- TALBOT, M. R. 1988. The origins of lacustrine oil source rocks: evidence from the lakes of tropical África. *Geological Society, London, Special Publications*, **40**: 29-43.
- TARR, W.A. 1917. Origin of chert in the Burlington limestone. *Amer. J. Ss.*, **44**. New Haven.
- THEODOROVICZ, A. & CÂMARA, M.M. 1991. Geologia da região da Serra do Amolar. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folhas SE.21-V-D-V – Morraria da Ínsua, SE.21-Y-B-II – Lagoa Mandioré e SE.21-Y-B-III – Amolar. Brasília, DNPM/CPRM.
- TRENDALL, A. F. 1973. Iron-formations of the Hamersley Group of Western Australia: Type examples of varved Precambrian evaporates, in Anonymous, genesis of Precambrian iron and manganese deposits: Paris, UNESCO Earth Science Series, **9**: 257-270.
- TRENDALL, A.F. 1965. Progress report on the Brockman Iron Formation in the Wittenoom-Yampire area. *Western Australia, Geological Survey, Annual Report*, **1964**: 55-65.

- TRENDALL, A.F. 1983. Chapter 1: Introduction. In.: TRENDALL, A.F. & MORRIS, R.C. (eds). Iron-formation: facts and problems. *Developments in Precambrian geology*, **6**, 558 p. Elsevier, Netherlands.
- TRENDALL, A.F., 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. *Special Publications of the International Association Sedimentology*, **33**: 33-66.
- TROMPETTE, R. 1997. Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, **82**: 101-112.
- TROMPETTE, R., 1996. Temporal relationship between cratonization and glaciation: the Vendian–Early Cambrian glaciation in Western Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **123**: 373-383.
- TROMPETTE, R., ALVARENGA, C.J.S. DE, WALDE, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South America Earth Sciences*, **11** (6): 587-597.
- TUCKER M.E. 1996. *Sedimentary Rocks in the Field*. John Wiley, Chichester, 150 p.
- URBAN, H. & STRIBRNY, B. 1985. The Geology and Genesis of the iron and manganese deposits of the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Zentralblatt. Geologie Paläontologie*, **9/10** (1): 1515-1527.
- URBAN, H., STRIBRNY, B., LIPPOLT, H. 1992. Iron and manganese deposits of the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, **87**: 1375-1392.
- VALERO GARCÉS, B. L., KELTS, K., ITO, E. 1995. Oxygen and carbon isotope trends and sedimentological evolution of a meromictic and saline lacustrine system: the Holocene Medicine Lake basin, North American Great Plains, U.S.A.. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **117**: 253-278.
- VAN HISE, C.R. & LEITH, C.K. 1911. The geology of the Lake Superior region. *U.S.Geological Survey, Mon.* **52**. Washington.
- WALDE, D.H.G. & HAGEMANN, S.G.E. 2007. The Neoproterozoic Urucum/Mutún Fe and Mn deposits in W-Brazil/SE-Bolivia: assessment of ore deposit models. *Zentralblatt dt. Geologische Geowissenschaften*, **158**(1): 45–55.
- WALDE, D.H.G. & MORAES, L.C. 1981. Relação estratigráfica entre os grupos Jacadigo e Corumbá na sinclinal da Laginha, Corumbá, MS. In.: *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*. Resumos, Goiânia: 12.
- WALDE, D.H.G. & OLIVEIRA, M.M. 1980. Substratos para a estratigrafia dos grupos Corumbá e Jacadigo na região de Corumbá, MS. In: *XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Resumos*. Balneário de Camburiú, Sociedade Brasileira de Geologia, 446p. Boletim 2: 424.
- WALDE, D.H.G., GIERTH, E., LEONARDOS, O.H. 1981. Stratigraphy and mineralogy of the manganese ores of Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Geologische Rundschau*, **70**: 1077-1085.
- WALDE, D.H.G., LEONARDOS, O.H., HAHN, G., HAHN, R. & PFLUG, H.D. 1982. The first Precambrian megafossil from South America: *corumbella wernerii*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **54** (2): 461-485.
- WALDE, D.H.G., O'CONNOR, E.A., LEONARDOS, O.H. 1984. The Upper Proterozoic banded iron-manganese formation (BIMF) in SW Brazil and SE Bolívia: A model for periglacial ore deposition. *Geowissenschaften Lateinamerika-Koll. Marburg, Tagungsh.*, **9**: 177. Marburg.
- WALKER, R. G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: *Facies Models – Response to Sea-Level Change*. WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds.) Canada, Geological Association of Canada. p. 1-14.
- WEISS, M.P. & SWEET, W.C. 1959. Stratigraphy and structure of the Mutum mountains, Department of Santa Cruz, Bolivia. In.: *Congresso Geológico Internacional*, México. Sección 13, Geologia Aplicada: 399-413.
- WHITTEN, G.F. 1970. The investigation and exploitation of the Razorback Ridge iron deposit. *Geological Survey of South Australia Report of Investigations*, **33**, 165 p.
- YOUNG, G.H. 1976. Iron formation and glaciogenic rocks of the Raptan Group, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*, **3**: 137-158.

- YOUNG, G.H. 1982. The Late Proterozoic Tindir Group, east-central Alaska: Evolution of a continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, **93**: 759–783.
- YOUNG, G.H. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? *Geology* **23**: 153–156.
- YOUNG, G.H. 2002. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate. *Journal of African Earth Sciences*, **35**: 451–466.
- YOUNG, G.M. 1988. Proterozoic plate tectonics, glaciation and iron-formations. *Sedimentary Geology*, **58**: 127-144.
- YOUNG, T. P. 1989. Phanerozoic ironstones: an introduction and review. In: YOUNG, T. P. & TAYLOR, W. E. G. (Eds.). *Phanerozoic Ironstones. Geological Society Special Publication*, **46**: 9-25.
- ZAINE, M. F. 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.