UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A PLATAFORMA CARBONÁTICA ARARAS NO SUDOESTE DO
CRÁTON AMAZÔNICO, MATO GROSSO: ESTRATIGRAFIA,
CONTEXTO PALEOAMBIENTAL E CORRELAÇÃO COM OS
EVENTOS GLACIAIS DO NEOPROTEROZÓICO**

AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Examinadores: Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial

Prof. Dr. Antonio Romalino S. Fragoso Cesar

Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade

Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

SÃO PAULO
2003

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto
de Geociências da Universidade de São Paulo

Nogueira, Afonso César Rodrigues

A Plataforma Carbonática Araras no sudoeste do
Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia,
contexto paleoambiental e correlação com os
eventos glaciais do Neoproterozóico / Afonso César
Rodrigues Nogueira - São Paulo, 2003.

p. : il.

=

Tese (Doutorado) : IGC/USP -
Orient. : Riccomini, Claudio

1. Cráton Amazônico 2. Plataforma Carbonática
3. Snowball Earth 4. Neoproterozóico I. Título

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A PLATAFORMA CARBONÁTICA ARARAS NO
SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO,
MATO GROSSO: ESTRATIGRAFIA, CONTEXTO
PALEOAMBIENTAL E CORRELAÇÃO COM OS
EVENTOS GLACIAIS DO NEOPROTEROZÓICO**

Afonso César Rodrigues Nogueira

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
2003

DEDALUS - Acervo - IGC

30900012121

Dedico este trabalho às minhas Annas.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram para a realização deste trabalho.

À Universidade de São Paulo, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP, processo 00/02903-8) e Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pelo apoio logístico e financeiro.

Ao Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM) pela minha liberação para o doutoramento.

Ao meu orientador Prof. Dr. Claudio Riccomini por ter me dado a oportunidade de continuar com o meu programa de doutorado, abrindo muitas portas que permitiram disponibilizar todas as condições para o desenvolvimento de um bom trabalho, auxiliado por suas sugestões técnicas, incentivos e principalmente pela amizade.

Ao Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra (*in memoriam*) por ter se disponibilizado a me orientar no doutorado, e por idealizar inicialmente este trabalho, e com certeza teria ficado feliz em saber da sua conclusão.

Ao amigo Prof. Dr. Ricardo I.F. Trindade pelas críticas e sugestões em vários capítulos da tese, acompanhando com muita criatividade a formulação das principais idéias sobre as evidências de *snowball Earth* no Craton amazônico.

Aos professores doutores Alcides Nóbrega Sial, do Laboratório de isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco, e Candido Augusto Veloso Moura, do Laboratório da Universidade Federal do Pará, pelas análises de C, O e Sr, que enriqueceram as discussões sobre o Neoproterozóico do Cráton Amazônico.

Aos professores doutores Werner Truckenbrodt, Thomas Rich Fairchild e Antônio Romalino Fragoso César pelas discussões críticas em vários assuntos do trabalho.

Aos professores doutores Brian Pratt e Paul Hoffman pela revisão do artigo enviado à *Geology*, um dos capítulos da tese, que foi fundamental para a composição das idéias formuladas neste trabalho.

À Dra. Lucy Gomes Sant'Anna pelas discussões sobre as rochas carbonáticas, pela ajuda na preparação de amostras e principalmente pela amizade.

Ao amigo Prof. Dr. Adalberto da Silva pela discussões sobre *rebound* glacial que muito contribuíram para o meu entendimento da dinâmica pós-glacial.

Ao amigo Prof. Dr. João Mattos por me auxiliar em vários momentos de execução do trabalho. Ao prof. Dr. Gerson Saes e Prof. MSc. Amarildo Ruiz por terem me apresentado as rochas da Faixa Paraguai.

Aos professores doutores Setembrino Petri, Benjamim Bley Brito-Neves, João Batista Moreschi, Marly Babinski, Rômulo Machado e Jorge Silva Bettencourt pelos constantes incentivos durante o curso.

Ao amigo Prof. Dr. Paulo Giannini, por proporcionar excelentes discussões sedimentológicas, muitas vezes infundáveis, e principalmente pela amizade e agradável convivência. Coloco na mesma hierarquia o Engenheiro Isaac Jamil Sayeg, não só pela sua disponibilidade em me atender no laboratório de microscopia eletrônica, mas principalmente pela grande amizade que desenvolvemos ao longo desses anos.

Aos funcionários do IGUSP, pela disponibilidade e dedicação, em especial, Ana Paula Cabanal, Magali Poli Fernandes Rizzo, Thadeu Caggiano e Elaine Simphrônio.

Aos amigos do GSA (particularmente do antigo DPE) André Ferrari, Alexei Kerkis, Leandro Donatti, Renata Hidalgo e Marília Castro; vai ser difícil não sentir saudades deste convívio. Aos colegas da Pós-Graduação da USP, Jerome Bascou, Marcelus Glaucus, Alexandre Tomio, Ivo Trosdorff, Raimundo Nonato (Delegado), Chico Bill, Werner Weber, Alexandre (Bruce), Marie Pierre Ledru, Victor Velázquez, Thaís (Braulio), André (Frutinha). Agradeço especialmente aos amigos Renata Hidalgo, Roseane Sarges, Cíntia Silva, Emílio Soares e Leandro Donatti, que me auxiliaram com leituras críticas ao texto e com a impressão final da tese. A retribuição não tarda.

A minha formação recebeu, sem dúvida, um importante acréscimo com o convívio com o grupo de pesquisa, especializado nas rochas sedimentares do sul do país, formado pelo amigos Prof. Dr. Antônio Romalino Fragoso César, Prof. MSc. Renato Paes Almeida (Ninguém) e futuros doutores Liliani Janikian, Ana Paula Pelosi (Nem), e Gelson Fambrinni (Saaapoo).

Aos amigos do voleibol da USP que sempre me dispersaram e me tiravam do *stress* da tese, mesmo quando não precisava, o Humberto, João Neves, Marco, Dennis, Kadron, Alexandre (Bruce) (também fera do tênis de mesa).

Aos meus familiares paraenses e paulistas Alfredo, Fátima, Thiago, Thadeu, Thaís, Sônia, Túlio, Francisca, Sami e minha querida Andréia que me deram o carinho que eu precisava nestes anos.

Enfim, agradeço a todas as pessoas, embora não citadas, que contribuíram de alguma forma para o bom andamento deste trabalho.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. Localização das áreas estudadas.....3
- Figura 2.1 Arcabouço geotectônico da Província Tocantins com destaque para o segmento norte da Faixa Paraguai. Modificado de Pimentel *et al.* (2000).8
- Figura 2.2. Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai. A) Seção esquemática W-E (Almeida 1964a) e B) arcabouço tectônico da Faixa Paraguai Norte com as áreas estudadas (retângulo). Modificado de Almeida (1974a), Barros *et al.* (1982), Almeida (1984) e Weska (1996).10
- Figura 2.3. Fluxograma das propostas estratigráficas para a Faixa Paraguai e o Sudoeste do Cráton Amazônico. Cada arranjo colunar tem seu autor correspondente nos quadros em cinza. As denominações dos grupos estão listadas em retângulos verticalmente ao contrário dos demais termos formais. Retângulos em verde constam as denominações propostas para as rochas carbonáticas e mistas estudadas.11
- Figura 3.1. Correlação estratigráfica dos principais eventos biológicos e físicos do final do Proterozóico a Cambriano. As curvas isotópicas mostram a tendência geral e as demais indicam diversidade e declínio dos estromatólitos, frequência de *molar tooth*, diversidade dos acritarcos e eventos de calcificação microbiana. Os diagramas em pizza sumarizam os maiores eventos tectônicos, incluindo: A) supercontinente Rodínia; B) fragmentação do Rodínia; C) coalescência da porção leste e oeste do Gondwana, extensão e rápida subsidência; D) fragmentação continental, abertura do Iapetus e dispersão pré-Pangea. Modificado de Knoll (1994), Riding (1994) com informações adicionais de Grotzinger & Knoll (1995), James *et al.* (1998), Knoll (2000), Trompette (2000), Shields (2002) e Sumner (2002).....13
- Figura 3.2. Modelos paleoceanográficos para a deposição carbonática neoproterozóica (800 a 600 Ma). A) Condições de estagnação em oceano profundo recoberto pela capa de gelo com produção de ferro ferroso e alcalinidade. B) Condições oceânicas seguindo a deglaciação. Capas carbonáticas são formadas como resultado da mistura por ressurgência de águas profundas depletadas isotopicamente, águas alcalinas e águas superficiais ricas em cálcio. Mares transgressivos foram supersaturados em CaCO_3 e a precipitação ocorreu diretamente no topo de depósitos glaciais e pavimentos com pouco ou nenhum sedimento siliciclástico. Modificado de Grotzinger & Knoll (1995).15
- Figura 3.3. Variabilidade esquemática em seqüências de capas carbonáticas neoproterozóicas (sem escala). Observar a distinção entre "capas dolomíticas" e seqüência de "capa carbonática". Capas clásticas (a) não possuem as unidades ricas em crostas e cristais (*e.g. crystal-fan cementstone*) comumente encontrada nas capas mistas (b) e predominantemente carbonáticas (c). Abreviações: TSMA, trato de sistema de mar alto; SI, superfície de inundação marinha; LS, limite de seqüência; TST, trato de sistema transgressivo. Modificado de Hoffman & Schrag (2002).....16
- Figura 3.4. Desestabilização dos gases hidratados. Gases hidratados são compostos de água e gases de hidrocarbonetos, principalmente metano. A adição de metano na água marinha é potencialmente capaz de produzir importantes modificações isotópicas de Carbono (Kennedy *et al.* 2001).17
- Figura 3.5. Animais descendentes dos primeiros eucariotes. As condições climáticas extremas podem ter eliminado dramaticamente a árvore dos eucariotes (linhas tracejadas). Todos os 11 filos de animais emergiram dentro de uma estreita janela de tempo resultante do último evento de *snowball Earth*. Modificado de Hoffman & Schrag (2000).20

- Figura 3.6. Reconstituição dos continentes em 565-580 Ma após o evento de glaciação *Varanger/Marinoan* (~590 Ma). Modificado de Meert (2003).22
- Figura 3.7. Novo posicionamento da Amazônia para o período após o evento de glaciação *Varanger/Marinoan* (~590 Ma). Figura cedida por Ricardo I.F. Trindade.22
- Figura 4.1. Fluxograma das propostas estratigráficas para o Grupo Araras. As denominações para o grupo podem ser rastreadas até sua proposição original24
- Figura 4.2. Coluna litoestratigráfica para as sucessões carbonáticas do sudoeste do Cráton Amazônico. 26
- Figura 4.3. Sequências de capas carbonáticas neoproterozóicas com destaque para a sequência da capa carbonática Puga (sem escala). A sequência, considerando o conceito de Hoffman & Schrag (2002), incluiria as formações Mirassol d'Oeste, Guia e Serra do Quilombo do Grupo Araras. Abreviações: TSMA, trato de sistema de mar alto, SI, superfície de inundação marinha; LS, limite de sequência; TST, trato de sistemas transgressivo. Informações adicionais vide figura 3.3. Modificado de Hoffman & Schrag (2002).27
- Figura 4.4. Correlação entre o Grupo Corumbá e as unidades basais da Formação Araras ao longo da borda do Cráton Amazônico (ver Figuras 1.1.e 2.1 para localização). A) Perfil composto das minas Laginha e Itaú, B) mina Terconi em Mirassol d'Oeste (Nogueira *et al.* 2001a, b) e C) Morro do Puga em Mato Grosso do Sul (Boggiani 1997). Modificado de Hidalgo (2002).29
- Figura 5.1. A) Mapa Geológico do sudoeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai neoproterozóica adjacente (modificado de Almeida 1984). B) Seção colunar e perfis isotópicos da capa carbonática Puga na Mina Terconi, Mirassol d'Oeste, Brasil.32
- Figura 5.2. Estruturas da capa carbonática, Mina Terconi. A: brecha dolomítica. B: estruturas em tubo. C: estromatólito deformado truncado por falha à esquerda. D: estrutura tipo *tepee* de pequeno porte. E: intercalação de *mudstone* calcífero e crostas laminares (cor clara) truncada por leques de cristais. Parte do martelo mostrado em C tem 8 cm de comprimento; caneta em D tem 15 cm de altura; moeda em E tem 2,5 de diâmetro. Ver figura 5.3 para localização de A-E no perfil.34
- Figura 5.3. Descrição detalhada da parte inferior da capa carbonática Puga com inferência do paleoambiente e processos alocíclicos. Bandas cinzas marcam zonas com deformação (explicações no texto). Letras A-E referem-se a feições ilustradas nas figuras 5.2A-E, respectivamente.36
- Figura 5.4. Contato basal deformado entre os diamictitos da Formação Puga e *dolomudstones* da Formação Mirassol d'Oeste. A) seção panorâmica do afloramento desenhada de fotomontagem. B) protuberâncias na sola do dolomito (altura da escala é 5 cm). C) estrutura de sobrecarga de grande porte no dolomito (Fotomontagem; martelo com 28 cm de comprimento). D) reentrância aguda de diamictito entre lobos de sobrecarga tipo *sagging* (escala com altura de 5 cm).38
- Figura 6.1 Mapa geológico simplificado do SW do Cráton Amazônico com a localização dos principais afloramentos estudados (círculos em amarelo). Localidades: (A) Mirassol d'Oeste, (B) Fazenda Jacobina, (C e D) Pedreira Camil-Emal 1 e 2 no km 707 da BR-070, (E) km 698 da BR-070, (F) km 690 da BR-070, (G) Pedreira Nossa Senhora da Guia, (H) Copacel, Nobres, (I) Mineração Itaipu-Bauxi.44
- Figura 6.2. Perfis estratigráficos representativos do Grupo Araras, com a interpretação das sequências deposicionais e outras descontinuidades estratigráficas regionais indicadas com números destacados com círculos, para a região NW do Estado do Mato Grosso. Apenas o topo da Formação Puga foi analisado e as associações de fácies 9 e 10 não são descritas em detalhe no texto e servem apenas para definir a superfície 11. Os perfis apresentam diferentes escalas para melhor representação e estão localizados na Fig. 6.1.49

- Figura 6.3. Depósitos glaciais da AF1. A) Textura do diamictito foliado; B) Clasto de arenito facetado e estriado C) Diamictitos com seixos e blocos disseminados em matriz pelítico-arenosa exibindo foliação penetrativa; D) Diamictito exibindo clasto de arenito e fenoplastos da própria matriz (dois fenoplastos destacados na foto), orientados segundo planos de foliação. As projeções triangulares na frente e atrás do clasto de arenito, preservando fragmentos maiores, são consideradas como sombras de pressão, formadas por rotação. O estiramento dos fenoplastos é interpretado com base na geometria tabular e ripiforme coincidente com a foliação. 51
- Figura 6.4. Microbialitos da AF1. A) Estromatólito estratiforme a ondulado. B) cavidades fenestrais em dolomicrito preenchidas por dolomita euédrica (nicóis X). Observar em B porções claras (setas) no dolomicrito indicando crescimento de cristais de dolomita por neomorfismo. 54
- Figura 6.5. Estromatólito dômico e planar (A) e esquema interpretativo (B). O aspecto listrado dos microbialitos é dado pela intercalação de lâminas de dolomicrito (cinza claro) com dolomicrito betuminoso (cinza escuro). Lâminas deformadas ocorrem entre os domos associadas a falhas sinsedimentares. Observar a passagem brusca dos estromatólitos dômicos para os planares com o desenvolvimento de estilólitos lateralmente ao contato. 55
- Figura 6.6. Estrutura em tubo em perfil (A) e em planta (B). Os tubos rompem e deslocam suavemente a laminação microbiana e são preenchidos por dolomita espática. 56
- Figura 6.7. Aspecto do *dolomudstone*. A) Textura listrada formada por finas intercalações de dolomicrito (cinza claro) e dolomicrito fenestral impregnado por betume (cinza escuro). B) Porosidade fenestral preenchida por cristais ripiformes de gipsita e betume; as porções claras do dolomicrito indicam crescimento de cristais por neomorfismo (nicóis //). 57
- Figura 6.8. Estrutura tipo *tepee*. Seção panorâmica de afloramento a partir de fotografias mostrando a distribuição das cristas como formas isoladas e compondo zonas sinuosas deslocadas por falhas. A foto é um detalhe indicado na seção e mostra a laminação plana com aspecto listrado rompida e arqueada na forma de *tepee*. 58
- Figura 6.9. Geometria alongada da estrutura tipo *tepee* e sua orientação predominante no afloramento indicada no bloco diagrama. 59
- Figura 6.10. Seção panorâmica da Mina Terconi. As localizações de algumas figuras citadas no texto estão indicadas por caixas. Superfícies-chave estão assinaladas com os números em círculos. 60
- Figura 6.11. Depósitos de plataforma profunda da AF3. Camadas de *mudstone* calcífero com extensão lateral por dezenas de metros (A) e separadas por lâminas de folhelhos (B). 63
- Figura 6.12. Leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita): A) isolados em composições laterais (amostra parcialmente intemperizada); e B) densamente compactados e empilhados truncando a laminação. Observar estilólito na base da foto A. 64
- Figura 6.13. Crostas calcíticas intercaladas com lâminas de *mudstone* calcífero. A) rompimento, brechação e deformação de lâminas e crostas. B) estrutura tipo *tepee*; observar massa de cristais na base da estrutura e camadas brechadas no topo. 65
- Figura 6.14. Estruturas de deformação da AF3. A) Seção panorâmica de afloramento com intervalos deformados (em cinza e numerados de I a III), alternados com camadas indeformadas de *mudstone* com cristais. B) Detalhe de A mostrando lobos de *slump* e camadas inclinadas e fraturadas. C) Brecha composta por clastos tabulares de *mudstone* e de agregados de cristais calcíticos (cr), e franjas de cristais recobrimdo clastos (fr). Plano de descolamento é observado na base do intervalo I. 66

- Figura 6.15. Dique netuniano seccionando *mudstone* calcífero da AF3. O detalhe da parede do dique mostra clastos orientados verticalmente, paralelos ao contato. 67
- Figura 6.16. Calcários e folhelhos da AF4. A) dobrados, na Mineração Itaipu; B) detalhe de A. 69
- Figura 6.17. Aspecto textural da brecha da AF5. O arcabouço é aberto, preenchido por cimento espático dolomítico. O aparente arcabouço sustentado por clastos é na verdade formado por fragmentos com *fitting* (clastos angulosos *in situ* numerados de 1-23). As setas indicam fraturas tracionais em clastos. Notar que mesmo os clastos menores que fornecem uma falsa idéia de matriz são também envolvidos por cimento. 71
- Figura 6.18. Estruturas tipo *molar-tooth* preenchidas por esparito dolomítico em *dolomudstone* e *mudstone* calcífero no contato entre as associações de fácies AF4 e AF5, superfície-chave 6. 72
- Figura 6.19. Mecanismos de formação do MT e brechas com cimento envolvendo deformação de um pacote de dezenas de metros por movimentação do fundo marinho induzida por terremotos. A) estágio pré-evento, carbonatos litificados por cimentação. B-C) *Stresses* gerados excedem a resistência à tensão do carbonato litificado, causando fraturamento e camadas com *fitting*. D) Stress dirigido caoticamente produz feições tracionais e compressionais e, com a movimentação prolongada e recorrente, os fragmentos são alçados e imbricados. Após o evento, espaços interclastos são preenchidos por água supersaturada em CaCO_3 . E) Precipitação de esparito dolomítico preenchendo a porosidade. F) A sucessão resultante é formada por camadas pré-evento sem base erosiva (a), camadas de evento que consistem na zona de MT (b) e brecha cimentada (c) e camadas pós-evento formadas por lamias carbonáticas depositadas sob condições normais de sedimentação (d). 74
- Figura 6.20. Seção panorâmica da AF6 na Mina Camil-Emal (localidade D na Fig.6.1). Dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky* (ECH) associados a camadas de brechas e falhas sinsedimentares. Observar camadas onduladas mostrando espessamento e adelgaçamento lateral e laminação plana a esquerda da seção. Setas com numeração de I a IV assinalam eventos de tempestades distintos separados por superfícies erosivas. Eventos I e II associam-se com brechação e falhamentos sinsedimentares. 76
- Figura 6.21. Estratificação cruzada *hummocky*. A) Camadas onduladas. B) Detalhe dos truncamentos de baixo ângulo (setas). Localização de A na Figura 6.20. 78
- Figura 6.22. Laminação cruzada truncada por ondas e laminação quase-planar. Localização na Figura 6.20. 79
- Figura 6.23. Microfalhas sinsedimentares deslocando *sets* de laminação cruzada em dolomito arenoso.(setas indicam deslocamentos). Localização na Figura 6.20. 79
- Figura 6.24. Brecha com matriz maciça. Observar o ajuste dos clastos na parte superior da figura. Os clastos não apresentam nenhum tipo de gradação. 80
- Figura 6.25. Falhas sinsedimentares na AF6. A) Feixes de falhas normais. B) detalhe de A, mostrando camadas deslocadas e rotacionadas, e falhas preenchidas por brechas e doloesparito. Localização na Figura 6.20. 80
- Figura 6.26. Brecha com matriz e seixos de calcário preto e *dolomudstone*. Pedreira Nossa Senhora da Guia, MT. 81
- Figura 6.27. Modelo esquemático de Bouchette *et al.* (2001) mostrando o mecanismo de brechação para lamias parcialmente coesas. A) Durante a sobrecarga produzida pelo impacto cíclico da onda na água são desenvolvidas gretas e zonas liqüefeitas e os clastos são formados. B) Pseudo-gretação e liqüefação heterogênea podem ocorrer simultaneamente dentro da lama carbonática. C) Se a

- sobrecarga é muito forte, as pseudo-gretas e a liqüefação heterogênea propagam-se, e todo o material é retrabalhado para formar uma mistura de clastos, partículas de lama e água. D) Quando a sobrecarga produzida pela onda diminui, a mistura liqüefeita decanta. D) A compactação da matriz produz espaço para a precipitação de esparito em cavidades. 83
- Figura 6.28. Mecanismos de formação de brecha com clastos tabulares envolvendo cimentação de arenitos ou *mudstone* calcífero arenoso. As fases A, B, C, e D representam o processo de fraturamento induzido por terremotos, seguido de retrabalhamento por *tsunami*. Modificado de Pratt (2002). 84
- Figura 6.29. Aspectos faciológicos da AF7. A) Ciclos de planície de maré formados por *dolomudstone* de inframaré (a) e *dolomudstone* e dolomito arenoso de intermaré e supramaré/*sabkha* (b). B) Acamamento de megamarca ondulada, ressaltado por recobrimentos de *dolomudstone* de intermaré. C) nódulos de sílex gretados. D) Gretas de ressecamento. 85
- Figura 6.30. *Dolomudstone* (cor clara) intercalado com dolomito arenoso da AF7. A) Camadas deformadas enterolíticas. B) Detalhe de A, mostrando camadas interrompidas e formas nodulares entremeadas irregularmente por dolomito arenoso (*sand patch fabric*). C) Acamamento heterolítico onde se destacam marcas onduladas, fenoplastos e planos de estilólitos (setas). D) Diápiro e dobras convolutas. 86
- Figura 6.31 Ciclos formados por *dolomudstone* (a) e arenito/*packstone* intraclásticos (b). 88
- Figura 6.32. Estromatólitos silicificados da AF8. A) Rugoso com aspecto de cérebro (vista em planta); B) Estratiforme com laminação fenestral e *birds eyes*. C) Dômico a estratiforme. 89
- Figura 6.33. Estruturas da AF8. A) gretas de ressecamento. B) Nível brechado com intraclastos tabulares (*rip-up clasts*) e laminação contorcida (seta). C) Brecha constituída de fragmentos alongados de estromatólito (estromaclastos). D) *Tepee*/brecha de moldes salinos. E) Moldes nodulares de crosta salina com forma de pipoca (*popcorn crust*). 90
- Figura 7.1. Correlação estratigráfica dos perfis estudados com base nas superfícies e associações de fácies. Localização dos perfis na Fig. 6.1. A distribuição das associações é esquemática. 95
- Figura 7.2. Estratigrafia generalizada do Grupo Araras mostrando a nomenclatura estratigráfica, limites de seqüência interpretados, outras discontinuidades estratigráficas regionais e locais, dados gerais de isótopos de carbono (144 amostras de 4 seções) e estrôncio (18 amostras de 2 seções). Detalhes dos dados de isótopos serão apresentados no capítulo 8. Apenas a parte superior da Formação Puga e a base da Formação Raizama (Grupo Alto Paraguai) estão representadas. A Seqüência I, é considerada uma seqüência de capa carbonática (ver Fig. 4.3). As espessuras não estão em escala. 96
- Figura 7.3. Ciclos carbonáticos de perimará exibindo arrasamento ascendente. Ciclos formados sob condições de baixa energia são dominados por depósitos de inframaré (a, b, d) e secundariamente apresentam camadas evaporíticas (a). Ciclos gerados em ambiente de alta energia (c, e) apresentam maior proporção de sedimentos siliciclásticos e são caracterizados por extensa planície de intermaré e/ou praia com reduzida planície de supramaré. Camadas em cinza e branco nas seções indicam ambientes de inframaré e intermaré-supramaré, respectivamente. 99
- Figura 7.4. Padrões de empilhamento esquemático de parasseqüências dentro de uma plataforma carbonática. As parasseqüências foram desenvolvidas sob condições de variações do nível do mar de alta frequência (4a./5a. ordem, 10-100 mil anos) e estão superimpostas por um ciclo de amplitude mais alta e de longa-duração (3a. ordem, 1-10 milhões de anos). Modificado de Tucker (1993). 100

- Figura 7.5. Análise estratigráfica dos ciclos de perimaré da sucessão Araras. A análise compara a frequência de estromatólitos, o influxo de terrígenos e evaporitos, o padrão de empilhamento dos ciclos e a espessura das fácies de inframaré, além da composição da curva de nível do mar relativo. O diagrama na parte superior à direita ilustra a relação entre a flutuação do nível do mar e os ciclos de arrasamento ascendente de perimaré. O arranjo dos ciclos estão agrupados em duas seqüências de alta frequência limitadas pela superfície 10. 102
- Figura 7.6. Depósitos de eventos na sucessão carbonática Araras. 104
- Figura 7.7. Betume nos carbonatos da sucessão Araras, região de Mirassol d'Oeste. A) preenchendo fraturas e associado com cristais de calcita; B) em bolsões junto com dolomita euédrica; C) compacto e vítreo; D) preenchendo porosidade fenestral (estromatólito) e estilólito; E) dispostos em porosidade intercrystalina. 106
- Figura 7.8. Estruturas de marés, tempestades e microbianas da Formação Raizama. A) Estratificação cruzada com recobrimentos argilosos. B) Lâminas com truncamento de baixo ângulo em estratificação cruzada *swaley*. C) gretas sinuosamente curvadas, subcirculares e formato crescente do tipo *Manchuriophycus* ou *Rhysonetron* no topo da camada de arenitos finos com marcas onduladas de interferência. D) Superposição de várias gerações de gretas de ressecção microbiana tipo fusiforme em arenito médio a grosso. E) Gretas de contração em arenito fino a médio, interpretada como ressecção de sedimentos coesos por tapetes microbianos. F) Alternância de areia fina a média com delgados níveis de sílex interpretados como substituição de carbonato; a fina laminação irregularmente ondulada é considerada microbiana. G) Interpretação da fotografia mostrada em F, com lâminas de sílex destacadas. 109
- Figura 7.9. Superfícies-chave da sucessão carbonática do Grupo Araras. A) Contato basal deformado da S1 na Mina Terconi. B) Camadas deformadas ocorrem próximo a S2, observar que as fraturas não ultrapassam a S3. C) Lixiviação de óxidos e hidróxidos de ferro do horizonte pelítico da S3. D) Seção da Mina Camil-Emal I; observar o contato brusco entre calcários da AF4 e brechas dolomíticas da AF5 (as camadas de calcário encontram-se verticalizadas). E) Seção da Mina Camil-Emal com a S7 separando depósitos da AF5 e AF6; A mina é localizada no flanco sudeste da dobra que constitui a Serra do Quilombo. Localização dos afloramentos na figura 6.1. 112
- Figura 7.10. Paleocorrentes da base da Formação Raizama estudadas em cortes de estrada na Serra do Mangaval ao sudeste de Cáceres. A) Estratos cruzados de seqüências de *tidal bundles*. B) Eixo de estratificação cruzada acanalada. A moderada dispersão apresentada pelos diagramas indica migração do sistema fluvio-estuarino para NW. A direção do fluxo fluvial similar aos dos litossomas de maré sugere fluxo de vazante e, provavelmente, uma costa orientada grosseiramente NE-SW. 116
- Figura 7.11. Estratigrafia da sucessão Araras e respectivo diagrama da história do nível do mar gerado pelo reconhecimento das seqüências deposicionais e limites de seqüências propostas para o sudoeste do Cráton Amazônico durante o final do Neoproterozóico. 119
- Figura 8.1. Gráficos de valores de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ para as fácies da sucessão carbonática do Grupo Araras com todas as amostras (A) e individualizadas por fácies (B, C, D). Amostras alteradas diageneticamente possuem valores menores que -8‰. Valores destacados referem-se as amostras encontradas próximo a superfícies-chave. Os valores isotópicos são expressos em ‰. 127
- Figura 8.2. Gráficos de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (A) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ (B) para as fácies da sucessão carbonática do Grupo Araras. Valores destacados referem-se às amostras encontradas próximas as superfícies-chave (S1, S2, S3). O *trend* para a alteração diagenética é indicado pela curva em A (Jacobsen & Kaufman 1999). Amostras alteradas diageneticamente possuem valores menores que -8‰. Os valores isotópicos são expressos em ‰. 129

- Figura 8.3. Resposta isotópica de C e Sr com relação às superfícies-chave das associações de fácies de plataforma. Note que as excursões negativas anômalas de $\delta^{13}\text{C}$ e aumentos abruptos dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são correlacionados diretamente com as superfícies. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ acima das superfícies 1, 3 e 5 mostram um padrão de enriquecimento correlato aos eventos transgressivos. Este comportamento é refletido em picos de redução dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. O intervalo de aproximadamente 130 m, complementar à espessura da Formação Guia, foi omitido nesta figura. 130
- Figura 8.4. Resposta isotópica de C com relação às superfícies-chave das associações de fácies de águas rasas (plataforma e planície de maré). Uma excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ marca a superfície-chave 8, enquanto excursões de pequena amplitude revelam as superfícies-chave 9, 10 e limites de ciclos (parassequências). Um *trend* transgressivo é indicado pelos valores enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados abaixo e acima de superfícies de inundação máxima e limites de seqüência, respectivamente. O padrão serrilhado da curva é melhor desenvolvido na região de equilíbrio (cor cinza) da curva do nível do mar relativo. 133
- Figura 8.5. Seção colunar do Sinclinal da Guia e tabela de valores isotópicos de ^{13}C , O e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ extraídos de Boggiani (1997). A superfície 6 é indicada para referência de localização das amostras. 135
- Figura 8.6. Valores isotópicos de C ($\delta^{13}\text{C}$), O ($\delta^{18}\text{O}$) e Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) integrados aos perfis faciológicos da sucessão carbonática do Grupo Araras. Superfícies-chave 1 a 10 estão indicadas em círculos. Linhas pontilhadas nas escalas isotópicas são representativas do valor médio de $\delta^{13}\text{C}$ (-5‰) para capas carbonáticas neoproterozóicas, composição limite para amostras inalteradas com $\delta^{18}\text{O}$ > -8‰ e valor limítrofe de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,708) para capas carbonáticas com idade *Varanger/Marinoan* velha (<0,708) e mais nova (>0,708). 137
- Figura 8.7. Curva de $\delta^{13}\text{C}$ a partir de valores considerados como primários (expressos em ‰). Superfícies-chave 1-10 estão indicadas em círculos. 138
- Figura 8.8. Coluna estratigráfica para a sucessão carbonática Araras sobreposta aos diamictitos Puga, mostrando a curva de variação do nível do mar, as excursões de $\delta^{13}\text{C}$ primárias (expressas em ‰) e os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais confiáveis obtidos neste estudo. Superfícies-chave de 1 a 10 estão indicadas em círculos. Linhas pontilhadas nas escalas isotópicas de C e Sr são representativas do valor médio de $\delta^{13}\text{C}$ (-5‰) para capas carbonáticas neoproterozóicas, do valor de 0‰ e do valor limítrofe de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,708) para capas carbonáticas com idade *Varanger/Marinoan* mais velha (<0,708) e mais nova (>0,708) (e.g. Jacobsen & Kaufman 1999). 140
- Figura 8.9. Colunas estratigráficas mostrando as excursões, dados de fósseis, os valores mais confiáveis de isótopos de Sr, e horizontes glaciais no Cráton Amazônico e a sua comparação com seções de referência de outros crátons. Todas as seções estão desenhadas com a mesma escala da seção do Cráton Amazônico. As letras no quadrado são pontos de correlação definidos quimioestratigraficamente. Fontes de dados: A) este trabalho; B) e B1) Gaucher *et al.* (2003); C) Saylor *et al.* (1998); D) Narbonne *et al.* (1994), Kaufman *et al.* (1996); E) Knoll *et al.* (1986), Fairchild & Spiro (1987), Kaufman *et al.* (1993), Kaufman *et al.* (1997); F) Burns & Matter (1993); G) Knoll *et al.* (1995). Abreviaturas para as formações: Mo, Mirassol d'Oeste; SQ, Serra do Quilombo, Cr, Cerradinho, Bc, Bocaina, Tm, Tamengo, Gc, Guaicurus, Bl, Bläskrans; Bu, Buschmannsklippe; Nu, Nudaus; M, Mastahk. S1-S6, seqüências deposicionais. Modificado de Saylor *et al.* (1998). 143
- Figura 8.10. Curvas de referência de $\delta^{13}\text{C}$ para a cronoestratigrafia para o Neoproterozoico III e o posicionamento do Grupo Araras. A) Curva de Saylor *et al.* (1998) calibrada com idades U-Pb em zircão. B) Curvas de variação de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de acordo com Walter *et al.* (2000). 144

- Figura 8.11. Razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos do Grupo Araras na curva de Gorokov *et al.* (1995). Observar a tendência das amostras do topo do Grupo Araras (Formação Nobres) indicarem idade mais nova (modificado de Boggiani 1997). 145
- Figura 8.12. Correlação das curvas de $\delta^{13}\text{C}$ entre o Grupo Corumbá (Gaucher *et al.* 2003) e o Grupo Araras. A escalas das curvas são diferentes e foram ajustadas para melhor representação. As setas indicam a substituição dos picos propostos por Gaucher *et al.* (2003) por aqueles que colocam o Grupo Corumbá também na idade pós-*Varanger/Marinoan* mais nova. 147
- Figura 9.1. Modelo de reconstrução para evolução da plataforma carbonática Araras no SW do Cráton Amazônico. A) A plataforma encontrava-se sobre o cráton com áreas mais profundas a SE (deposição das associações de fácies 2, 3 e 4). B) Estreitamento e arrasamento da plataforma acompanhados por atividade sísmica em decorrência do evento de colisão a SE (deposição das associações de fácies 5, 6, 7 e 8). A plataforma carbonática é substituída por ambientes costeiros siliciclásticos já dentro de um regime de *foreland* (deposição do Grupo Alto Paraguai). C) Os estágios finais do orógeno são marcados pela formação de bacias tipo *foredeep* com a deposição da Formação Diamantino entre o cráton e as zonas de cisalhamento. Note a mudança no sentido de transporte (e nas fontes) entre as figuras A e B. Ilustrações inspiradas em Pimentel *et al.* (2000). 149

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Sumário das fácies da Formação Puga e Grupo Araras no SW do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte. As fácies recorrentes em mais de uma associação são descritas apenas uma vez Localização das áreas estudadas.	45
Tabela 2. Superfícies estratigráficas na sucessão carbonática Araras.	111
Tabela 3. Valores de isótopos dos carbonatos estudados. Amostras alteradas ($\delta^{18}\text{O} > -8\text{‰}$) estão destacadas em cinza. Linhas espessas referem-se às superfícies-chaves 1 a 9. Localidades: MO, Mirassol d'Oeste; FJ, Fazenda Jacobina; EC1 e EC2, Pedreiras Emal-Camil; BR-1, km 689 da BR-070.	121

RESUMO

Os últimos 200 Ma do Neoproterozóico (~720 a 544 Ma) concentram as mais pronunciadas mudanças climáticas e evolucionárias da história da Terra. Estes eventos estão registrados no Grupo Araras, constituído pelas formações Mirassol d'Oeste (dolomitos), Guia (calcários), Serra do Quilombo (dolomitos e brechas) e Nobres (dolomitos e arenitos), aflorante no sudoeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte. Estas rochas sobrepõem diamictitos da Formação Puga, correlatos às glaciações de baixa-latidade do *Varanger/Marinoan*, inseridas no modelo de *snowball Earth*. Foram identificadas na Formação Puga e Grupo Araras 28 fácies sedimentares agrupadas em oito associações, representativas de depósitos glaciais marinhos e de plataforma carbonática profunda a rasa. A base do grupo constitui a capa carbonática Puga, caracterizada por dolomitos e calcários com feições anômalas (estruturas em tubo e tipo *tepee*, laminação plana fenestral, crostas e leques de cristais de pseudomorfos de aragonita) e assinatura isotópica negativa de C, depositada em águas profundas e supersaturadas em CaCO_3 . Deformação plástica na base da capa carbonática e no topo dos diamictitos formada por eventos sísmicos induzidos pelo *rebound* pós-glacial, indica rápida transição de condições climáticas glaciais para as de efeito estufa.

Os depósitos de plataforma carbonática estão organizados em megaciclos, ciclos métricos e sucessões de eventos, agrupados em três seqüências deposicionais. A primeira representa a seqüência da capa carbonática que engloba os eventos anômalos de sedimentação do Neoproterozóico. As demais são de alta freqüência e estão organizadas em uma seqüência composta de menor ordem. As variações dos valores isotópicos de C, O e Sr coadunam com os eventos deposicionais e de exposição subaérea interpretados para as seqüências, e são similares às de outras sucessões neoproterozóicas, permitindo estimar a idade da glaciação Puga em torno de ~575-570 Ma. A precipitação da capa carbonática foi sucedida pela deposição de lamias calcárias e terrígenas de plataforma profunda. O subsequente retorno das condições anômalas de supersaturação em CaCO_3 foi acompanhado por eventos de sismicidade indicados pela abundante precipitação de esparito dolomítico em brechas, falhas e estruturas *molar tooth*. A plataforma foi assolada posteriormente por tempestades e *tsunamis* gerando brechas e falhas associados a estratificação cruzada *hummocky*. Extensas planícies de maré de clima árido representam a última deposição da plataforma Araras precedendo o episódio de pronunciada queda do nível mar. Na transgressão subsequente, vales incisos foram preenchidos por sedimentos terrígenos flúvio-estuarinos da Formação Raizama, em resposta ao soerguimento das áreas-fonte à sudeste da área, induzido pela colisão dos blocos Amazônia e São Francisco em ~530 Ma.

A caracterização estratigráfica detalhada das seqüências carbonáticas do Grupo Araras, ao longo do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, estabeleceu a base para a correlação desses depósitos com outras capas carbonáticas neoproterozóicas, estendendo assim o registro destes eventos anômalos para a Plataforma Sul-Americana.

ABSTRACT

The end of the Neoproterozoic (~720 to 544 Ma) encompasses global climatic and biological changes with no parallel in Earth history. These events are recorded in the Araras Group (Mato Grosso, Brazil), along its four units: the Mirassol d'Oeste Formation (dolomites), the Guia Formation (limestones), the Serra do Quilombo Formation (dolomites and breccia) and the Nobres Formation (dolomites and sandstones). This succession overlies the Puga diamictites correlated to the low-latitude glaciation of Varanger/Marinoan, inserted in the snowball Earth model. Eight facies associations, which incorporate twenty-eight sedimentary facies were recognized in the Puga and Araras units, including glacio-marine and deep to shallow carbonate shelf environments. The base of the Araras Group corresponds to the Puga cap carbonate. It is composed of dolostones and limestones with negative excursions of $\delta^{13}\text{C}$ and anomalous sedimentary structures (tube and tepee-like structures, planar lamination with fenestral porosity, crust and aragonite-pseudomorphs crystal fans) deposited in CaCO_3 oversaturated deep water. The rapid transition from icehouse to greenhouse conditions is attested by plastic deformation along the contact between the cap carbonate and the diamictite as a response to seismic activity induced by the glacial rebound.

The carbonate succession is arranged in three depositional sequences, composed of megacycles, meter-scale cycles and events deposits. The first sequence is the cap carbonate sequence, the anomalous sedimentation which ubiquitously overlies the Neoproterozoic glacial successions. The other sequences are of high frequency and constitute a composite sequence of lower order. Comparison of the stratigraphic and isotopic record of the Araras Group with that of other Neoproterozoic successions indicate a Varanger/Marinoan age of ~575-570 Ma for the Puga glaciation. The cap carbonate sequence is covered by deep shelf mudstones and shales. Following these deposits, the ocean experiences another episode of CaCO_3 oversaturation contemporaneously to recurrent seismicity as indicated by sparry dolomite precipitation along breccias, faults and molar tooth structures. The basin was then hit by storms and tsunamis developing hummocky cross-stratification associated to breccia and faults. The last deposition event of Araras shelf refers to the installation of extensive arid tidal flats preceding the episode of pronounced sea level fall. In the subsequent transgression, incised valleys were filled by fluvial-estuarine terrigenous deposits of Raizama Formation, in response to the strong uplift to the SE of the area, induced by the collision of the Amazon and São Francisco blocks at around ~530 Ma.

The detailed stratigraphic of depositional sequences of the Araras Group, along the Amazon Craton and the Paraguay Belt, established the basis for a correlation of these deposits with other Neoproterozoic cap carbonates, thus extending the record of these anomalous events to the South American Platform.

SUMÁRIO

Agradecimentos	i
Lista de figuras	iii
Lista de tabelas	xi
Resumo	xii
Abstract	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.3 ÁREA ESTUDADA E BASE DE DADOS	2
1.4 MÉTODOS E NOMENCLATURA UTILIZADA	
1.4.1 ANÁLISE DE FÁCIES	4
1.4.2 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	5
2 CONTEXTO GEOLÓGICO DO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO	7
3 O FINAL DO NEOPROTEROZOÍCO: DEFINIÇÕES E SÍNTESE DOS PRINCIPAIS EVENTOS	12
3.1 GLACIAÇÕES GLOBAIS	12
3.2 CAPAS CARBONÁTICAS	15
3.3 EXCURSÕES ISOTÓPICAS	17
3.4 PRECIPITADOS DE ARAGONITA: EVIDÊNCIA DE MARES SUPERSATURADOS EM CaCO ₃	18
3.5 ASPECTOS BIOEVOLUTIVOS	19
3.6 EVENTOS TECTÔNICOS E A POSIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA FAIXA PARAGUAI	21
4 AS ROCHAS CARBONÁTICAS DA FAIXA PARAGUAI NORTE	23
4.1 TRABALHOS ANTERIORES E LITOESTRATIGRAFIA	23
4.2 A IDADE DAS ROCHAS CARBONÁTICAS	27

5 DEFORMAÇÃO PLÁSTICA NA BASE DA CAPA CARBONÁTICA PUGA DO NEOPROTEROZÓICO (SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, BRASIL): CONFIRMAÇÃO DE RÁPIDA TRANSIÇÃO CLIMÁTICA GLACIAL PARA CONDIÇÕES DE EFEITO ESTUFA NO MODELO DE *SNOWBALL EARTH*

Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C.; Sial, A.N.; Moura, C.A.V.; Fairchild, T.R.
(*Geology*, no prelo)

5.1	RESUMO	30
5.2	INTRODUÇÃO	31
5.3	A CAPA CARBONÁTICA PUGA	33
5.3.1	<i>DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS</i>	33
5.3.2	<i>ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO SINSEDIMENTARES</i>	35
5.4	ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO NA BASE DA CAPA CARBONÁTICA PUGA	37
5.4.1	<i>DESCRIÇÃO DO CONTATO</i>	37
5.4.2	<i>MECANISMOS DA DEFORMAÇÃO</i>	39
5.5	DEFORMAÇÃO DO CONTATO INDUZIDA POR ATIVIDADE SÍSMICA	39
5.6	O <i>REBOUND</i> PÓS-GLACIAL COMO O ATIVADOR DA SISMICIDADE	41
5.7	CONCLUSÕES	41
6	FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS	43
6.1	OBSERVAÇÕES GERAIS	43
6.2	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 1 (AF1): DIAMICTITO E SILTITO COM SEIXOS (GLACIAL-MARINHO)	50
6.2.1	<i>INTERPRETAÇÃO</i>	52
6.3	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 2 (AF2): DOLOMITO FINO ROSADO COM ESTROMATÓLITO (PLATAFORMA MODERADAMENTE PROFUNDA)	53
6.3.1	<i>INTERPRETAÇÃO</i>	61
6.4	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 3 (AF3): CALCÁRIO FINO BETUMINOSO COM CRISTAIS E BRECHAS (PLATAFORMA PROFUNDA SATURADA EM CaCO_3)	62
6.4.1	<i>INTERPRETAÇÃO</i>	68

6.5	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 4 (AF4): CALCÁRIO FINO E FOLHELHO (PLATAFORMA PROFUNDA ANÓXICA)	68
6.5.1	<i>INTERPRETAÇÃO</i>	70
6.6	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 5 (AF5): BRECHA DOLOMÍTICA COM CIMENTO E DOLOMITO FINO (PLATAFORMA SATURADA EM CaCO_3 INFLUENCIADA POR SISMOS)	70
6.6.1	<i>INTERPRETAÇÃO</i>	73
6.7	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 6 (AF6): DOLOMITO ARENOSO E BRECHA DOLOMÍTICA COM MATRIZ (PLATAFORMA DOMINADA POR TEMPESTADES)	75
6.7.1	<i>INTERPRETAÇÃO</i>	82
6.8	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 7 (AF7): DOLOMITO FINO E DOLOMITO ARENOSO (PLANÍCIE DE MARÉ/ SABKHA)	84
6.8.1	<i>INTERPRETAÇÃO</i>	86
6.9	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 8 (AF8): DOLOMITO FINO, DOLOMITO INTRACLÁSTICO, ARENITO E PELITO (PLANÍCIE DE MARÉ DE CLIMA ÁRIDO)	87
6.9.1	<i>INTERPRETAÇÃO</i>	91
6.10	MODELO DE FÁCIES	92
7	ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	94
7.1	ARGUMENTOS PARA A COMPOSIÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	94
7.2	CICLICIDADE	97
7.2.1	<i>MEGACICLOS</i>	97
7.2.2	<i>CICLOS DE ESPESSURAS MÉTRICAS</i>	98
7.3	EVENTOS	103
7.4	ESTROMATÓLITOS	107

7.5	SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS	110
7.5.1	<i>CRITÉRIOS DE RECONHECIMENTO</i>	110
7.5.2	<i>SUPERFÍCIES DE DESCONTINUIDADE REGIONAIS (S1, S3, S6)</i>	110
7.5.3	<i>LIMITES DE SEQÜÊNCIAS: SUPERFÍCIES 8, 10 E 11</i>	115
7.5.4	<i>OUTRAS DESCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS (S2, S4, S5, S7, S9)</i>	117
7.6	SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS	117
8	ESTRATIGRAFIA DE ISÓTOPOS DE C, O e Sr	120
8.1	MÉTODOS ANALÍTICOS	120
8.1.1	<i>AValiação DO REGISTRO ISOTÓPICO E IDENTIFICAÇÃO DAS ASSINATURAS PRIMÁRIAS</i>	124
8.1.1.1.	<i>ISÓTOPOS DE C E O</i>	124
8.1.1.2.	<i>ISÓTOPO DE SR</i>	128
8.1.1.3.	<i>A RELAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE C, O E SR COM AS SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS</i>	129
8.1.2	<i>QUIMIOESTRATIGRAFIA DE $\delta^{13}C$</i>	134
8.1.2.1.	<i>TRABALHOS ANTERIORES</i>	134
8.1.2.2.	<i>COMPORTAMENTO ISOTÓPICO DE $\delta^{13}C$</i>	136
8.1.2.3.	<i>CONFECÇÃO DA CURVA PRIMÁRIA DE $\delta^{13}C$</i>	136
8.1.2.4.	<i>CORRELAÇÃO GLOBAL E ESTIMATIVA DE IDADE</i>	141
8.1.2.5.	<i>CORRELAÇÃO COM O GRUPO CORUMBÁ</i>	146
9	ANÁLISE DOS TRATOS DE SISTEMAS E HISTÓRIA DO NÍVEL DO MAR RELATIVO	148
10	CONCLUSÕES	
10.1	IMPLICAÇÕES REGIONAIS	152
10.2	IMPLICAÇÕES GLOBAIS	154
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	157

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Ambientes terrestres anteriormente considerados inóspitos à vida (glaciais, hipersalinos, ácidos, vulcânicos, etc.) não representam significantes barreiras para a capacidade adaptativa de comunidades biológicas restritas, principalmente as microbianas (*e.g.*, Wakefield 2000). Esta constatação transportada para os períodos precedentes à súbita irradiação de indivíduos multicelulares do final do Pré-Cambriano, amplia a importância em se tentar desvendar como os diferentes componentes do sistema superficial terrestre contribuíram para a rápida diversificação da vida. Comparados com os ambientes sedimentares fanerozóicos, os similares pré-cambrianos possuíam diferenças significativas como a ausência de vegetação, atmosfera pobre em oxigênio, rápida movimentação de placas, distribuição e extensão anômalas dos depósitos sedimentares, diferente dinâmica Lua-Terra, entre outros (Long 1978, Des Marais 1994, Eriksson *et al.* 1998, Williams 1998). Esta fase da evolução da Terra pode ser comparada com extremos climáticos e geodinâmicos de outros corpos celestes. O planeta já foi tão quente e vulcânico como Io e tão congelado quanto Europa, ambos satélites de Júpiter. O entendimento destes intervalos críticos para a biosfera terrestre, passa por cuidadosa leitura estratigráfica, auxiliada por dados paleontológicos, geoquímicos, biogeoquímicos e geocronológicos. Esta integração tem estabelecido novos padrões para a investigação da história paleoambiental e biológica da Terra, além de possibilitar analogias para os estudos astrobiológicos, principalmente no que concerne às investigações de outras superfícies planetárias.

Os últimos 200 Ma do Neoproterozóico (~725 a 544 Ma; Knoll 2000) representam um dos estágios mais importantes na evolução do nosso planeta. Extensas glaciações que alcançaram até baixas latitudes do globo (Harland 1964, Kirschvink 1992, Hoffman & Schrag 2002), foram acompanhadas por dramáticas mudanças atmosféricas e paleoceanográficas (Knoll *et al.* 1986, Derry *et al.* 1992, Narbonne *et al.* 1994, Kaufman & Knoll 1995, Saylor *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000). Nesta época, ocorreu o declínio dos estromatólitos e o surgimento e diversificação dos metazoários (Knoll & Walter 1992, Grotzinger *et al.* 1995), acompanhados por uma rápida reconfiguração das placas (Powell 1995, Trompette 2000), responsáveis pela geração de novas margens passivas (Bond *et al.* 1984) sujeitas a importantes flutuações eustáticas do nível do mar. Particularmente, a maioria dos registros destes eventos advém do estudo de sucessões carbonáticas de várias partes do planeta.

Na margem sul do Cráton Amazônico, apesar da ampla distribuição de sucessões carbonáticas neoproterozóicas, geralmente sobrepondo diamictitos glaciais, a documentação disponível ainda não permite correlacionar os registros sedimentar e paleontológico com os eventos anômalos do final do Pré-Cambriano. O presente trabalho reconstitui o contexto paleoambiental e estratigráfico dos depósitos carbonáticos relacionados aos eventos posteriores a glaciação Puga (Maciel 1959, Alvarenga & Trompette 1992) e os insere dentro de um contexto global, ao correlacioná-los com o evento global *Varanger/Marinoan*, de ~ 600-590 Ma (*e.g.* Saylor *et al.* 1998, Knoll 2000, Walter *et al.* 2000).

1.2 OBJETIVOS

Os objetivos deste trabalho são: *i*) a reconstituição paleoambiental e paleogeográfica de rochas carbonáticas e mistas do sudoeste do Cráton Amazônico através do reconhecimento das suas seqüências deposicionais; *ii*) a redescrição e redefinição litoestratigráfica; *iii*) melhorar a resolução estratigráfica das sucessões carbonáticas com base na construção de curvas isotópicas de C, O e Sr; *iv*) a discussão das implicações paleoambientais e paleogeográficas na evolução do SW do Cráton Amazônico e sua correlação com os eventos deposicionais anômalos do final do Neoproterozóico.

1.3 ÁREA ESTUDADA E BASE DE DADOS

O estudo estratigráfico das rochas carbonáticas e mistas do sudoeste do Cráton Amazônico se concentrou em afloramentos da região das cidade de Mirassol d'Oeste, Cáceres, Guia, Nobres e Bauxi (Fig. 1.1). Estes depósitos, com espessuras de centenas de metros, estão distribuídos em serras que refletem dobramentos quilométricos ao longo da Faixa Paraguai e extensas mesas no Cráton Amazônico. Entretanto, estas morfologias que alcançam cotas de até 700 m, são geralmente recobertas por solos e vegetação densa que contribui na escassez de afloramentos, uma característica das áreas amazônicas e pantaneiras. Esta problemática associada a deformação tectônica dificulta a investigação estratigráfica contínua na escala de afloramento. Entretanto, os afloramentos selecionados em pedreiras e cortes de estrada mostraram-se adequados para a análise estratigráfica e sedimentológica, devido a preservação das estruturas e variedade de fácies, por vezes distribuídas em seções colunares contínuas com mais de uma centena de metros de altura. Exposições isoladas e

lajedos com reduzida espessura, mesmo intemperizados, serviram apenas no controle da distribuição das fácies.

Figura 1.1. Localização das áreas estudadas.

1.4 MÉTODOS E NOMENCLATURA UTILIZADA

1.4.1 ANÁLISE DE FÁCIES

A técnica de modelamento de fácies (Walker 1990, 1992) envolve os seguintes aspectos: a individualização e descrição de fácies, que procura caracterizar composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente; a compreensão dos processos sedimentares, que revela como a fácies foi gerada; e a associação de fácies que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, com distintos padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da plataforma carbonática, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais. O termo fácies é aqui empregado no mesmo sentido de "litofácies carbonática" (Kerans & Tinker 1997), formada por elementos descritivos básicos tridimensionais definidos pelas estruturas sedimentares, grãos componentes e fábricas e, quando presente, pelo tipo e morfologia de estromatólitos. O termo estromatólito é usado aqui para denominar uma estrutura laminar individual com relevo positivo e morfologia dômica ou estratiforme, produto da atividade microbiana. Fácies composta exclusivamente de estromatólitos podem ser referidas como microbialitos (Burne & Moore 1987), considerados depósitos organo-sedimentares desprovidos de elementos esqueléticos resultantes das atividades de uma comunidade bentônica microbiana. Fragmentos angulares, tabulares e arredondados, produzidos pelo transporte e abrasão destas comunidades, são denominados "estromaclastos" (Sami & James 1994).

A descrição de fácies, na escala dos diferentes litotipos e de afloramentos, foi auxiliada por perfis colunares e seções panorâmicas, estas últimas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos seguindo o procedimento de Wizevic (1991) e Arnot *et al.* (1997). Coletas sistemáticas de amostras em função das diferentes fácies (marinhas e transicionais) ajudaram na melhor caracterização dos litotipos. Seções delgadas foram avaliadas sob microscópio óptico apenas para a classificação das microfácies, que seguiu a proposta modificada de Dunham (1962) e, em parte, a de Folk (1974), incluída na descrição dos cimentos carbonáticos microcristalinos. Para simplificação utiliza-se apenas *mudstone* calcífero (*lime mudstone*) para calcários finos e *dolomudstone*, de acordo com a sugestão de Tucker (1992), para dolomitos finos. As brechas carbonáticas foram classificadas como: *i*) polimíticas, onde os clastos e matriz não são geneticamente relacionados e resultam de processos deposicionais (Fisher 1966, Spencer & Tucker 1997); e *ii*) autoclásticas, geralmente intraformacionais, onde os clastos, matriz e cimento são em grande parte geneticamente relacionados (Fairbridge 1978, Füchtbauer & Richter 1980, Spencer & Tucker 1997).

As reconstituições paleoambientais foram baseadas nas interpretações da dinâmica das fácies e associações de fácies, geometria e suas inter-relações (Hardie & Shinn 1986, Tucker & Wright 1990 e Walker & James 1992). Os paleoambientes e sistemas deposicionais carbonáticos estão sintetizados em modelos deposicionais estilizados em blocos-diagramas (*e.g.* Miall 1985, 1991, Kerans & Tinker 1997).

1.4.2 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

A análise de fácies foi utilizada em conjunto com os conceitos da estratigrafia de seqüências (Vail 1987, Van Wagoner *et al.* 1988 e 1990, Sarg 1988, Posamentier *et al.* 1988a e b, Wilgus *et al.* 1988, Mitchum & Van Wagoner 1991, Leckie & Singh 1991, Handford & Loucks 1993, Posamentier & James 1993, Christie-Blick *et al.* 1995, Emery & Myers 1996, Kerans & Tinker 1997, Ribeiro 2001, Catuneanu 2002). Este método favorece a reconstituição dos controles alofcíclicos no tempo de sedimentação e a predição da arquitetura de fácies. A unidade fundamental é a seqüência deposicional, limitada por discordâncias e suas concordâncias correlativas; independentemente da escala, consiste de tratos de sistemas (de mar baixo, transgressivo e de mar alto), os quais são reconhecidos através do tipo de empilhamento de parasseqüências ou ciclos (*i.e.* camadas ou conjuntos de camadas geneticamente relacionadas, organizadas em sucessões agradantes, progradantes ou retrogradantes), posição relativa dentro da seqüência, e tipo de superfície limitante ou superfície-chave (*e.g.* superfície da primeira transgressão, superfícies de ravinamento e superfície de transgressão máxima). Neste trabalho aplica-se a terminologia de Mitchum & Van Wagoner (1991) que identifica seqüências compostas internamente por seqüências de alta freqüência (SAF), as quais são formadas de ciclos de escala métrica. A terminologia de “ordens” (*i.e.* terceira, quarta, quinta; Goldhammer *et al.* 1991) é usada com restrições devido a arbitrariedade dos limites de tempo separando as várias escalas de ciclicidade e o controle de idade relativamente pobre nas rochas estudadas.

As superfícies-chaves, ciclos de alta freqüência e camadas de evento são considerados os *building blocks* na análise estratigráfica moderna de rochas carbonáticas, equivalentes a parasseqüências (Seilacher & Aigner 1991, Pratt *et al.* 1992, Kerans & Tinker 1997). Os ciclos referem-se ao menor conjunto de litofácies depositadas durante um único ciclo de nível de base (Kerans & Tinker 1997). O conjunto de ciclos define os tratos de sistemas e as seqüências deposicionais, enquanto que as superfícies limitantes e de inundação são definidas

com base na interpretação e sucessão de fácies, em conjunto com a tendência de aumento ou diminuição de espessura, reflexo da variação do espaço de acomodação. Estas interpretações permitiram avaliar, com base nas variações do nível do mar, a história evolutiva da plataforma carbonática desenvolvida no Neoproterozóico nesta parte da América do Sul.

A utilização desta técnica ainda é motivo de intensos debates, particularmente na definição do controle principal da sedimentação, se eustático ou tectônico (Catuneanu 2002). Este trabalho se constitui, portanto, numa excelente oportunidade de testar sua aplicabilidade em regiões com escassez de afloramentos, como o sudoeste do Cráton Amazônico.

O arcabouço litoestratigráfico das rochas carbonáticas aflorantes no Cráton Amazônico e Faixa Paraguai foi reavaliado neste trabalho, de acordo com a normatização de Petri *et al.* (1986), e serviu de base para o mapeamento das unidades limitadas por superfícies de descontinuidade. A coleta de amostras para a análises de isótopos estáveis leves e radiogênico visou a elaboração de curvas de variação secular isotópica que auxiliassem na investigação estratigráfica. A construção de curvas de isótopos estáveis leves de C e O, e radiogênico de Sr é um método utilizado em sucessões do Neoproterozóico na tentativa de aumentar a resolução estratigráfica que não é fornecida pelos fósseis (Kaufman & Knoll 1995). As fases e métodos desta análise serão detalhados no capítulo que trata da quimioestratigrafia.

Áreas com proeminente deformação tectônica, próximas a zonas de falhas, foram evitadas. As seções medidas foram feitas em flancos de dobras, sem duplicar estratos, permitindo reconstituir em diversos locais o empilhamento sedimentar primário. Cartas plani-altimétricas foram usadas para a localização e plotagem dos locais visitados e mapas geológico-estruturais, compilados de trabalhos de mapeamento regional, auxiliaram no reconhecimento das principais feições estruturais.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO DO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

A região estudada está inserida na parte oeste e noroeste da Província Tocantins e parte sul da Província Tapajós, margeando a borda sul-oriental do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1977; Almeida 1984). A província inclui três principais cinturões de dobramentos supracrustais: a Faixa Brasília ao longo da margem oeste do Cráton São Francisco e as faixas Araguaia e Paraguai, respectivamente ao longo da margem leste e sul-sudeste do Cráton Amazônico (Fig. 2.1). A Faixa Paraguai, objeto deste estudo, era inserida no Geossinclíneo Paraguai-Araguaia (Almeida 1965a, b), uma estruturação contínua desde o sul do Estado do Pará até o do Mato Grosso (Fig. 2.1), posteriormente individualizada em dois segmentos independentes (Almeida 1985). O segmento norte, encaixado no Rio Araguaia, foi denominado de Faixa Araguaia (Hasui *et al.* 1980) e o segmento centro-sul denominado de Faixa Paraguai (Almeida 1985) (Fig. 2.1). A continuidade da Faixa Paraguai para sul até a borda leste do Cráton Rio Apa na Bolívia (cf Jones 1985, Alvarenga *et al.* 2000) é questionável, devido a sua interrupção por coberturas fanerozóicas na região de Corumbá, Estado do Mato Grosso do Sul (Fig.2.1).

A Faixa Paraguai é uma das unidades pré-câmbrianas do embasamento da Plataforma Sul-Americana, interpretada como uma sutura de colisão tipo himalaiana que limita os blocos Rio Verde e Juruena (Hasui *et al.* 1992). Regionalmente forma uma junção tríplice de *rift* com a Faixa Tucavaca, na Bolívia (Jones 1985, Trompette 1994) (Fig. 2.1). A Faixa Paraguai representa um extenso orógeno neoproterozóico formado pela tectônica Brasiliana/Pan-Africana (500 - 480 Ma; Almeida 1984, Trompette 2000), desenvolvido como resultado da convergência e colisão de três blocos continentais: a oeste a Amazônia, a leste São Francisco-Congo e ao sul Paraná ou Rio de la Plata, este último coberto por rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná (Almeida 1984, Trompette *et al.* 1998, Alkmin *et al.* 2001) (Fig. 2.1). A faixa foi considerada como um mega-graben deformado durante a separação dos continentes Laurentia e Gondwana (Dalziel 1992) ou uma bacia *foreland* da Faixa Brasília (Trompette 1994). A formação desta zona de subducção é produto da colisão do Cráton Amazônico com o Maciço Central de Goiás, resultando no fechamento do Oceano Brasileiro (Pimentel & Fuck 1986, 1987). A deformação cambriana inferior a ordoviciana (540-490 Ma) durante a Orogênese Paraguai (Basei & Brito Neves 1992) é considerada como o último evento da Tectônica Brasiliana-Pan Africana (Almeida 1984).

Eventos distensivos posteriores resultaram em intrusões graníticas de idade em torno de 500 Ma, fornecida pelo datação do Granito São Vicente (Almeida & Mantovani 1975).

Figura 2.1 Arcabouço geotectônico da Província Tocantins com destaque para o segmento norte da Faixa Paraguai. Modificado de Pimentel *et al.* (2000).

A Faixa Paraguai foi denominada de Geossinclíneo Paraguai por Almeida (1964a, 1965b) que individualizou as seguintes faixas tectônicas (Fig. 2.2A): *Baixada do Alto Paraguai*, caracterizada por mergulhos baixos das camadas em direção ao oeste, sobrepondo rochas cratônicas; *Província Serrana*, constituída por dobramentos simétricos e assimétricos, de extensão até quilométrica, planos axiais verticais inclinados para E e SE, vergência para W-NW e associação a falhas inversas de alto ângulo; e *Baixada Cuiabana*, onde as rochas foram intensamente deformadas e metamorfizadas no fácies xisto verde, desenvolvendo foliação plano-axial orientada para NE e mergulhos para SE, com a ocorrência de plútons graníticos e alcalinos. Posteriormente, Almeida (1984), denominou estas zonas estruturais de Brasilides metamórficas e não-metamórficas, Antepaís (Cráton Amazônico) e Coberturas Brasilianas. Após esta definição seguiram-se outras propostas que usavam a mesma disposição quanto ao metamorfismo e deformação, alterando apenas a nomenclatura (*e.g.* Alvarenga 1988 e 1990). A Faixa Paraguai faz contato com bacias fanerozóicas e pode ser subdividida em duas porções estruturais principais: *i*) zona de deformação e cavalgamento e *ii*) as sub-bacias tipo *foredeep* Barra do Bugres e Paranatinga (Fig. 2.2B). A individualização destas sub-bacias foi efetuada em função do reconhecimento de depósitos fluviais e deltaico-lacustres da Formação Diamantino na região topônima, nordeste do Estado de Mato Grosso, não correlacionáveis aos depósitos carbonáticos e siliciclásticos predominantemente marinhos (grupos Araras e Alto Paraguai) da zona dobrada adjacente (Nogueira & Riccomini, *inédito*). Esses depósitos representam o estágio final da evolução da bacia tipo *foreland* da Faixa Paraguai, como admitido por Almeida (1968, 1974a) (Fig. 2.2B).

A história da nomenclatura estratigráfica neoproterozóica da Faixa Paraguai remonta ao início do século 20, quando o Estado do Mato Grosso, antes de ser dividido, era estudado em dois alvos principais: a Província Serrana, ao norte e objeto de pesquisa deste trabalho, e a região de Corumbá e Serra do Bodoquena, ao Sul (Fig. 2.1). As rochas carbonáticas estudadas referidas como Grupo Araras foram incluídas nas diversas propostas estratigráficas para a região, a qual apesar de um grande número de publicações, ainda não possui uma formalização adequada e consensual dos termos litoestratigráficos (Fig. 2.3). Embora a região contenha registros neoproterozóicos bem preservados, as descrições destes arcaibouços estratigráficos preliminares são de cunho essencialmente litológico, não permitindo a caracterização mais precisa dos processos deposicionais e paleoambientes, nem sua correlação com os eventos deposicionais anômalos ocorridos após as glaciações globais.

Figura 2.2. Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai. A) Seção esquemática W-E (Almeida 1964a) e B) arcabouço tectônico da Faixa Paraguai Norte com as áreas estudadas (retângulo). Modificado de Almeida (1974a), Barros *et al.* (1982), Almeida (1984) e Weska (1996).

Figura 2.3. Fluxograma das propostas estratigráficas para a Faixa Paraguai e SW do Cráton Amazônico. Cada arranjo colunar tem seu autor correspondente nos quadros em cinza. As denominações dos grupos estão listadas em retângulos verticalmente ao contrário dos outros termos formais. As propostas para as rochas carbonáticas estão destacadas em amarelo e aquelas para os diamictitos glaciais em roxo.

3 O FINAL DO NEOPROTEROZÓICO: DEFINIÇÕES E SÍNTESE DOS PRINCIPAIS EVENTOS

O Neoproterozóico é subdividido em três períodos geocronometricamente definidos, o Toniano (1000-850 Ma), Cryogeniano (850-600 Ma) e Neoproterozóico III (600-544 Ma) (Knoll 2000). Este capítulo pretende mostrar alguns aspectos desta Era, enfatizando o Neoproterozóico III, o intervalo no qual foram depositados as rochas carbonáticas e mistas que são o objeto deste estudo. Apesar deste período possuir diversas denominações como Siniano, Vendiano, Ediacarano e Ediacariano (Harland *et al.* 1989), em todos os casos é registrada a ocorrência de rochas glaciogênicas e fósseis representativos da fauna de Ediacara. A figura 3.1 sumariza alguns dos eventos mais expressivos do final do Neoproterozóico a Eocambriano, os quais serviram de base para a composição do arcabouço cronoestratigráfico do Neoproterozóico. Este período da história da Terra, concentra as mais pronunciadas mudanças climáticas, tectônicas, biogeoquímicas e evolutivas destacando-se como principais eventos: *i*) múltiplas glaciações globais que se estenderam até zonas equatoriais; *ii*) precipitação carbonática sincrônica imediatamente após as glaciações globais contendo fácies ainda pouco explicadas; *iii*) mares supersaturados em CaCO_3 com abundância de precipitados aragoníticos; *iv*) as mais expressivas e anômalas variações isotópicas; *v*) o surgimento e desaparecimento de faunas; *vi*) e rápidas mudanças tectônicas.

3.1 GLACIAÇÕES GLOBAIS

O Neoproterozóico é o único período da história da Terra que registra múltiplos eventos de glaciação reconhecidos em quase todos os fragmentos dos supercontinentes Rodínia (1000-800 Ma; Dalziel 1997, D'Agrella Filho 1999) e Gondwana (650-530 Ma; Brito Neves & Cordani 1991). Dados paleomagnéticos sugerem que as glaciações estenderam-se até o Equador, mas o motivo de como elas foram desencadeadas ainda é um grande debate. As teorias que tentam explicar este fenômeno são: *i*) obliquidade orbital, que sugere um alto ângulo ($>54^\circ$) entre o eixo de rotação da Terra e a órbita ao redor do sol, o que favoreceria a acumulação de geleiras no Equador (Williams 1975, 1993); *ii*) a presença de anéis de gelo em órbita da Terra que foram episodicamente colapsados na atmosfera formando uma proteção efêmera à luz solar e iniciando o processo que causaria as glaciações (Sheldon 1984); e *iii*) a teoria do *snowball Earth*, atualmente a mais divulgada e a que contempla o maior número de previsões que podem ser testadas com dados estratigráficos.

Figura 3.1. Correlação estratigráfica dos principais eventos biológicos e físicos do final do Proterozóico a Cambriano. As curvas isotópicas mostram a tendência geral e as demais indicam diversidade e declínio dos estromatólitos, frequência de *molar tooth*, diversidade dos acritarcos e eventos de calcificação microbiana. Os diagramas em pizza resumem os maiores eventos tectônicos, incluindo: A) supercontinente Rodínia; B) fragmentação do Rodínia; C) coalescência da porção leste e oeste do Gondwana, extensão e rápida subsidência; D) fragmentação continental, abertura do Iapetus e dispersão pré-Pangea. Modificado de Knoll (1994), Riding (1994) com informações adicionais de Grotzinger & Knoll (1995), James *et al.* (1998), Knoll (2000), Trompette (2000), Shields (2002) e Sumner (2002).

A hipótese de glaciação global ou *snowball Earth* (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998a, Hoffman & Schrag 2002) é sem dúvida a mais difundida e debatida atualmente na literatura. Ela sugere um cenário catastrófico no planeta que se repetiu no mínimo duas vezes, durante os intervalos *Sturtian* (~760-700 Ma) e *Varanger/Marinoan* (~590 Ma). Suspeita-se que pelo menos dois episódios glaciais possam ter ocorrido neste intervalo em ~725 Ma e 575 Ma (Fig. 3.1). A Terra nestes períodos teria passado por condições de baixas concentrações de CO₂ atmosférico associadas a uma redução da incidência e aumento da reflexão da luz solar (grau de albedo), que proporcionaram o avanço das geleiras sobre o mar até o Equador. A capa de gelo teria eliminado efetivamente a fotossíntese oceânica, que mesmo após este evento teria tido recuperação lenta, como registrado pelas razões de $\delta^{13}\text{C}$ com características mantélicas. As condições de *snowball Earth* (*icehouse*) terminaram subitamente, e foram sucedidas por uma fase de efeito estufa (*greenhouse*) gerada pelo aumento de CO₂ (~350 vezes a concentração atual), diminuição do albedo e aumento do vapor de água. Vulcões próximos aos limites de placas tectônicas teriam bombeado o CO₂ para a atmosfera (e oceano) pelas rachaduras na capa de gelo. Enquanto o evento glacial persistiria por pelo menos 5 Ma, a deglaciação teria sido catastrófica durando apenas algumas centenas de anos. A anoxia gerada pelo recobrimento dos oceanos pelo gelo, por milhões de anos, teria favorecido a formação de ferro reduzido que foi transportado em solução e precipitou-se como formações ferríferas onde quer que ocorresse a fotossíntese ou devido à deglaciação (Fig. 3.2A). O aumento da $p\text{CO}_2$ e da temperatura foi acompanhado pelo aumento da alcalinidade das águas de degelo, produzido pela interação de detritos glaciais ricos em carbonato e rocha pulverizada. As repetidas condições de *snowball Earth*, assim como o seu desaparecimento definitivo, permitiram ou teriam estimulado a explosão de vida multicelular neoproterozóica-cambriana.

Figura 3.2. Modelos paleoceanográficos para a deposição carbonática neoproterozóica (800 a 600 Ma).

A) Condições de estagnação em oceano profundo recoberto pela capa de gelo com produção de ferro ferroso e alcalinidade. B) Condições oceânicas seguindo a deglaciação. Capas carbonáticas são formadas como resultado da mistura por ressurgência de águas profundas depletadas isotopicamente, águas alcalinas e águas superficiais ricas em cálcio. Mares transgressivos foram supersaturados em $CaCO_3$ e a precipitação ocorreu diretamente no topo de depósitos glaciais e pavimentos com pouco ou nenhum sedimento siliciclástico. Modificado de Grotzinger & Knoll (1995).

3.2 CAPAS CARBONÁTICAS

Camadas carbonáticas sobre tilitos neoproterozóicos (*cap carbonates*) têm sido identificadas em várias partes do mundo (Fairchild & Hambrey 1984, Kennedy 1996, Hoffman *et al.* 1998a, b, Hoffman & Schrag 2002). São consideradas como intervalos condensados transgressivos depositados logo após a glaciação global durante condições extremas de efeito estufa. As capas são geralmente de dolomitos rosados (*cap dolomites*) e caracterizadas principalmente por fácies micríticas com diversas estruturas sedimentares ainda pouco entendidas (Kennedy 1996, Kennedy *et al.* 2001). As feições anômalas são estruturas em tubo, estromatólitos formados por cristais, estruturas tipo *tepee* com cristas alongadas e diversos tipos de precipitados calcícticos atribuídos a pseudomorfos de aragonita (cimento fibroso, crostas, leques de cristais) geralmente abundantes em calcários (*cap limestone cementstone*; Hoffman & Schrag 2002). Exibem forte assinatura negativa de $\delta^{13}C$ com valores médios de -5‰ (Kaufman & Knoll 1995, Hoffman & Schrag 2002). Além de serem consideradas como produtos relacionados às deglaciações no modelo de *snowball Earth*, estas camadas podem ser interpretadas como o resultado da rápida mistura dos $\delta^{13}C$ depletados de

águas profundas com águas rasas por ressurgência após glaciação (Kaufman *et al.* 1991, Grotzinger & Knoll 1995; Fig. 3.2B). A grande espessura, a predominância de ambientes de águas profundas e um contexto estratigráfico diferente das unidades sotopostas e sobrepostas, são características comumente encontradas em muitas seqüências de capas carbonáticas (Fig. 3.3). Apesar de algumas diferenças entre as seqüências de capa carbonática nas regiões da África, América do Norte e Austrália, estas camadas constituem-se em importantes marcos biológicos, climáticos e estratigráficos indiscutivelmente atreladas às glaciações globais (Fig. 3.3).

Figura 3.3. Variabilidade esquemática em seqüências de capas carbonáticas neoproterozóicas (sem escala). Observar a distinção entre "capas dolomíticas" e seqüência de "capa carbonática". Capas clásticas (a) não possuem as unidades ricas em crostas e cristais (*e.g. crystal-fan cementstone*) comumente encontrada nas capas mistas (b) e predominantemente carbonáticas (c). Abreviações: TSMA, trato de sistema de mar alto; SI, superfície de inundação marinha; LS, limite de seqüência; TST, trato de sistema transgressivo. Modificado de Hoffman & Schrag (2002).

3.3 EXCURSÕES ISOTÓPICAS

O fim do Eon Proterozóico é marcado por grandes variações isotópicas de ^{13}C acompanhadas por uma série de eventos, dentre os quais o surgimento de animais e glaciações de baixa latitude (Knoll 2000, Kaufman *et al.* 1997, Hoffman *et al.* 1998a e b, Walter *et al.* 2000, Hoffman & Schrag 2002). As curvas de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ têm sido usadas na composição de arcabouço quimioestratigráfico para este intervalo de tempo (Fig. 3.1). Excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$ relacionam-se ao aumento do grau de soterramento da matéria orgânica devido a altas taxas de sedimentação e/ou alta produtividade primária principalmente por organismos fitoplanctônicos. Variações isotópicas negativas estão relacionadas a mudanças paleoceanográficas significativas, interpretadas como: i) resultado de mistura rápida depois da glaciação de águas profundas depletadas em ^{13}C com águas rasas por ressurgência (Fig. 3.2B); ii) diminuição da produtividade biológica (abundância de ^{12}C) relacionada a cobertura dos oceanos por lençóis de gelo, no modelo *snowball Earth*; iii) desestabilização de gás hidrato no *permafrost* terrestre e transgressão seguindo rápido aquecimento pós-glacial (Kennedy *et al.* 2001) (Fig. 3.4).

Figura 3.4. Desestabilização dos gases hidratados. Gases hidratados são compostos de água e gases de hidrocarbonetos, principalmente metano. A adição de metano na água marinha é potencialmente capaz de produzir importantes modificações isotópicas de carbono (Kennedy *et al.* 2001).

Além das anomalias da curva de $\delta^{13}\text{C}$, o aumento dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no Neoproterozóico III, particularmente no intervalo 600-535 Ma, é relacionado a altas taxas de erosão e influxo de águas continentais para os oceanos associada com a orogenia Pan-Africana/Brasiliana (Derry *et al.* 1992, Kaufman *et al.* 1993, Jacobsen & Kaufman 1999) (Fig. 3.1).

3.4 PRECIPITADOS DE ARAGONITA: EVIDÊNCIA DE MARES SUPERSATURADOS EM CaCO_3

A abundância anômala de cimentos marinhos em intervalos carbonáticos do Pré-Cambriano permanece ainda como um grande enigma. Crostas, leques de cristais e cimentos fibrosos calcíticos, muitas vezes considerados pseudomorfs de aragonita, bem como estromatólitos compostos exclusivamente de cristais, sugerem que a água do mar foi supersaturada com respeito a aragonita e com altas taxas de crescimento de cristal (Grotzinger & Knoll 1995). No oceanos neoproterozóicos este estado de alta saturação foi mantido por um curto intervalo de tempo e relativamente em poucos ambientes, contrastando com os mares neoarqueanos que podem ter ficado supersaturado por milhões de anos (Sumner 2002). A origem destes eventos está associada às modificações na circulação oceânica, aumento da temperatura e CO_2 atmosférico após o final das glaciações, registrados principalmente nas capas carbonáticas (Grotzinger & Knoll 1995, Sumner 2002, Hoffman & Schrag 2002) (Fig. 3.1, 3.2B). Leques de aragonita precipitaram-se diretamente no assoalho oceânico em conjunto com micrito em ambientes com baixa taxa de sedimentação e relativamente profundos. A abundância de micrito no Neoproterozóico sugere que sua nucleação pode ter sido induzida por fatores químicos e biológicos diferentemente dos mares neoarqueanos (Sumner & Grotzinger 1996). A abundância de dolomititos no Neoproterozóico sugere que os processos de dolomitização eram mais freqüentes e/ou a precipitação direta poderia ter sido favorecida pelas condições de supersaturação dos oceanos (Grotzinger & Knoll 1995).

Fraturas enigmáticas preenchidas por calcita microcristalina ou estrutura *molar tooth* (MT) são restritas aos ambientes de submaré do Mesoproterozóico e Neoproterozóico (Fairchild *et al.* 1997, James *et al.* 1998, Pratt 1998, Shields 2002, Xianghua & Ming 2002). Ainda não existe um consenso sobre os mecanismos de formação desta estrutura embora as principais interpretações sugere sua origem por sismicidade (Fairchild *et al.* 1997, Pratt 1998, 1999) e alta pressão de gases gerados pelo metabolismo de bactérias (Furniss *et al.* 1998, Pope *et al.* 2003). MT parece estar associada diretamente aos eventos de supersaturação

em CaCO_3 dos mares pré-cambrianos (Fairchild *et al.* 1997, James *et al.* 1998, Shields 2002). A mudança na química dos oceanos causando o decréscimo na saturação de CaCO_3 e/ou aumento na concentração dos inibidores da precipitação na água do mar, teria causado o desaparecimento de MT (Shields 2002). Esta explicação pode ser também utilizada para o declínio, aproximadamente contemporâneo ao do MT, na diversidade dos estromatólitos no final do Neoproterozóico (Fig. 3.1).

3.5 ASPECTOS BIOEVOLUTIVOS

A evolução morfológica dos eucariotes do início do Neoproterozóico foi sucedida, ao final desta era, por duas irradiações distintas: a diversificação Ediacarana de grandes animais (~580 Ma) e a subsequente explosão cambriana dos invertebrados eucariontes (Fig. 3.1). Estas radiações ocorreram provavelmente como consequência das inovações biológicas evolucionárias (sistemas nervoso, respiratório e circulatório, esqueletos mineralizados, entre outros) ou, ainda, pela associação com eventos físicos e climáticos, ativados pela tectônica e glaciações globais (Runnegar 2000). Fluxos de materiais reduzidos para dentro dos oceanos durante a fragmentação do Rodínia podem ter contribuído no decréscimo dos níveis de oxigênio, aumentando as taxas de soterramento do carbono orgânico, e reduzindo os níveis de CO_2 o suficiente para indução da glaciação (Knoll 1994, Hoffman *et al.* 1998a). A anoxia gerada pelas glaciações globais, que podem ter aniquilado muitas das espécies eucarióticas, bem como a resultante diminuição da temperatura e mudanças na geoquímica dos oceanos, favoreceu o declínio dos estromatólitos, cianobactérias calcificadas e dos acritarcos (Riding 1994, Grotzinger 1990, Hoffman *et al.* 1998a). A eliminação de muitas formas de estromatólitos foi devido à invasão dos metazoários no ecossistema dos tapetes cianobacterianos no final do Neoproterozóico (Grotzinger 1990, Awaramik 1999) (Fig. 3.1). A competição direta com estes animais forçou as comunidades bentônicas microbianas, principalmente no Cambriano, a mudarem para ambientes restritos de inframaré, carbonáticos e mesmo siliciclásticos, onde ainda não havia competição por alimento e espaço e nem a presença de predadores (Walter 1994, Hagadorn & Bottjer 1997, Gehling 1999, 2000).

O decréscimo brusco do fluxo hidrotermal, antes da irradiação Ediacarana, permitiu a retomada das altas taxas de soterramento do carbono orgânico e, conseqüentemente, causou o aumento do O_2 para níveis capazes de suportar animais de maior porte (Knoll 1994). De fato, a atmosfera estabelecida e o desaparecimento das condições de *snowball Earth* estimularam a explosão cambriana da vida multicelular iniciada em 565 Ma (Runnegar 2000). Uma das

fortes evidências para esta hipótese é a rápida emergência dos diversos filos de animais logo após os eventos de glaciações globais (Fig. 3.5). Os eucariotes sobreviventes refugiaram-se em cones vulcânicos marinhos e próximo à superfície do gelo onde a fotossíntese poderia ser mantida. Estas comunidades separadas geograficamente teriam acumulado diversidade genética por milhões de anos, sofrido mutações e a repopulação após cada evento glacial teria proporcionado a emergência de novas formas de vida (Hoffman & Schrag 2002).

Figura 3.5. Animais descendentes dos primeiros eucariotes. As condições climáticas extremas podem ter eliminado dramaticamente a árvore dos eucariotes (linhas tracejadas). Todos os 11 filos de animais emergiram dentro de uma estreita janela de tempo resultante do último evento de *snowball Earth*. Modificado de Hoffman & Schrag (2000).

3.6 EVENTOS TECTÔNICOS E A POSIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA FAIXA PARAGUAI

O final do Eon Proterozóico foi marcado por intensa atividade tectônica, freqüentemente descrita em termos de agregação e fragmentação de supercontinentes (Fig. 3.1). A convergência e colisão Grenvilliana (1.1-1.0 Ga) aglomerou blocos continentais formando o Rodínia por volta de 850-800 Ma que permaneceu estável até 700 Ma quando ocorreu a sua fragmentação (Hoffman 1991). Cordani *et al.* (2000) discordam da composição proposta para o Rodínia e a partir de estudos nas províncias neoproterozóicas da América do Sul e África, sugerem que a sua fragmentação é muito mais antiga do que 700 Ma devido: *i*) a presença de eventos de colisão datados em 850-750 Ma que poderiam ser os precursores do supercontinente Gondwana (Brito Neves *et al.* 1999); *ii*) a existência do Oceano Goianides, com idades maiores do que 900 Ma (Pimentel *et al.* 1997); e *iii*) diques datados em 1.1-1.0 Ga (D'Agrella Filho *et al.* 1990). Desta forma, a agregação inicial do supercontinente Gondwana tem sido colocada em 750 Ma, com desenvolvimento em 650-530 Ma, coincidente com o clímax da Orogênese Brasileira-Pan Africana, e envolveu a fusão de vários núcleos cratônicos, como a Amazônia (Cordani *et al.* 2000).

A Província Tocantins, assim como a da Mantiqueira e Borborema (Almeida 1984), foram as mais afetadas pela tectogênese Brasileira-Pan Africana e indicam os locais das principais colisões dentro da América do Sul (Fig. 2.1). A escassez de dados paleomagnéticos nas reconstruções paleogeográficas do Rodínia e Gondwana pode ser a explicação da permanência da Amazônia sempre próxima do Pólo Sul (Dalziel 1994, Young 1995, Trompette 2000, Meert 2003). Estas reconstruções colocam a região da Faixa Paraguai como uma extensa margem continental ligada aos blocos do oeste da África e Paraná, e banhada pelo Oceano Brasileiro (Fig. 3.6). Este quadro paleogeográfico foi modificado após a aquisição de novos dados paleomagnéticos na capa carbonática Puga, unidade basal do Grupo Araras dentro do segmento norte da Faixa Paraguai, que permitem colocar a Amazônia em baixa paleolatitude (24°) corroborando portanto o registro de glaciação global para a América do Sul (Font *et al.* 2003, Trindade *et al.* 2003) (Fig. 3.7). Esta posição equatorial-tropical da Amazônia coaduna com os dados sedimentológicos prévios para as rochas carbonáticas do sudoeste do Cráton Amazônico, interpretados como depósitos de plataforma carbonática (Almeida 1964a, Zaine & Fairchild 1992, Boggianni 1997, Nogueira & Riccomini 2001, Gaucher *et al.* 2003).

Figura 3.6. Reconstituição dos continentes em 565-580 Ma após o evento de glaciação *Varanger/Marinoan* (~590 Ma). Modificado de Meert (2003).

Figura 3.7. Novo posicionamento da Amazônia para o período após o evento de glaciação *Varanger/Marinoan* (~590 Ma). Figura cedida por Ricardo I.F. Trindade.

4 AS ROCHAS CARBONÁTICAS DA FAIXA PARAGUAI NORTE

4.1 TRABALHOS ANTERIORES E LITOESTRATIGRAFIA

As primeiras citações sobre as rochas carbonáticas aflorantes no segmento norte da Faixa Paraguai foram feitas por Castelnau (1850) na região de Nobres e Cáceres. Evans (1894) descreveu as rochas carbonáticas de Corumbá (MS) e denominou estas rochas aflorantes no segmento norte da Faixa Paraguai de “Arara Limestone” em alusão ao vilarejo Araras, atualmente com o nome de Bauxi, com seção-tipo entre a cabeceira do Rio Paraguai e sua confluência com o Rio Cuiabá. Correlações litoestratigráficas com as rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, aflorantes no segmento sul da faixa (Fig. 2.1), são freqüentes na literatura (Evans 1894; Lisboa 1909, Oliveira & Moura 1944, Oliveira 1964, Correa & Couto 1972, Olivatti 1976, Almeida 1984, Schobbenhaus *et al.* 1984, Alvarenga & Trompette 1994). As rochas carbonáticas Araras foram categorizados como “série” (Oliveira & Moura 1944, Oliveira & Leonardos 1943, Scorza 1960, Oliveira 1964) e principalmente como “formação” e inserida tanto no Grupo Corumbá quanto no Grupo Alto Paraguai (Fig. 2.3, 4.1).

Almeida (1964a) propôs a categoria de “grupo” para estes carbonatos, com duas possíveis formações, a inferior pelítica-carbonática e uma superior de composição dolomítica (Fig. 4.1). Este autor manteve sua definição informal nas décadas seguintes (1965b, 1967, 1968, 1969, 1971, 1974b, 1974c, 1984), a qual foi usada por Hennies (1966), que sugeriu para as formações inferior e superior do grupo os nomes Guia e Nobres, respectivamente (Fig. 4.1). Após a proposição destas unidades o Grupo Araras tem sido descrito como uma sucessão de calcários sobrepostos por dolomitos (Vieira 1965, Guimarães & Almeida 1972, Ribeiro Filho *et al.* 1975, Luz *et al.* 1978, Dardenne 1980, Barros *et al.* 1982, Alvarenga 1990, Boggiani 1997). Alvarenga (1990) apresenta um perfil estratigráfico da Formação Araras na região de Mirassol d’Oeste, onde mostra uma unidade dolomítica em contato brusco com os diamictitos da Formação Puga proposta por Maciel (1959), embora continuasse assumindo a sucessão clássica do Grupo Araras (calcários sobrepostos por dolomitos). Este autor propôs posteriormente unidades informais, utilizando os termos “fácies” e “seqüência” como sinônimos de unidade litoestratigráfica (Fig. 4.1).

Figura 4.1. Fluxograma das propostas estratigráficas para o Grupo Araras. As denominações para o grupo podem ser rastreadas até sua proposição original

A proposta litoestratigráfica utilizada neste trabalho é em parte constituída pela sugestão de Almeida (1964a) e terminologia de Hennies (1966) por ordem de prioridade, acrescida de informações obtidas de várias seções descritas em afloramentos (pedreiras e cortes de estrada) ao longo da Faixa Paraguai (Fig. 1.1, 2.1). As rochas carbonáticas do Grupo Araras sobrepõem diamictitos glaciais da Formação Puga (Maciel 1959, Alvarenga & Trompette 1992) e de acordo com as descrições apresentadas nos capítulos 5, 6 e 7 podem ser agrupadas em quatro formações (Fig. 4.2): *i*) a Formação Mirassol d'Oeste, constituída por dolomitos microcristalinos e microbialitos dolomíticos; *ii*) a Formação Guia, que consiste de calcários microcristalinos, folhelhos e brechas subordinadas, algumas vezes betuminosos; *iii*) A Formação Serra do Quilombo, constituída por dolomitos, dolarenitos e brechas; e *iv*) a Formação Nobres, encerrando dolomitos, arenitos e pelitos com níveis de sílex. O Grupo Araras é recoberto pelas rochas siliciclásticas da Formação Raizama, do Grupo Alto Paraguai (Fig. 2.2, 2.3 e 4.2).

A proposição de duas novas designações na nomenclatura estratigráfica do Grupo Araras é justificada por vários motivos: *i*) as brechas carbonáticas da Formação Serra do Quilombo, aflorantes na serra homônima, foram pouco descritas em estudos anteriores e constituem uma expressiva unidade litoestratigráfica com grande importância na avaliação da sismicidade da bacia carbonática Araras, além de concentrar indicações para o último evento de supersaturação em CaCO_3 do mar neoproterozóico nesta parte da Amazônia; *ii*) a Formação Mirassol d'Oeste, que consiste da unidade dolomítica de uma capa carbonática depositada logo após a glaciação Puga correlata ao episódio *Varanger/Marinoan* (Nogueira *et al.* 2001a, b, 2002, 2003a, b), tratando-se de um marco estratigráfico global do Neoproterozóico. Assim como em outros sítios pré-cambrianos, as capas carbonáticas são formalmente contextualizadas em unidades litoestratigráficas (Hoffman & Schrag 2000). As formações Mirassol d'Oeste, Guia e Serra do Quilombo constituem uma sequência de capa carbonática pela primeira vez descrita na América do Sul (Fig. 4.3).

Figura 4.2. Coluna litoestratigráfica para as sucessões carbonáticas do sudoeste do Cráton Amazônico.

Figura 4.3. Sequências de capas carbonáticas neoproterozóicas com destaque para a sequência da capa carbonática Puga (sem escala). A sequência, considerando o conceito de Hoffman & Schrag (2002), incluiria as formações Mirassol d'Oeste, Guia e Serra do Quilombo do Grupo Araras. Abreviações: TSMA, trato de sistema de mar alto, SI, superfície de inundação marinha; LS, limite de sequência; TST, trato de sistemas transgressivo. Informações adicionais vide figura 3.3. Modificado de Hoffman & Schrag (2002).

4.2 A IDADE DAS ROCHAS CARBONÁTICAS

Não existem idades radiométricas para as rochas carbonáticas do Grupo Araras. Até o momento não foram encontrados tufos ou corpos vulcânicos que sirvam para essa finalidade. Tentativas de datação foram feitas para argilitos das formações Sepotuba (Rb/Sr - 569 ± 20 Ma; Cordani *et al.* 1978, Bonhomme *et al.* 1982) e Diamantino (Rb/Sr - 660 ± 60 Ma; Cordani *et al.* 1985) do Grupo Alto Paraguai, mais novas do que as rochas carbonáticas do Grupo Araras. Estas idades foram inicialmente interpretadas como deposicionais, depois como marcadoras do evento Brasileiro, e atualmente são consideradas duvidosas. A datação do Granito São Vicente (K/Ar e Rb/Sr - 500 Ma; Hasui & Almeida 1970, Almeida & Mantovani 1975), intrusivo no Grupo Cuiabá (Fig. 2.2) fornece a idade mínima para toda sucessão sedimentar da Faixa Paraguai.

As indicações relativas de idade se baseiam exclusivamente na correlação com as rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, da região topônima, a 500 km ao SW da Província Serrana (ver localização na Fig. 2.1), que contém microfósseis (Fairchild 1978, Hahn *et al.*

1982, Walde *et al.* 1982, Zaine 1991, Zaine & Fairchild 1985 e 1992) interpretados como penecontemporâneos à biota de Ediacara, ainda não encontrada na América do Sul: i) *Cloudina*, descrita como os mais antigos tubos calcários de invertebrados, também encontrados na Namíbia; ii) o gênero *Vendotaenia*, que são fitas orgânicas finas, amplamente conhecido em sucessões do Neoproterozóico III da Europa; e iii) *Corumbella weneri*, um suposto metazoário colonial, encontrado também no Neoproterozóico terminal do SW da América do Norte. Embora a falta de continuidade física destas unidades ao longo da Faixa Paraguai e de estudos estratigráficos de detalhe não permita uma melhor correlação, ambos os grupos recobrem diamictitos da Formação Puga (Maciel 1959, Almeida 1964a e 1965a, Alvarenga 1990, Boggiani 1997; Fig. 4.2), considerada como produto da glaciação Varanger (~590 Ma; Alvarenga & Trompette 1992). Esta possível correlação também é indicada pela ocorrência de microfósseis no Grupo Araras similares aos encontrados no Grupo Corumbá (Fig. 4.4), tais como: *Bavlinella faveolata* e *Siphonophycus* sp., presentes no Grupo Corumbá, além de *Symplassophaeridium* sp. *Leiosphaeridia* sp., *Soldadophycus bossii*, filamentos cianobacterianos, além de possíveis protozoários (Hidalgo 2002). Esta relação aparentemente paradoxal entre diamictitos glaciogênicos e carbonatos dolomíticos ou “capa dolomítica” com fácies anômalas e forte excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ na base dos grupos Araras (Nogueira *et al.* 2001b, 2002 e 2003b) e Corumbá (Bogianni 1997), tem sido encontrada em sucessões neoproterozóicas de várias partes do mundo (Knoll 1996a, Kaufman *et al.* 1993, Hoffman *et al.* 1998a, Kennedy *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002) e é interpretada como um evento de precipitação sincrônico após a glaciação global. A presença deste marco estratigráfico, que indica a passagem rápida de condições glaciais para as de efeito estufa, coaduna-se com uma correlação entre os referidos grupos e consolida a idade Neoproterozóico III para estas rochas (Fig. 4.2).

Figura 4.4. Correlação entre o Grupo Corumbá e as unidades basais da Formação Araras ao longo da borda do Cráton Amazônico (ver Figuras 1.1.e 2.1 para localização). A) Perfil composto das minas Laginha e Itaú, B) mina Terconi em Mirassol d'Oeste (Nogueira *et al.* 2001a, b) e C) Morro do Puga em Mato Grosso do Sul (Boggiani 1997). Modificado de Hidalgo (2002).

5 DEFORMAÇÃO PLÁSTICA NA BASE DA CAPA CARBONÁTICA PUGA DO NEOPROTEROZÓICO (SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, BRASIL): CONFIRMAÇÃO DE RÁPIDA TRANSIÇÃO CLIMÁTICA GLACIAL PARA CONDIÇÕES DE EFEITO ESTUFA NO MODELO DE *SNOWBALL EARTH*

Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C.; Sial, A.N.; Moura, C.A.V.; Fairchild, T.R.

(*Geology*, no prelo)

5.1 RESUMO

Dados estratigráficos e isotópicos permitiram identificar os 45 metros de rochas carbonáticas da base do Grupo Araras, situado na margem sudoeste do Cráton Amazônico, como uma capa carbonática neoproterozóica, depositada numa plataforma abaixo da base da onda de tempestades e recobrindo diamictitos glaciais da Formação Puga de idade *Varanger/Marinoan*. As camadas basais consistem de depósitos de águas moderadamente profundas representados por *dolomudstones* rosados com estromatólitos estratiformes fenestrais, laminação plana com porosidade fenestral e estruturas tipo-*tepee* e tubo. Sobrepostos em contato brusco com os carbonatos basais ocorrem *mudstones* calcíferos betuminosos e folhelhos subordinados de águas profundas com delgadas alternâncias de crostas calcíticas e lâminas de micrito comumente interrompidas por leques de cristais calcíticos (pseudomorfos de aragonita). O contato basal da capa Puga exhibe deformação plástica (principalmente estruturas de sobrecarga) atribuída à eventos de sismicidade induzida pelo *rebound* pós-glacial, atuando tanto nos carbonatos rapidamente precipitados como no diamictito inconsolidado sotoposto. Estas feições de deformação constituem a primeira evidência sedimentológica concreta em capas carbonáticas da mudança rápida das condições climáticas glaciais para as de efeito estufa, e fornece suporte para o modelo de *snowball Earth* de glaciação neoproterozóica.

Palavras-chave: Neoproterozóico, Cráton Amazônico, Rochas Carbonáticas, Glaciação, Isótopos estáveis, Deformação, *snowball Earth*

5.2 INTRODUÇÃO

As capas carbonáticas neoproterozóicas geralmente compreendem dolomitos rosados com pronunciada assinatura negativa de $\delta^{13}\text{C}$ e litofácies anômalas que sobrepõem depósitos glaciais sem evidência de hiato significativo (Kennedy 1996, Hoffman *et al.* 1998a, b, Kennedy *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002). Estas sucessões sincrônicas têm sido descritas em quase todos os crátons pré-cambrianos, o que sugere a existência de processos globais para a sua origem. A hipótese favorecida refere-se ao rápido degelo e igualmente rápida precipitação carbonática durante a transição essencialmente instantânea das condições glaciais globais para as de efeito estufa (*e.g.* Hoffman *et al.* 1998a, Hoffman & Schrag 2002).

A América do Sul é um dos últimos continentes no qual capas carbonáticas neoproterozóicas não têm sido precisamente documentadas. Ainda que vários autores tenham descrito carbonatos sobrepondo diamictitos glaciais em sucessões neoproterozóicas na região central do Brasil desde a década de 50 (Maciel 1959, Almeida 1964a, Alvarenga & Trompette 1992), ou inferido a presença de capas carbonáticas nesta região com base em leques de cristais de aragonita e valores isotópicos negativos de carbono (Peryt *et al.* 1990, Santos *et al.* 2001), a falta de estudos estratigráficos detalhados tem impedido, até agora, a correlação destas rochas com os depósitos anômalos associados aos denominados episódios neoproterozóicos de *snowball Earth* (Hoffman & Schrag 2002).

As análises estratigráfica, sedimentológica e isotópica da sucessão carbonática nas proximidades de Mirassol d'Oeste, margem sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso, Brasil, confirmaram a identificação de uma capa carbonática desenvolvida após a glaciação Puga, que é correlata ao evento *Varanger/Marinoan* (~600-590 Ma; Saylor *et al.* 1998, Knoll 2000) (Fig. 5.1A). A capa carbonática compreende os 45 m da base do Grupo Araras, sendo interpretada como depósito de plataforma profunda. A identificação de feições de deformação plástica no contato basal da capa é uma forte evidência de que a deposição dos carbonatos ocorreu imediatamente após a glaciação Puga. A deformação foi causada por sismicidade penecontemporânea, aqui interpretada como induzida pelo *rebound* pós-glacial.

Figura 5.1. A) Mapa Geológico do sudoeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai neoproterozóica adjacente (modificado de Almeida 1984). B) Seção colunar e perfis isotópicos da capa carbonática Puga na Mina Terconi, Mirassol d'Oeste, Brasil.

5.3 A CAPA CARBONÁTICA PUGA

5.3.1 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS

A capa carbonática compreende a Formação Mirassol d'Oeste (dolomitos) e a base da Formação Guia, ambas do Grupo Araras. Este grupo inclui também as formações Serra do Quilombo (dolomito e brecha dolomítica) e Nobres (dolomito, arenito e folhelho), sendo recoberta pelos depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai (Fig. 5.1A). A capa é melhor exposta na Mina Terconi, em Mirassol d'Oeste, na margem sudoeste do Cráton Amazônico, onde camadas carbonáticas subhorizontais e sem metamorfismo sobrepõem os depósitos glaciais Puga constituídos por diamictitos seixosos com clastos estriados de granito e arenito (Fig. 5.1A). Para o leste e sudoeste, o Grupo Araras e a Formação Puga são dobrados dentro do segmento norte da Faixa Paraguai (Fig. 5.1A).

A capa Puga exhibe valores depletados de $\delta^{13}\text{C}$, fácies anômalas e paleoambiente relacionado à deposição abaixo da onda de tempestades, semelhante às outras capas carbonáticas do mundo (Kennedy 1996, James *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ situam-se em torno de -5‰^{PDB} porém alcançando -9‰^{PDB} para *mudstones* carbonáticos, associados com variações anômalas nos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ maiores do que 0,710 (Fig. 5.1B). Os valores em torno de -5‰^{PDB} para os $\delta^{13}\text{C}$ são típicos de eventos glaciais do Neoproterozóico, e valores próximos a 0,7081 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, caracterizam capas depositadas após a glaciação *Varanger/Marinoan*. A capa consiste em duas unidades interpretadas como depósitos de plataforma carbonática (Fig. 5.1B): (1) a Formação Mirassol d'Oeste, composta por *dolomudstone* rosado, localmente brechado, com estromatólitos estratiformes fenestrais, laminação plana fenestral, estruturas tipo *tepee* e tubo (Fig. 5.2A, 5.2B, 5.2C e 5.2D); e (2) a Formação Guia, constituída por camadas tabulares, lateralmente extensas por centenas de metros, de *mudstone* calcífero betuminoso e laminado, com até 2% de silte e areia fina, intercalados subordinadamente com folhelhos. A alternância de lâminas de crostas calcíticas e de *mudstone* calcífero é comumente interrompida por leques de cristais calcíticos (pseudomorfos de aragonita) (Fig. 5.2D).

Figura 5.2. Estruturas da capa carbonática, Mina Terconi. A: brecha dolomítica. B: estruturas em tubo. C: estromatólito deformado truncado por falha à esquerda. D: estrutura tipo *tepee* de pequeno porte. E: intercalação de *mudstone* calcífero e crostas laminares (cor clara) truncada por leques de cristais. Parte do martelo mostrado em C tem 8 cm de comprimento; caneta em D tem 15 cm de altura; moeda em E tem 2,5 de diâmetro. Ver figura 5.3 para localização de A-E no perfil.

Exceto pela presença de microbialitos com cavidades fenestrais que indica deposição dentro de uma zona eufótica (Shinn 1983), diversas linhas de evidências sugerem que os carbonatos foram gerados em condições de baixa energia, abaixo da base da onda de tempestade em uma plataforma profunda: *i*) predominância de fácies de micrito laminado; *ii*) ausência de feições de águas rasas atribuídas a processos de maré, onda, tempestade ou exposição dentro das duas unidades; *iii*) intervalos betuminosos indicativos de condições anóxicas; *iv*) preservação dos leques de cristais de calcita (pseudomorfo de aragonita) intercalados com micrito, consistente com a precipitação em mar profundo supersaturado em CaCO_3 (Sumner 2002); e *v*) camadas de calcário monótonas e lateralmente extensas, interpretadas como fácies hemipelágicas (*e.g.* Coniglio & James 1990).

O contato basal da capa carbonática representa uma superfície de inundação marinha gerada pela subida do nível do mar pós-glacial (Fig. 5.3). O limite superior da capa dolomítica é uma superfície transgressiva marcada por um delgado e descontínuo nível de pelito vermelho e rico em óxido e hidróxido de ferro (Fig. 5.3). A concentração de óxidos e hidróxidos de Fe no limite superior das capas carbonáticas tem sido explicada por processos de ressurgência de águas profundas (*cf* Hoffman & Schrag 2002).

5.3.2 ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO SINSEDIMENTARES

Foram identificados na Mina Terconi quatro intervalos estratigráficos que exibem feições de deformação sinsedimentar separados por camadas sem deformação (Fig. 5.3). O intervalo I representa o contato basal, descrito mais adiante. O intervalo II exibe laminação microbiana truncada por estruturas em tubo (Fig. 5.2B). No intervalo III, falhas deslocam estromatólitos convolucionados e a laminação plana com fábrica fenestral é quebrada, rompida e inversamente deslocada para formar morfologias de baixo relevo tipo *tepee* (Fig. 5.2C e 5.2D). As estruturas tipo *tepee* têm cristas alongadas por mais de 3 metros, comprimento de onda de 0,15 a 2 m e amplitude de 10 a 20 cm, similares às feições observadas em outras sucessões neoproterozóicas (Kennedy 1996, James *et al.* 2001). No intervalo IV, localizado na base da Formação Guia, as camadas de calcário são localmente brechadas, falhadas, fraturadas exibem localmente estruturas de *slump* e diques netunianos (Fig. 5.3). Os níveis brechados são sucessivamente recobertos por crostas de calcita fibrosa.

Figura 5.3. Descrição detalhada da parte inferior da capa carbonática Puga com inferência do paleoambiente e processos alocíclicos. Bandas cinzas marcam zonas com deformação (explicações no texto). Letras A-E referem-se a feições ilustradas nas figuras 5.2A-E, respectivamente.

5.4 ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO NA BASE DA CAPA CARBONÁTICA PUGA

Pratt (1994) foi o primeiro a considerar a atuação de terremotos para explicar a deformação em carbonatos mesoproterozóicos da Formação Altyn, Estados Unidos. Em relação às capas carbonáticas neoproterozóicas, Kennedy (1996) foi o primeiro a descrever com mais detalhe estruturas de deformação, sem no entanto discutir sua origem. O contato basal com feições de deformação sinsedimentar da Capa Puga é uma feição única, descrita aqui pela primeira vez em capas carbonáticas neoproterozóicas.

5.4.1 DESCRIÇÃO DO CONTATO

Na base da capa carbonática Puga os *dolomudstones* rosados e localmente brechados, sobrepõem-se diretamente ao diamictito maciço com clastos centimétricos estriados de arenito e granito disseminados em matriz argilo-arenosa (Fig. 5.4A, B). O contato é brusco, lateralmente irregular e ondulado. Imediatamente abaixo do contato o diamictito exibe laminação plana incipiente, subparalela ao contato ondulado. Os *dolomudstones* formam lobos convexos para baixo, de 0,5-2 m de largura e 0,3-0,7 m de altura, com pequenas protuberâncias basais de forma aproximadamente circular (Fig. 5.4B, C). Localmente, o diamictito aparece como injeções agudas entre os lobos pouco espaçados lateralmente (Fig. 5.4D). No contato, os dolomitos sobrepostos exibem laminações plana, deformada e convoluta, localmente brechada (Fig. 5.3). Dentro do primeiro metro acima do contato, os dolomitos exibem laminações planar incipiente e convoluta com brechação local. Brechas cimentadas por dolomita espática compreendem camadas descontínuas de 4-10 cm de espessura que lateralmente passam para zonas fraturadas e deformadas (Fig. 5.2A). Os clastos são arredondados ou tabulares e, neste último caso, apresentam perfeito ajuste (*fitting*) (Fig. 5.2A).

Figura 5.4. Contato basal deformado entre os diamictitos da Formação Puga e *dolomudstones* da Formação Mirassol d'Oeste. A) seção panorâmica do afloramento desenhada de fotomontagem. B) protuberâncias na sola do dolomito (altura da escala é 5 cm). C) estrutura de sobrecarga de grande porte no dolomito (Fotomontagem; martelo com 28 cm de comprimento). D) reentrância aguda de diamictito entre lobos de sobrecarga tipo *sagging* (escala com altura de 5 cm).

5.4.2 MECANISMOS DA DEFORMAÇÃO

O contato basal irregular é aqui interpretado como estruturas de sobrecarga de grande porte, resultante de fluxo plástico e liquificação, semelhantes aqueles observados em sistemas areia/lama (Anketell *et al.* 1970, Lowe 1975, Plaziat *et al.* 1990). A preservação da laminação primária no dolomito, embora parcialmente deformada, é típica do fluxo plástico (*hydroplastic flow*; Lowe 1975) e, com exceção da laminação convoluta localizada, nenhuma evidência completa de liquificação e fluidização foi observada. Os diamictitos foram empurrados para cima até formar línguas agudas entre lobos subsidentes de lamas dolomíticas lateralmente pouco espaçados. A laminação plana incipiente, especialmente nos diamictitos, é paralela ao contato. Ambos os sedimentos experimentaram baixo *stress* cisalhante, considerando que a liquificação afetou principalmente os diamictitos, enquanto que o tixotropismo pode ter reduzido a resistência (*strength*) do sedimento carbonático que era mais denso. Como o sedimento carbonático afundou dentro do diamictito, este foi empurrado para cima. Sobrecargas pouco espaçadas lateralmente, tipo *sagging* (*cf* Alfaro *et al.* 1997), formaram-se onde a dinâmica da viscosidade foi maior dentro do diamictito.

A presença de deformação plástica no contato basal da capa Puga constitui uma evidência sedimentológica da precipitação dos dolomititos imediatamente após o degelo. Embora todos os modelos vigentes para capas carbonáticas (*snowball* e não-*snowball*; *e.g.* Kennedy *et al.* 2001 e Hoffman & Schrag 2002) postulem que a formação das capas carbonáticas teria ocorrido como resultado imediato da deglaciação, esta é a primeira evidência concreta em capas carbonáticas da rápida mudança das condições glaciais (*icehouse*) para as de efeito estufa (*greenhouse*). Esta observação fornece considerável suporte para o modelo de *snowball Earth*, como postulado por Hoffman *et al.* (1998a).

5.5 DEFORMAÇÃO DO CONTATO INDUZIDA POR ATIVIDADE SÍSMICA

As evidências de campo indicam que a deformação do contato basal foi o resultado de fluxo plástico e liquificação em diamictito pelítico-arenoso e *dolomudstone*. Estes processos podem ter sido ativados por causas naturais, como a sobrecarga de deposição, *stress* tectônico, impacto das ondas de tempestades ou fluxo gravitacional. A cimentação precoce pode ter limitado a sobrecarga deposicional pela lama dolomítica. Mesmo se a taxa de acumulação fosse tão rápida como aquela sugerida por Hoffman *et al.* (1998a) para a capa carbonática Maieberg da

Namíbia (5cm/ky), ainda assim, teria sido insuficiente para causar deformação. As estruturas de sobrecarga não mostram orientação preferencial, e o evidente comportamento plástico dos sedimentos indica seu estado inconsolidado ou parcialmente consolidado durante a deformação. A recorrência de camadas deformadas entre outras sem deformação também permite eliminar a possibilidade de tectonismo tardio como a causa. As brechas cimentadas associadas com deformação plástica nos dolomitos não são típicas de fluxos de detritos, de processos de *slump* ou de deslizamento, nem o resultado de dissolução cárstica. A deposição da capa carbonática abaixo da ação das ondas de tempestade, elimina a possível atuação de poderosos fluxos combinados como ativadores da deformação plástica observada. Sugerimos que as estruturas de deformação do contato foram induzidas por sismicidade, já que os sedimentos sobrepostos não são litologias que causam rápida sobrecarga. O tipo de deformação observada pode ter sido induzida por sismicidade de magnitude moderada a alta, provavelmente maior do que 5 (*cf* Ambraseys 1988).

Plaziat *et al.* (1990) e Alfaro *et al.* (1997) associam a geração das estruturas de sobrecarga, similares àquelas observada na capa Puga, com choques sísmicos. Durante os choques sísmicos, a força hidráulica dirigida para cima, de curta duração e repentina, decresce em intensidade próximo à superfície (Munson *et al.* 1995, Obermeier 1996). Este mecanismo pode ter favorecido os ajustes verticais observados no contato basal e pode ter gerado o fluxo plástico e a liquificação responsáveis pelas estruturas de sobrecarga e laminação convoluta do dolomito. A brechagem é comumente associada com choques instantâneos (Plaziat *et al.* 1990, Pratt 1994, Kahle 2002) e pode produzir clastos irregulares e arredondados em sedimentos não totalmente litificados. As brechas com *fitting*, falhas e fraturas sinsedimentares observadas na zona de contato podem ter sido a resposta rúptil ao *stress* horizontal sísmico em dolomitos cimentados precocemente.

Outras feições observadas na capa dolomítica são também consistentes com a interpretação sísmica. Por exemplo, eventos sísmicos múltiplos podem explicar a recorrência de intervalos deformados intercalados na sucessão da capa (Fig. 5.3) (ver Pratt 1994). O escape de gás ou fluídos em sedimentos parcialmente litificados pode ter originado as estruturas tipo tubo (Fig. 5.2A) (Kennedy 1996), e episódios esporádicos de forte movimentação do substrato por terremotos podem ter formado as estruturas tipo *tepee* (*cf* Pratt 2002).

5.6 O *REBOUND* PÓS-GLACIAL COMO O ATIVADOR DA SISMICIDADE

Os diamictitos glaciais da Formação Puga expostos ao longo da margem do Cráton Amazônico (Fig. 5.1A) mostram que, no final do Neoproterozóico, extensos mantos de gelo cobriam a parte central da América do Sul (Fig. 5.1). Esta região foi uma margem continental passiva que logo se tornaria envolvida na colisão tardia Brasileira-Pan-Africana (Alkmin *et al.* 2001). Como no Quaternário, a atividade sísmica devido à tectônica crustal foi reduzida, pelo menos parcialmente, pelo peso desses mantos de gelo (*e.g.* Johnston 1987). Com o fim da glaciação, a região tornou-se mais susceptível a terremotos, como resultado do *rebound* pós-glacial. Esta sismicidade induzida por isostasia e associada com deformação plástica sinsedimentar tem sido reconhecida para episódios glaciais quaternários (Quinlan 1984, Wu & Johnston 2000, Shilts *et al.* 1992). No Quaternário estima-se que o *stress* atribuído ao *rebound* perdura por até 10 ka até o seu relaxamento (Wu & Johnston 2000). O *rebound* glacial tem sido aventado para explicar superfícies cársticas na capa carbonática Ice Brook, Neoproterozóico das Montanhas Mckenzie, Canadá (*e.g.* James *et al.* 2001). Entretanto, usando a taxa de acumulação de 50 cm/ka calculada por Hoffman *et al.* (1998a) para a deposição rápida da capa neoproterozóica da Namíbia, o tempo necessário para a acumulação de ambas as capas dolomíticas (Puga e Ice Brook) teria excedido a duração do *rebound* glacial quaternário por 30 vezes. Sugerimos que pelo menos os primeiros metros desses depósitos foram afetados pela descarga glacial, como indicado pelas estruturas de sobrecarga e liquêfação no contato basal. Assim, a sismicidade induzida pela descarga glacial na extremidade do Cráton Amazônico explicaria satisfatoriamente a deformação plástica deste contato.

5.7 CONCLUSÕES

Os valores próximos de -5‰^{PDB} para os $\delta^{13}\text{C}$, típicos de eventos glaciais do Neoproterozóico III, e valores próximos a 0,7081 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, característicos de capas depositadas após a glaciação *Varanger/Marinoan* (~600-590 Ma), associados com outras evidências geológicas, permitem situar a capa Puga no final do Neoproterozóico e estender o registro de precipitação carbonática global e sincrônica pós-*Varanger/Marinoan* para o Cráton Amazônico da América do Sul. As lamas dolomíticas com influência da atividade microbiana (capa dolomítica da Formação Mirassol d'Oeste) foram depositadas sobre diamictions glácio-

marinhos, abaixo da onda de tempestade, em uma plataforma moderadamente profunda, ainda dentro da zona eufótica. Esses sedimentos foram recobertos por lamas calcárias, crostas e leques de cristais de aragonita (camadas tabulares da Formação Guia) depositadas em um mar supersaturado em CaCO_3 , também abaixo da onda de tempestade, porém em um contexto de plataforma mais profunda. Embora a capa carbonática Puga apresente muitas das feições sedimentares geralmente encontradas em outras capas carbonáticas, ela difere principalmente em seu contato com os diamictitos sotopostos, exibindo clara evidência de deformação plástica. Esta deformação é interpretada como o resultado de sismicidade penecontemporânea em dolomicritos parcialmente consolidados resultante das mudanças do *stress* litosférico induzido pelo *rebound* pós-glacial. Estas feições claramente corroboram com a idéia de uma abrupta transição das condições glaciais (*icehouse*) para as de efeito estufa (*greenhouse*) como sugerido para o final dos episódios glaciais do Neoproterozóico no modelo de *snowball Earth*.

6 FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

6.1 OBSERVAÇÕES GERAIS

As primeiras interpretações paleoambientais das rochas carbonáticas do SW do Cráton Amazônico, formuladas em trabalhos de mapeamento geológico com ênfase litoestratigráfica, têm inferido principalmente depósitos de plataforma marinha (Almeida 1964a, Luz *et al.* 1978, Barros *et al.* 1982). Estudos sedimentológicos de detalhe já realizados restringiram-se à análise pontual de afloramentos, muitas vezes independentes de uma ordenação estratigráfica precisa, o que tem dificultado a reconstituição dos sistemas deposicionais. A maior parte dos paleoambientes de plataforma carbonática interpretados até o momento, referem-se principalmente à planície de maré sob condições evaporíticas e depósitos de águas profundas (Zaine & Fairchild 1992, Boggianni 1997). Estas interpretações têm sido subsidiadas pela presença de pseudomorfos de evaporitos, cavidades fenestrais, gretas de ressecamento, oóides, *tepees*, estromatólitos e estratificação cruzada *hummocky*.

A análise de fácies foi realizada em áreas pouco deformadas no sudoeste do Cráton Amazônico, principalmente na região de Mirassol d'Oeste e em flancos de dobras na Faixa Paraguai, como nos sinclinais de Jacobina e das Araras, evitando-se assim zonas com complexidade estrutural (Fig. 6.1). Foram identificadas 28 fácies sedimentares agrupadas em 8 associações representativas de depósitos glaciais e principalmente de plataforma carbonática (Tab.1, 6.2). O estudo propiciou ainda a identificação das principais superfícies-chave da sucessão carbonática (1-11), que serão tratadas mais adiante no capítulo referente ao arcabouço estratigráfico (Fig. 6.2).

As rochas carbonáticas pertencentes ao Grupo Araras são representadas por calcários e dolomitos microcristalinos a aloquímicos microcristalinos (*mudstones*, *packstones* e *grainstones*), podendo conter até 10% de terrígenos. Outros litotipos desta unidade são arenitos finos a grossos com cimento carbonático, folhelhos betuminosos, e brechas cimentadas por esparito dolomítico e/ou com matriz. Cores branca, amarela e rosa claro são comuns nas rochas intemperizadas. As cores rosa, principalmente nos dolomitos da capa carbonática, e o cinza escuro são mais freqüentes nas rochas menos alteradas. A silicificação é geralmente secundária. O sílex, de coloração escura preenche cavidades e os limites de camadas; além disso, substitui parcialmente os carbonatos, os minerais de evaporitos e, por vezes, resalta a morfologia dos estromatólitos. A presença de evaporitos foi inferida com base na comparação morfológica de moldes e camadas nodulares de gipsita e anidrita. A compactação dos carbonatos é geralmente denunciada por freqüentes planos de estilolitização,

com projeções denteadas colunares de tamanhos desde microscópicos até alguns centímetros e podem ser ressaltadas por cristais de calcita, sílex, óxidos/hidróxidos de ferro e, mais raramente, betume. As estruturas sedimentares do carbonato muitas vezes são difíceis de serem observadas, seja em rocha fresca, principalmente devido a intensa silicificação e neomorfismo, seja por causa de alterações geradas por processos pedogenéticos recentes.

Figura 6.1 Mapa geológico simplificado do SW do Cráton Amazônico com a localização dos principais afloramentos estudados (círculos em amarelo). Localidades: (A) Mirassol d'Oeste, (B) Fazenda Jacobina, (C e D) Pedreira Camil-Emal 1 e 2 no km 707 da BR-070, (E) km 698 da BR-070, (F) km 690 da BR-070, (G) Pedreira Nossa Senhora da Guia, (H) Copacel, Nobres, (I) Mineração Itaipu-Bauxi.

Tabela 1. Sumário das fácies da Formação Puga e Grupo Araras no SW do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte. As fácies recorrentes em mais de uma associação são descritas apenas uma vez.

ASSOCIAÇÃO/FÁCIES	ESTRUTURAS	PROCESSOS
1 - GLÁCIO-MARINHO (Fácies Df, Dpm, SAs)		
Diamictito foliado (Df). Paraconglomerado de coloração roxa-amarronzada com seixos e blocos de até 1m de diâmetro de composição variada (arenito, granito, gnaiss, vulcânica, xisto, quartzo, etc.). Os clastos são estriados e facetados e a matriz é pelítico-arenosa micácea.	Foliação formada por planos penetrativos de espaçamento milimétrico, geometria curvilinear, inflexionando próximo a clastos, estes muitas vezes rotacionados, configura um padrão anastomótico. Esta estrutura é concordante com o acamamento regional. Acamamento maciço subordinado.	Abrasão sobre rochas do embasamento e sedimentares. Ressedimentação por fluxo (cisalhamento) subglacial a partir da atuação de um binário tangencial resultante do peso da geleira e seu movimento. Ressedimentação por fluxos gravitacionais esporádicos
Diamictito com estratificação plano-paralela a maciço (Dpm). Paraconglomerado semelhante a Df e conglomerado com arcabouço fechado lenticular.	Estratificação plano-paralela e acamamento maciço. Localmente diápiro e laminação convoluta.	Fluxo de massa e esporadicamente em lençol, associado ao degelo. Liquefação.
Siltito/arenito laminado com seixos (SAs). Alternância de siltitos com arenitos finos. Lentes de diamictitos (Dpm) de até 30 cm ocorre intercalada a esta fácies.	Seixos e blocos de composição semelhante a das fácies Df e Dpm. Laminação deformada na base dos clastos. Laminação plano-paralela. Estrutura de sobrecarga. Laminação cruzada.	Deposição a partir de suspensão e tração. Ajustamento plástico entre arcia/elasto e silte. Chuvas de clastos a partir do degelo de <i>Icebergs</i> .
2 - PLATAFORMA MODERADAMENTE PROFUNDA (Fácies Dd, Mf, Dt)		
Dolomudstone com estrutura de sobrecarga (Ds). Dolomicrito e localmente dolomicroesparito. Coloração rosada predominante.	Laminação plana incipiente: estruturas de sobrecarga de grande porte e laminação convoluta e localmente brechas intraformacionais, falhas e fraturas. Laminação convoluta.	Precipitação de carbonato. Fluxo plástico, tixotropismo e processo de liquefação. Localmente, fraturamento e falhamento de camadas parcialmente litificadas
Microbialito dolomítico fenestral (Mf). Dolomudstone de coloração rosada, localmente formado por microesparito. Geometria de biostroma.	Estromatólitos estratiformes, raramente dômicos, conectados e espaçados lateralmente (tipo <i>spaced laterally-linked hemispheroids</i> ou LLH-S de Logan <i>et al.</i> 1964). Porosidade fenestral preenchida por calcita, cristais euédricos de dolomita não ferrosa e, algumas vezes, cristais de gipsita. Estruturas tipo tubo.	Precipitação química de micrito induzido pela atividade microbiana. Degradação de matéria orgânica, escape de fluidos e gases. Neomorfismo incipiente.
Dolomudstone laminado fenestral com estruturas tipo tepee (Dt). Alternância de estratos impregnados por betume e lâminas de dolomudstone confere um padrão listrado à fácies. Localmente ocorre microesparito. Coloração rosada	Laminação plana não microbiana. Porosidade fenestral preenchida por calcita, betume, cristais euédricos de dolomita não ferrosa e, algumas vezes, cristais de gipsita. Tepee de até 2m de comprimento, isolados ou compondo zonas associadas com planos (falhas?) de cavalgamento e normais.	Precipitação de carbonato, degradação de matéria orgânica. Deformação sinsedimentar em regime rúptil compressivo e distensivo. Neomorfismo/autigênese de dolomita.

Tabela 1. Sumário das fácies...(continuação).

ASSOCIAÇÃO/FÁCIES	ESTRUTURAS	PROCESSOS
3 - PLATAFORMA PROFUNDA		
SATURADA EM CaCO_3 (Fácies Mc, BCc, Cs, F, Pm, MI)		
<i>Mudstone</i> calcífero com leques de cristais e crostas (Mc). Camadas planas de até 20 cm, com partições de folhelhos, lateralmente contínuas por dezenas de quilômetros, lâminas de micrito com porosidade intercrystalinas. Níveis de betume e cristais de pirita, grãos de terrígenos (quartzo, feldspato e mica) são raros.	Laminação plano-paralela. Crostas calcificas fibrosas intercaladas com de micrito. Leques de cristais centimétricos. Terrígenos concentrados na base das camadas, cavidades alongadas (<i>sheet cracks</i>) preenchidas por cimento isópaco.	Precipitação química inorgânica de micrito e crostas em ambiente de energia muito baixa. Deposição a partir de suspensão e dissolução.
Brecha calcárea com crostas (BCc). Arcabouço aberto e fechado. Passagem lateral e por falha com a fácies Mc. Cimentada localmente por esparito de calcita. Lentes de carbonato cristalino grosso, grãos de terrígenos são raros.	Estrutura de <i>slump</i> , múltipla geração de cimento e crosta fibrosa calcificas) sobre camadas de brecha, elastos brechados com <i>fitting</i> . Dique netuniano, falha e fraturas preenchidos por cimento (crostas de calcita, cristais retrabalhados, brecha).	Eventos de ruptura de camadas e ressedimentação por fluxos gravitacionais separados por eventos de cimentação sinsedimentar.
Cimento calcítico em camadas (<i>cemenstone</i>) (CS). Horizontes centimétricos de cristais finos a grossos de esparito, por vezes, intercaladas com micrito.	Camadas tabulares e localmente arqueadas (tipo <i>tepee</i>), rompidas e brechadas.	Precipitação inorgânica de calcita espática, esporadicamente interrompida por precipitação de micrito. Processos de expansão e brechação de camadas de cimento induzida pela força de cristalização.
Folhelho (F)- Em camadas tabulares de até 80 cm de espessura, geralmente betuminoso, cristais de pirita.	Laminação plana	Deposição a partir de suspensão. Concentração de matéria orgânica.
Pelito Maciço (Pm), carbonático e rico em óxidos e hidróxidos de ferro.	Sem estrutura	Deposição por suspensão e concentração de ferro reduzido por águas de ressurgência.
4 - PLATAFORMA PROFUNDA		
ANÓXICA (Fácies MI, MF, F)		
<i>Mudstone</i> calcífero laminado (MI). Camadas planas de até 1 m de espessura, eventualmente intercaladas com folhelhos na forma de ritmitos, lateralmente contínuos. Grãos de terrígenos são raros. Cristais de pirita.	Laminação plana.	Precipitação química em ambiente anóxico de energia baixa.
Ritmito <i>mudstone</i> /Folhelho (RMF). Camadas de até 1 m de espessura, lateralmente contínuas. Localmente betuminoso, cristais de pirita.	Laminação plana, acamamento maciço.	Alternância de precipitação carbonática e deposição a partir de suspensão em ambiente de energia muito baixa. Concentração de matéria orgânica

Tabela 1. Sumário das fácies ... (continuação).

ASSOCIAÇÃO/FÁCIES	ESTRUTURAS	PROCESSOS
5-PLATAFORMA SATURADA EM CaCO_3 INFLUENCIADA POR SISMOS (Fácies Dml, BDc, Cmt)		
<i>Dolomudstone</i> maciço a laminado (Dml)- predominância de microesparito. Localmente a fácies é um dolomito cristalino fino a grosso. Grãos de terrígenos (quartzo, feldspato e mica).	Laminação plano-paralela e acamamento maciço.	Precipitação química de carbonato em ambiente de energia muito baixa. Neomorfismo.
Brecha dolomítica com cimento (BDc). Monomítica, com elastos da fácies Dml (até tamanho matacão), arcabouço fechado, cimentada por esparito de calcita e cristais de quartzo subordinado. Contato lateral brusco e recoberto em <i>outlap</i> pela fácies Dml.	Gradação inversa e normal, microfalhas, fraturas preenchidas por cimento (esparito de dolomita e, secundariamente, cristais de quartzo), acamamento convoluto, níveis brechados com bom <i>fitting</i> . Deformação rúptil diminui com a profundidade da camada.	Fraturamento e falhamento de camadas sinsedimentares. Fluxo gravitacional associado à movimentação de planos de falhas. Cimentação precoce e.
Carbonato com estruturas <i>molar tooth</i> (Cmt). O carbonato corresponde as fácies Ml e Dml	Laminação plana. Fraturas preenchidas por dolomita espática tipo <i>molar tooth</i> do tipo pontilhado linear e tumoroso. Esta fácies ocorrem associadas a fácies BDc.	Precipitação de carbonato, fraturamento de camadas e rápida cimentação por dolomita espática sinsedimentar.
6-PLATAFORMA DOMINADA POR TEMPESTADES (Fácies DAi, DAh e BDM)		
Dolomito arenoso com laminações produzidas por onda (DAi). Dolomito fino com grãos de terrígenos (quartzo, feldspato e mica), tamanho silte e areia fina. Localmente, cristais de dolomita grossos anédricos.	Laminação cruzada truncada por ondas, arranjo em <i>chevron</i> , dessemelhança estrutural de <i>sets</i> adjacentes, laminações cruzadas em direções opostas, padrão interno da laminação cruzada sem relação com a forma externa ondulada, feixes de laminação cruzada agradacionais (<i>bundled upbuilding</i>), lâminas com padrão <i>pinch and swell</i> , laminação quase-planar. Microfalhas sinsedimentares e acamamento convoluto.	Migração de marcas onduladas por fluxo combinado durante o declínio (<i>waning</i>) de eventos de tempestades. Ajustamentos plásticos e rúpteis relacionado ao agitação do substrato por impacto de ondas de tempestades ou evento de sismicidade. Neomorfismo
Dolomito arenoso com estratificação cruzada <i>hummocky</i> (DAh). Dolomito fino com grãos de terrígenos (quartzo, feldspatos e micas). Cristais grossos e anédricos de dolomita.	Estratificação cruzada com truncamentos de baixo ângulo ($>10^\circ$) em camadas onduladas interpretadas com estrutura <i>hummocky</i> . <i>Sets</i> amalgamados com comprimentos de até 2m. Localmente, grânulos e seixos angulosos de dolomito arenoso seguem aproximadamente a estratificação. Laminação cruzada truncada por ondas. Estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo. Laminação plano-paralela. Falhas sinsedimentares truncam as camadas geralmente associadas a camadas lenticulares de brecha (fácies BDM).	Atuação de fluxo combinado dominantemente oscilatório de ondas de tempestades. Fluxo em lençol gerado pela atuação de ondas de tempestades Migração de marcas onduladas. Fraturamento de camadas pelo impacto das ondas ou por movimentação do substrato induzida por evento de sismicidade. Neomorfismo.
Brecha dolomítica com matriz (BDM). Monomítica (clastos ds fácies DAh e DAi). Matriz de dolomito arenoso.	Clastos de dolomito arenoso em <i>fitting</i> , imbricados em arcabouço fechado; localmente com feições de dissolução por pressão, e disseminados em arcabouço aberto. Matriz maciça, localmente com estruturas de liquefação. Clastos paralelizados com planos de falhas.	Fraturamento e desarticulação de camadas de carbonato parcialmente litificado por impacto das ondas de tempestades e terremotos. Compactação mecânica localizada. Liquefação e fluidização.

Tabela 1. Sumário das fácies...(continuação).

ASSOCIAÇÃO/FÁCIES	ESTRUTURAS	PROCESSOS
7-PLANÍCIE DE MARÉ/SABKHA (Fácies Dml, DAe, DAm)		
<i>Dolomudstone</i> /arenito dolomítico com camadas enterolíticas (DAe). Grãos de terrígenos freqüentes. Dolomitos finos a grossos associam-se a esta fácies.	Camadas enterolíticas intercaladas com lentes e "manchas" de arenito dolomítico (fábrica tipo <i>sand patch</i>). Nódulos e moldes de evaporitos com morfologia de pipoca, silicificados (pseudomorfos de anidrita e gipsita). Diápiros e acamamento maciço. Níveis de brechas com clastos tabulares (<i>rip-up clasts</i>) intercalado com <i>dolomudstones</i> contendo gretas de ressecamento.	Alternância de correntes trativas e precipitação química de carbonato e evaporitos. Substituição de gipsita por anidrita em temperaturas acima de 35 ^o C. Dissolução de crostas salinas por eventos de inundação. Exposição subaérea periódica.
<i>Dolopackstone</i> /arenito intraclástico com acamamento de megamarca ondulada (DAm). Grãos de terrígeno freqüentes. Dolomitos finos a grossos associam-se a esta fácies, intraclastos de <i>dolomudstones</i> .	Acamamento de megamarca ondulada, marcas onduladas assimétricas, laminação plana. Clastos tabulares (<i>rip-up clast</i>).	Migração de barras e marcas onduladas por correntes trativas. Fluxo em lençol e exposição subaérea esporádica.
8-PLANÍCIE DE MARÉ DE CLIMA ÁRIDO (Fácies Dml, DAm, Do, Mo, DMf, DAi, APh, AI, PI)		
<i>Dolograinstone</i> oolítico (Do). Oólitos com até 2mm de diâmetro. Oncólitos e intraclastos tabulares são raros. Freqüentes grãos de terrígenos.	Acamamento maciço e laminação incipiente.	Migração de barras em águas rasas e agitadas.
Microbialito ondulado (Mo). <i>Dolomudstone</i> parcialmente silicificado.	Estromatólitos dômicos a estratiforme, moldes de evaporitos com morfologia de pipoca e nódulos (halita e gipsita?). Lâminas onduladas de 1-2mm.	Atividade microbiana com formação de esteiras em águas rasas e energia moderada. Alternância de condições de hipersalinidade e salinidade normal.
<i>Dolomudstone</i> /microbialito com feições de ressecamento (DMr). Silicificado, com terrígenos disseminados.	Estromatólito estratiforme com laminação fenestral e <i>bird eyes</i> . Estromatólito rugoso com morfologia tipo cérebro. Níveis de brecha, <i>tepee</i> , moldes salinos com morfologia de pipoca e gretas de ressecamento.	Atividade microbiana em ambiente estressante. Degradação de matéria orgânica com formação de porosidade. Exposição subaérea associada a cristalização de sais.
Alternância de <i>dolomudstone</i> e arenito dolomítico intraclástico (DAi). Grãos de terrígenos de granulometria fina a média, subordinadamente grossa.	Clastos tabulares (<i>rip-up clasts</i>). Laminação plana.	Alternância de precipitação de lama carbonática, exposição subaérea e correntes trativas.
Arenito/pelito com acamamento heterolítico (Aph). Arenito fino a médio com grãos arredondados.	Acamamentos ondulado-lenticular e <i>flaser</i> . Laminação cruzada em <i>sets</i> de base reta. Laminação plana.	Alternância de correntes trativas e deposição por suspensão.
Arenito laminado (AI). arenito fino a médio com grãos arredondados.	Laminação plana a estratificação cruzada de baixo ângulo. Marcas onduladas	Alternância de correntes de fluxo e refluxo. Migração de formas de leito de pequeno porte.
Pelito laminado (PI) - Intercalações esporádicas de lâminas de arenito fino.	Laminação plana.	Deposição a partir de suspensão

6.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 1 (AF1): DIAMICTITO E SILTITO COM SEIXOS (GLACIAL-MARINHO)

A observação da associação de fácies 1 foi feita em afloramentos de até 5 m de espessura na região de Mirassol d'Oeste, onde suas camadas estão dispostas sub-horizontalmente sobre as rochas metamórficas arqueanas e proterozóicas do Cráton Amazônico, e dentro da faixa dobrada, na região de Jangada e Cáceres, sobrepondo rochas sedimentares do Grupo Cuiabá (Fig. 2.1, 6.1). Esta associação é constituída por diamictitos maciços e siltitos com seixos dispersos, intercalados com arenitos finos com laminações plana e cruzada, geralmente interrompidas por níveis de seixos e grânulos disseminados. Os diamictitos apresentam cores cinza esverdeado a preto, embora possam exibir cores arroxeadas e/ou avermelhadas quando intemperizados. Apresentam matriz argilo-arenosa (areia fina a média), muitas vezes carbonática e micácea. Seixos, blocos e matacões de até um metro ocorrem disseminados na matriz, compondo um arcabouço aberto (Fig. 6.3A, B, C). Os clastos mostram composição variada (arenito, granito, gnaiss, rocha vulcânica, xisto, quartzo, pelito, entre outros) e muitas vezes mostram-se estriados e facetados (Fig. 6.3B). As principais estruturas dos diamictitos são o acamamento maciço, estratificação plano-paralela e foliação primária (fácies Dpm e Df). A foliação é subconcordante com o acamamento regional, possuindo mergulhos altos próximo ao eixo das dobras, direcionada para NE, formada por planos penetrativos de espaçamento milimétrico (Fig. 6.3A e 6.3C). Esta estrutura apresenta geometria curvilinear, inflexionando próximo a clastos, estes muitas vezes rotacionados, configurando um padrão anastomosado (Fig. 6.3D). Fenoplastos da matriz do diamictito mostram-se invariavelmente estirados segundo a foliação (Fig. 6.3D). Siltitos intercalados com arenitos finos exibem grânulos e seixos disseminados (fácies SAs), de composição semelhante aquela encontrada nos diamictitos. A laminação plana dos siltitos e arenitos é deformada na base dos clastos, quase sempre formando estruturas de sobrecarga. Lentes de diamictito maciço e arenito ocorrem de forma esporádica intercaladas nestes sedimentos.

Figura 6.3. Depósitos glaciais da AF1. A) Textura do diamictito foliado; B) Clasto de arenito facetado e estriado C) Diamictitos com seixos e blocos disseminados em matriz pelítico-arenosa exibindo foliação penetrativa; D) Diamictito exibindo clasto de arenito e fenoplastos da própria matriz (dois fenoplastos destacados na foto), orientados segundo planos de foliação. As projeções triangulares na frente e atrás do clasto de arenito, preservando fragmentos maiores, são consideradas como sombras de pressão, formadas por rotação. O estiramento dos fenoplastos é interpretado com base na geometria tabular e ripiforme coincidente com a foliação.

6.2.1 INTERPRETAÇÃO

A descrição desta associação é semelhante àquela feita por Alvarenga (1988) e Alvarenga & Trompette (1988, 1992), que a interpretaram como depósitos glácio-marinhos plataformais com influência de fluxo de detritos no domínio mais distal. A influência marinha costeira a distal é indicada pela proximidade dos carbonatos sobrepostos, interpretados como de águas moderadamente profundas, ainda dentro da zona eufótica (Nogueira *et al.* 2003b). Da mesma forma, a ambiência glacial mais proximal pode ser sugerida pela diversidade litológica dos clastos (estriados e facetados) dos diamictitos, que sugere a abrasão e retrabalhamento de rochas do embasamento e depósitos sedimentares pelas geleiras. Neste processo abrasivo foi gerada grande parte da matriz pelítico-arenosa. Adicionalmente, as observações em Mirassol d'Oeste e Cáceres sugerem que o peso juntamente com o avanço das geleiras teriam produzido um binário cisalhante tangencial, capaz de gerar a foliação dos diamictitos, estes interpretados como tilitos de alojamento num contexto subglacial costeiro, embora a foliação nos diamictitos seja interpretada como produto de tectonismo regional. Cabe ressaltar que a ocorrência da foliação restrita aos estratos da Formação Puga (deformação intraformacional; *e.g.* Van der Wateren 1986), geralmente com disposição concordante com o acamamento regional (*e.g.* Miller 1996) indica que grande parte desta estrutura pode ter uma origem primária. A presença de fenoplastos da matriz do diamictito, estirados segundo a foliação (Fig. 6.3D), sugere que estes foram gerados durante a deformação cisalhante de sedimentos parcialmente litificados. Zonas de cisalhamento tangenciais em depósitos subglaciais e seus diversos estilos estruturais são amplamente descritos na literatura (Thomas 1984, Van der Wateren 1986, Ferlund 1988 e 1994, Rieck *et al.* 1991, Miller 1996). O recuo dos lençóis de gelo teria proporcionado a formação de ambientes lagunares e de plataforma marinha onde se acumularam, por suspensão ou fraca corrente, os siltitos e arenitos supridos por grânulos e seixos caídos pelo degelo de *icebergs*.

6.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 2 (AF2): DOLOMITO FINO ROSADO COM ESTROMATÓLITO (PLATAFORMA MODERADAMENTE PROFUNDA)

A associação de fácies 2 foi encontrada apenas na Mina Terconi, em Mirassol d'Oeste. É constituída por *dolomudstone* rosado com até 15 m de espessura (Fig. 6.2). O *dolomudstone* é finamente laminado, disposto em camadas lateralmente contínuas por centenas de metros, é formado principalmente por estromatólitos planares fenestrais (fácies Mf), raramente dômicos, com comprimento da ondulação de até 70 cm e amplitude de 10 a 20 cm (Fig. 6.4A). As cavidades fenestrais alcançam até 2 mm de comprimento, seguem aproximadamente a laminação microbiana e planar, e esporadicamente são preenchidas por cimento de calcita espática e cristais de dolomita euédrica (Fig. 6.4B). Camadas lenticulares de brecha cimentadas por dolomita espática ocorrem localmente no *dolomudstone*, geralmente associadas com laminação convoluta e estruturas de sobrecarga (fácies Ds) (Fig. 5.2A). Laminação microbiana convoluta ocorre geralmente deslocada por falhas sinsedimentares (Fig. 5.2C, 6.5A, B). Estrutura tipo tubo, com comprimento centimétrico e diâmetro de até 3 cm, interrompe e desloca a laminação microbiana, sendo preenchida por dolomita espática (Fig. 5.2B, 6.6). Um tipo específico de laminação plana (não microbiana) encontrada nesta associação é caracterizada por cavidades fenestrais preenchidas não só pelos tipos de cimento carbonático citados, como também por acículas de calcita, interpretadas como pseudomorfos de gipsita, e principalmente betume, o que confere um aspecto finamente listrado à rocha (Fig. 6.7A, B). Esta laminação plana é arqueada, brechada e rompida, configurando estrutura tipo *tepee* (fácies Dt) (Fig. 6.8). Embora similares àquelas descritas por Kendall & Warren (1987), tais estruturas mostram diferenças importantes: *i*) apresentam comprimento de onda de 0,15-0,7 m, podendo alcançar até 2 m, e amplitude de 10 a 20 cm, com aumento de porte para o topo da unidade (Figs. 6.8A, B, C); *ii*) são isoladas lateralmente, embora empilhadas, compondo faixas sinuosas subverticais estaqueadas pelas cristas (Fig. 6.7A); *iii*) não constituem as clássicas formas poligonais; ao contrário, possuem cristas alongadas, por mais de 3 m, na direção NNW (Fig. 6.9); e *iv*) seus núcleos não possuem espaços preenchidos por cimento, comuns nos *tepees* clássicos de águas rasas. As estruturas tipo *tepee* concentram-se próximo à superfície 3, que limita a AF1 com a AF2 (Fig. 6.10).

Figura 6.4. Microbialitos da AF1. A) Estromatólito estratiforme a ondulado. B) cavidades fenestrais em dolomicrito preenchidas por dolomita euédrica (nicóis X). Observar em B porções claras (setas) no dolomicrito indicando crescimento de cristais de dolomita por neomorfismo.

Figura 6.5. Estromatólito dômico e planar (A) e esquema interpretativo (B). O aspecto listrado é dado pela intercalação de lâminas de dolomicrito (cinza claro) com dolomicrito betuminoso (cinza escuro). Lâminas deformadas ocorrem entre os domos associadas a falhas sinsedimentares. Observar a passagem brusca dos estromatólitos dômicos para os planares com o desenvolvimento de estilólitos lateralmente ao contato.

Figura 6.6. Estrutura em tubo em perfil (A) e em planta (B). Os tubos rompem e deslocam suavemente a laminação microbiana e são preenchidos por dolomita espática.

Figura 6.7. Aspecto do *dolomudstone* da AF2. A) Textura listrada formada por finas intercalações de dolomicrito (cinza claro) e dolomicrito fenestral impregnado por betume (cinza escuro). B) Porosidade fenestral preenchida por cristais ripiformes de gipsita e betume; as porções claras do dolomicrito indicam crescimento de cristais por neomorfismo (nicóis //).

Figura 6.8. Estrutura tipo *tepee*. Seção panorâmica de afloramento a partir de fotografias mostrando a distribuição das cristas como formas isoladas e compondo zonas sinuosas deslocadas por falhas. A foto é um detalhe indicado na seção e mostra a laminação plana com aspecto listrado rompida e arqueada na forma de *tepee*.

Figura 6.9. Geometria alongada da estrutura tipo *tepee* e sua orientação predominante no afloramento, indicada no bloco diagrama.

Figura 6.10. Seção panorâmica da Mina Terconi. As localizações de algumas figuras citadas no texto estão indicadas por caixas. Superfícies-chave estão assinaladas com os números em círculos. A superfície 3 limita os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste (base) e os calcários da Formação Guia.

6.3.1 INTERPRETAÇÃO

A atividade microbiana que induziu em grande parte a precipitação carbonática é indicada pela abundância de estromatólitos. As lâminas são interpretadas como resultantes da assimilação do micrito pelos tapetes microbianos. A tipologia dos estromatólitos (micrítico e na forma de biostroma) sugere crescimento no assoalho marinho plano, em ambiente de baixa energia e reduzida ação de correntes (*e.g.* Walter *et al.* 1976, Sami & James 1993). A falta de indicadores típicos de perimaré (gretas de ressecamento, moldes de evaporitos, etc) sugere que estes microbialitos foram formados num contexto de plataforma marinha, abaixo da onda de tempestade, porém possivelmente ainda dentro da zona eufótica. A presença de cavidades fenestrais não é conclusiva para ambientes subaéreos já que podem ser formadas subaquaticamente e sua preservação deve-se à cimentação precoce ou litificação micrítica (*cf* Shinn 1983).

Porosidade fenestral associada com *tepees* é uma associação classicamente relacionada aos ambientes de perimaré (Shinn 1983, Kendall & Warren 1987, Pratt *et al.* 1992). Entretanto, estes *tepees* ou *pseudotepees* são semelhantes aqueles encontrados em capas carbonáticas neoproterozóicas, sem relação com os tipos clássicos, tendo sido interpretados como produto de cristalização expansiva e/ou deformação sinsedimentar (Aitken 1991, Kennedy 1996, Kennedy *et al.* 2001, James *et al.* 2001) ou ainda gerados pela migração de barras de tempestades (Hoffman & Schrag 2002). Ainda não existe um consenso sobre o processo de formação desta estrutura intrigante. Neste trabalho descarta-se uma origem hidrodinâmica, devido: *i*) o principal litotipo é *mudstone* e nenhuma outra fácies carbonática de maior energia está associada com estas "cristas"; *ii*) representam feições isoladas ou em zonas compostas por cristas empilhadas, também isoladas, sem relação com um padrão ondulado holomórfico que caracteriza as formas de leito formadas por onda; *iii*) a presença de acamamento primário com porosidade fenestral sugere uma relação de superposição não atribuída ao tempo de deposição e parece indicar que se trata de uma estrutura de deformação pós-deposicional. Nogueira *et al.* (2003b) sugerem que este evento de deformação teria sido induzido por sismicidade.

O mecanismo de formação da estrutura em tubo ainda é pouco explicado. Esta feição tem sido atribuída a escape de gases (Cloud *et al.* 1974, Kennedy *et al.* 2001) e origem microbiana associada ao crescimento da morfologia do estromatólito (Hoffman *et al.* 1998b, James *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002). A presença de pseudomorfos de gipsita, preenchendo fenestras, próximo ao limite com a AF3, sugere condições de evaporação

condizentes com eventos de exposição subaérea. Entretanto, nenhuma indicação de emergência foi observada. Pode-se apenas inferir que a água marinha foi saturada em sulfatos e o aumento da temperatura, provavelmente após o evento de glaciação global, propiciou a precipitação destes sais em cavidades primárias. A laminação plana não microbiana, mas com cavidades fenestrais, parece representar mais uma fácies anômala das capas carbonáticas neoproterozóicas. A origem da porosidade fenestral desta fácies é desvinculada dos processos de formação de gases relacionados a degradação orgânica de tapetes microbianos (*cf* Tucker 1992). Assim como a maioria das estruturas descritas em capas carbonáticas, a laminação plana com porosidade fenestral ainda necessita ser melhor investigada.

6.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 3 (AF3): CALCÁRIO FINO BETUMINOSO COM CRISTAIS E BRECHAS (PLATAFORMA PROFUNDA SATURADA EM CaCO_3)

A associação de fácies 3 é constituída por *mudstones* calcíferos cinzentos a pretos, betuminosos, com aproximadamente 20 m de espessura (Fig. 6.2, 6.10). Camada de pelito vermelho com até 10 cm de espessura rico em óxidos/hidróxidos de Fe (fácies Pm) recobre o contato com a AF2 (Fig. 5.3, 6.2). Os *mudstones* calcíferos formam camadas de 10 a 20 cm de espessura, com partições de lâminas de folhelho lateralmente contínuas por centenas de metros (fácies Mc) (Fig. 6.10, 6.11). Faixas milimétricas de *mudstone* impregnadas por betume que preenche porosidade intercrystalina e lâminas de cimento isópaco fornecem, analogamente aos dolomitos da AF2, um padrão visual listrado ao carbonato, com tonalidades claras e escuras. O betume quando fresco, mostra-se compacto e de aspecto vítreo, preenche fraturas, estilólitos, cavidades de dissolução, porosidades primária (fenestral) e secundária (móldica e intracrystalina), e está geralmente associado com cimento calcítico e cristais eudrais de dolomita de até 5mm de comprimento (Nogueira *et al.* 2001b, 2002).

A cimentação calcítica, abundante nesta associação, é representada por várias formas de cristais fibrosos alongados, com hábito pseudo-hexagonal, que sugerem que a primeira fase de precipitação foi composta por aragonita (*e.g.* Tucker 1992). Os arranjos em paliçada e mamiliforme dos cristais são similares aqueles descritos por James *et al.* (2001) para a sucessão da capa carbonática *Ice Brook* no Canadá e caracterizam as capas tipo *cementstones* (fácies CS) (Fig. 3.3). Os cristais podem ocorrer isolados nas camadas, preencher gretas subhorizontais (*sheet cracks*) e formar crostas de cristais fibrosos (*cement laminae*; *e.g.* Kennedy 1996) alternadas com lâminas de *mudstone* calcífero (Fig. 5.2E, 6.12). Feixes ou

leques de cristais fibrosos ou densamente agregados, de 5 a 10 cm de altura, mostram-se divergentes para o topo da camada, ocorrem isolados ou em composições laterais concordantes com o acamamento (Fig. 6.12A). Estes feixes agrupados e empilhados podem alcançar até 50 cm de altura e geralmente cortam, deslocam ou são recobertos pelas lâminas de calcário e crostas calcíticas (Fig. 6.12B). A abundância de cimento é geralmente associada com camadas rompidas, fraturadas e brechadas, intensamente cimentadas, às vezes por massas de cristais grossos que, formam localmente irregularidades nas camadas, muitas vezes lembrando a estrutura *tepee* (Fig. 6.13, 6.14).

Figura 6.11. Depósitos de plataforma profunda da AF3. Camadas de *mudstone* calcífero com extensão lateral por dezenas de metros (A) e separadas por lâminas de folhelhos (B).

Figura 6.12. Leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita): A) isolados em composições laterais (amostra parcialmente intemperizada); e B) densamente compactados e empilhados truncando a laminação. Observar estilólito na base da foto A.

Figura 6.13. Crostas calcíticas intercaladas com lâminas de *mudstone* calcífero. A) rompimento, brechação e deformação de lâminas e crostas. B) estrutura tipo *tepee*; observar massa de cristais na base da estrutura e camadas brechadas no topo.

Figura 6.14. Estruturas de deformação da AF3. A) Seção panorâmica de afloramento com intervalos deformados (em cinza e numerados de I a III), alternados com camadas indeformadas de *mudstone* com cristais. B) Detalhe de A mostrando lobos de *slump* e camadas inclinadas e fraturadas. C) Brecha composta por clastos tabulares de *mudstone* e de agregados de cristais calcíticos (cr), e franjas de cristais recobrindo clastos (fr). Plano de descolamento é observado na base do intervalo I.

Camadas com deformação sinsedimentar ocorrem próximas ao contato com os dolomitos, são restritas a intervalos estratigráficos distintos, são balizadas por planos de descolamento e lateralmente passam para camadas sem deformação ou são recobertas por estas (Fig. 6.14). Exibem fraturas preenchidas por calcita macrocristalina e brechas, falhas normal e de cavalgamento, diques netunianos e estruturas de *slump* (Fig. 6.14A, B, C, 6.15). As brechas apresentam arcabouço aberto e fechado, são cimentadas por esparito calcítico grosso e formadas por fragmentos de calcário imbricados (seixo e bloco) e de cristais fibrosos desarticulados. Cimentos calcíticos (fibroso acicular e espático grosseiro) ocorrem sobre os clastos e muitas vezes delimitam intervalos deformados de menor espessura (6.14C).

Figura 6.15. Dique netuniano seccionando *mudstone* calcífero da AF3. O detalhe da parede do dique mostra clastos orientados verticalmente, paralelos ao contato.

6.4.1 INTERPRETAÇÃO

As lâminas de cimento fibroso isópaco e leques de cristais aragoníticos, preservados como pseudomorfos de calcita, apontam em grande parte, para a precipitação inorgânica diretamente no assoalho marinho profundo, acompanhando a acumulação carbonática em ambiente provavelmente supersaturado em aragonita, típico dos mares pré-cambrianos (Grotzinger & Knoll 1995, Sumner & Grotzinger 1996, Hoffman & Schrag 2000, Sumner 2002). A brechação e deformação de camadas, associadas à intensa cimentação, foi causada provavelmente pelo intumescimento do assoalho marinho pela concomitante cimentação e cristalização expansiva (Kennedy 1996). O inexpressivo influxo de grãos terrígenos arredondados para a bacia marinha pode ter origem eólica; estes grãos foram posteriormente retrabalhados pelo ambiente deposicional.

A associação de falhas, estruturas de *slumping*, fluxo de massa, diques netunianos e brechas sugerem progressiva ruptura e deformação plástica de camadas, ressedimentação e eventos de cimentação sinsedimentar. Estas instabilidades gravitacionais em sedimentos parcialmente litificados podem ser interpretadas como geradas em águas profundas, possivelmente relacionadas à declividade de uma rampa no assoalho marinho. Correntes de turbidez podem ter gerado a gradação normal encontrada nas camadas de *mudstones*, separadas por intervalos de suspensão (partições de folhelho), o que é coerente com a inferência de um paleoambiente marinho profundo. Intervalos de deformação intercalados com camadas sem perturbação e estruturas com diferentes estilos de deformação (rúptil e plástica) são típicos de choques sísmico (Obermeier 1996, Kahle 2002). Esta interpretação tem sido aventada para explicar a deformação do contato entre a AF1 e AF2 (Nogueira *et al.* 2003b), e pode ser sugerida para as brechas da AF3. Entretanto, a deformação plástica e rúptil, balizada por planos de descolamento (Fig.6.14), é fortemente sugestiva de fluxos gravitacionais.

6.5 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 4 (AF4): CALCÁRIO FINO E FOLHELHO (PLATAFORMA PROFUNDA ANÓXICA)

A associação de fácies 4 é formada por camadas de calcários de plataforma profunda, com mais de 40 m de espessura em afloramento (Fig. 6.2 e 6.16). Os calcários são principalmente *mudstones* calcíferos finamente laminados e calcários cristalinos subordinados, organizados em camadas tabulares de até 10 cm de espessura, lateralmente contínuas por centenas de metros (fácies M1) (Fig. 6.14). O abundante desenvolvimento de

planos de estilolitização paralelo ao acamamento muitas vezes forma uma fábrica fitada (*fitted fabric*). Grãos terrígenos (quartzo, feldspato, mica e minerais pesados), subarredondados, de tamanho silte a areia fina, ocorrem disseminados ou concentrados na base das camadas, por vezes, constituindo acamamento gradacional. Cristais autigênicos de pirita ou pirrotita (?) ocorrem esporadicamente. Camadas de folhelhos betuminosos de até 1 m de espessura ocorrem intercalados aos calcários, muitas vezes formando ritmitos (fácies de ritmo de Bogianni 1997).

Figura 6.16. Calcários e folhelhos da AF4. A) dobrados, na Mineração Itaipu; B) detalhe de A.

6.5.1 INTERPRETAÇÃO

A granulação geralmente fina dos calcários, desvinculada de estruturas produzidas por ondas e correntes de maré, em camadas planas, contínuas por quilômetros, são compatíveis com sedimentação em ambiente de baixa energia inserido em uma extensa plataforma abaixo da base da onda de tempestade (Pfeil & Read 1980, Stow 1986, Coniglio & James 1990). A cor escura dos *mudstones* calcíferos e a presença de folhelhos betuminosos revelam a predominância de condições redutoras (anóxicas) e estagnantes, que proporcionaram o acúmulo e preservação da matéria orgânica. A compactação química parece ter atuado com maior intensidade na AF4, com formação de fábrica fitada e zonas de dissolução por pressão. Processos de dissolução por pressão resultam na liberação de CaCO_3 e se traduzem numa das maiores fontes de cimentação carbonática, principalmente na diagênese tardia (Tucker 1992).

6.6 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 5 (AF5): BRECHA DOLOMÍTICA COM CIMENTO E DOLOMITO FINO (PLATAFORMA SATURADA EM CaCO_3 INFLUENCIADA POR SISMOS)

A associação de fácies 5 é formada principalmente por brechas intraformacionais (clastos de *dolomudstone*) que alcançam intervalos com mais de 30 m de espessura (fácies BDc), alternados com camadas de até 25 m de *dolomudstone* laminado (fácies Dml) (Fig. 6.2, Tab. 1). As melhores exposições encontram-se na Mina EMAL/ CAMIL, situada na região de Cáceres, porção SE da Serra do Quilombo (Fig.6.1). As brechas formam acumulações descontínuas, com espessuras de até dois metros, apresentam contatos laterais bruscos, provavelmente por falhas, com o *dolomudstone* laminado (fácies Dml), que recobre em *onlap* as camadas de brechas. As falhas e fissuras (estas com formas aproximadamente losangulares com bordas irregulares) são preenchidas por brechas (clastos de tamanho grânulo a seixo).

As brechas possuem clastos de *dolomudstone* com até 30 cm de eixo maior (BDc). O arcabouço é aberto e cimentado por esparito dolomítico (mosaico equidimensional drusiforme). Mesmo os clastos menores (grânulos), cuja concentração entre clastos maiores sugere tratar-se de matriz, são envolvidos pelo esparito dolomítico (Fig. 6.17). Embora nas brechas, predominem os clastos angulosos, ocorrem raros fragmentos arredondados e corroídos que geralmente exibem fraturas e vênulas preenchidas pelo cimento dolomítico. As brechas exibem clastos com perfeito ajuste (*fitting*), sendo possível reconstituir a camada fraturada (Fig. 6.17).

Figura 6.17. Aspecto textural da brecha da AF5. O arcabouço é aberto, preenchido por cimento espático dolomítico. O aparente arcabouço sustentado por clastos é na verdade formado por fragmentos com *fitting* (clastos angulosos *in situ* numerados de 1-23). As setas indicam fraturas tracionais em clastos. Notar que mesmo os clastos menores que fornecem uma falsa idéia de matriz são também envolvidos por cimento.

Fraturas tipo *molar-tooth* (MT) ocorrem em *dolomudstone* e *mudstone* calcífero (fácies Cmt) na zona de contato entre as AF4 e AF5 (superfície-chave 6) associadas com as brechas cimentadas (Fig. 6.2). MT possui diâmetro inferior a 3 mm, ocorre bruscamente no topo das camadas e desaparece paulatinamente em profundidade (Fig. 6.18). Segundo a classificação de Xianghua & Ming (2002) estas estruturas são autóctones, dos tipos pontilhado linear e tumoroso (*dotted and tumorous type*) e filamentososo (*filamentous type*), geralmente preenchidas por calcita ou dolomita macro a microcristalina (Fig. 6.18). Estas estruturas microespáticas apresentam limites irregulares, distribuindo-se lateralmente segundo a direção do acamamento e, às vezes, aleatoriamente dentro da camada, alcançando até 10 cm de diâmetro máximo. MT filamentososo refere-se a segmentos retilíneos a suavemente sinuosos, verticais a subverticais ao acamamento, com comprimentos de 5 a 15 cm. Em planta, esta estrutura caracteriza-se por padrões geométricos complexos radiais, poligonais, lenticulares e reticulados.

Figura 6.18. Estruturas tipo *molar-tooth* preenchidas por esparito dolomítico em *dolomudstone* e *mudstone* calcífero no contato entre as associações de fácies AF4 e AF5, superfície-chave 6.

6.6.1 INTERPRETAÇÃO

Brechas autoclásticas são geralmente intraformacionais, onde os clastos, matriz e grande parte do cimento são geneticamente relacionados, mesmo quando a brecha é transportada. Em ambientes continental e vadoso, estas brechas resultam de retrabalhamento e deformação *in situ*, como desidratação ou carstificação (Gignoux & Avnimelech 1937). Contudo, tanto em ambiente continental quanto em ambiente marinho, estas pseudo-brechas (*i.e.* clastos *in situ* separados por um conjunto de fraturas) têm sido interpretadas como resultado de sismicidade (Ringrose 1989, Zanchio 1992). As brechas da AF5 não apresentam e nem estão associadas com feições de *slumping* (dobramentos desarmônicos e deformação essencialmente plástica) ou de deslizamento (superfícies de descolamento, intervalos de rochas encurtadas e espessadas) como aquelas da AF4. Da mesma forma, processos de fluxo de detritos (Nemec & Steel 1984, Reading 1986) são descartados devido: *i*) presença de brechas e não de conglomerados (comumente encontrado em fluxo de detritos); *ii*) arcabouço aberto totalmente preenchido por cimento (sem matriz); *iii*) as brechas são caóticas e não parecem desenvolver qualquer tipo de gradação; *iv*) os clastos em geral não apresentam imbricação, geralmente atestam fraturamento *in situ* indicado muitas vezes pelo ajuste perfeito dos clastos (*fitting*). *Stress* cisalhante produzido por ondas de tempestades ou *tsunamis* pode também ser eliminado como mecanismo deformador, já que estruturas características (estratificação cruzada *hummocky* e estruturas produzidas por ondas) não foram observadas.

A sucessão típica observada na AF5 é formada por intervalos extremamente brechados recobertos (*onlap*) por *dolomudstone* laminado (Fig. 6.2). O *dolomudstone* representa deposição de baixa energia, abaixo da onda de tempestade em plataforma carbonática. A mudança brusca de energia no ambiente de deposição do *dolomudstone* laminado pode ser explicada por eventos de choque sísmico gerando brechação. Esta hipótese é suportada por vários fatores: *i*) clastos exclusivamente angulosos e tabulares sugerem *stress* cisalhante predominantemente rúptil em sedimentos litificados; *ii*) todas as brechas sofreram reduzido transporte e as camadas ainda podem ser reconstituídas em muito locais; *iii*) o arcabouço aberto não tem matriz, é totalmente preenchido por esparito dolomítico grosso e os clastos não mostram feição de dissolução por pressão. Logo após o fraturamento, a porosidade foi preenchida por cimento que inibiu as compactações mecânica e química. A inferência da sismicidade influenciando a sedimentação da AF5 é também sugerida pela presença de estruturas tipo *molar tooth*, exclusiva de rochas carbonáticas (Fairchild *et al.* 1997, James *et*

al. 1998). A associação destas estruturas com as brechas cimentadas permitem descartar a origem destas fraturas como resultado de gases de alta pressão induzidos pelo metabolismo de bactérias (*cf* Furniss *et al.* 1998). A figura 6.19 ilustra o provável mecanismo de sismicidade que gerou as brechas e MT no fundo marinho da plataforma carbonática neoproterozóica no SW do Cráton Amazônico.

Figura 6.19. Mecanismos de formação do MT e brechas com cimento envolvendo deformação de um pacote de dezenas de metros por movimentação do fundo marinho induzida por terremotos. A) estágio pré-evento, carbonatos litificados por cimentação. B-C) *Stresses* gerados excedem a resistência à tensão do carbonato litificado, causando fraturamento e camadas com *fitting*. D) Stress dirigido caoticamente produz feições tracionais e compressionais e, com a movimentação prolongada e recorrente, os fragmentos são alçados e imbricados. Após o evento, espaços interclastos são preenchidos por água supersaturada em CaCO_3 . E) Precipitação de esparito dolomítico preenchendo a porosidade. F) A sucessão resultante é formada por camadas pré-evento sem base erosiva (a), camadas de evento que consistem na zona de MT (b) e brecha cimentada (c) e camadas pós-evento formadas por lamais carbonáticas depositadas sob condições normais de sedimentação (d).

A continuidade lateral destes depósitos, por muitos quilômetros de distância (dolomitos acima da superfície-chave 3), intercalados a depósitos sem deformação é consistente como uma causa alocíclica associada a sismicidade. Clastos com o maior comprimento imbricados na vertical são relacionados a deslizamentos junto aos planos de falha. A completa escassez ou ausência de sedimento preenchendo as gretas e arcabouço das brechas implica que: *i*) os vazios não se formaram na superfície e foram preenchidos instantaneamente, e *ii*) as gretas foram preservadas devido terem sido formadas imediatamente após a litificação das camadas. Estas observações indicam que a cimentação ocorreu logo após a geração das fraturas. Entretanto, o mecanismo responsável pela precipitação é ainda pouco discutido na literatura (*e.g.* Fairchild *et al.* 1997, Pope *et al.* 2003).

MT é uma feição típica de carbonatos finos de submaré do Neoarqueano ao Neoproterozóico (*e.g.* Fairchild *et al.* 1997, Pratt 1998, James *et al.* 1998, Xianghua & Ming 2002, Shields 2002). Esta é a primeira ocorrência de MT em sucessões neoproterozóicas da América do Sul e a segunda aparição em rochas carbonáticas com idade mais jovem do que 600 Ma, já que MT foi registrada por James *et al.* (1998) na Formação Wonoka, Brachina George, Austrália, em carbonatos de 550 Ma.

6.7 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 6 (AF6): DOLOMITO ARENOSO E BRECHA DOLOMÍTICA COM MATRIZ (PLATAFORMA DOMINADA POR TEMPESTADES)

A AF6 é composta de camadas com espessuras centimétricas a métricas de dolomito arenoso, com laminações internas (cruzada, plano-paralela e *hummocky*), marcas onduladas e bases erosivas de *sets* (fácies DA1 e DAh). As partículas carbonáticas não são discerníveis em lâmina petrográfica. Observa-se microesparito, algumas vezes formando agregados, e porções da rocha com até 20% de terrígenos representados por grãos do tamanho silte e arenito fino (quartzo, feldspato e mica). A estratificação plano-paralela, associa-se com a estrutura tipo *hummocky* (ECH; Cheel & Leckie 1993), formando bancos amalgamados em sucessões de até 5 m de espessura (Fig. 6.20).

Figura 6.20. Seção panorâmica da AF6 na Mina Camil-Emal (localidade D na Fig.6.1). Dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky* (ECH) associados a camadas de brechas e falhas sinsedimentares. Observar camadas onduladas mostrando espessamento e adelgaçamento lateral e laminação plana a esquerda da seção. Setas com numeração de I a IV assinalam eventos de tempestades distintos separados por superfícies erosivas. Eventos I e II associam-se com brechação e falhamento sinsedimentares.

A estratificação cruzada *hummocky* (ECH) alcança comprimentos de até 3 m e amplitudes de 0,5 m, as lâminas internas têm mergulhos variam que ficam geralmente entre 10° a 15° (Fig. 6.20, 21A, B). Os *sets* de ECH, de até 50 cm de espessura, são imbricados, espessando-se e adelgaçando-se sistematicamente (Fig. 6.20). As camadas com ECH truncam pacotes ondulados e lateralmente contínuos, com estratificação interna plano-paralela ou quase-planar (ondulada e com estratos de baixo ângulo; *cf* Arnott *et al.* 1995). As marcas onduladas simétricas ou assimétricas mostram uma variedade de feições diagnósticas da atuação de ondas (De Raaf *et al.* 1977) (Fig. 6.22): *i*) laminação cruzada cavalgante (*climbing wave-ripple cross lamination*); *ii*) mergulho unidirecional e bidirecional de lâminas; *iii*) lâminas em *chevron* associada com laminação quase-planar; e *iv*) dessemelhança entre a laminação interna e o contorno externo das marcas onduladas em *sets* com base erosiva. Microfalhas geralmente deslocam a laminação dos dolomitos (Fig. 6.23).

Os dolomitos arenosos com laminações internas transicionam para camadas de brechas (fácies BDm). Esta passagem lateral é dada por camadas fraturadas (mas com *fitting*), rotacionadas e falhadas, que desarticulam-se e formam pacotes métricos de brechas (Fig. 6.20, 6.24, 6.25). Os clastos são de dolomito arenoso e, subordinadamente, de cálcario micrítico preto, com tamanhos que variam de seixo até matacão (Fig. 6.24). Nas proximidades de falhas normais sinsedimentares os clastos encontram-se verticalizados e com eixos maiores dispostos paralelamente a estas (Fig. 6.20, 6.25). Texturalmente, as brechas mostram uma distribuição variável dos clastos e da matriz. Podem ser sustentadas por clastos ou pela matriz, seja com alta ou baixa concentração de clastos, sendo que esta variação pode ocorrer numa mesma camada. Estrutura de dissolução por pressão em clastos (contato côncavo-convexo) ocorre localmente nas porções de arcabouço fechado.

No sinclinal da Guia as brechas formam-se diretamente sobre *dolomudstone*, onde pode ser observada a seguinte sucessão (Fig. 6.26): *i*) zona de *dolomudstone* sem deformação; *ii*) zona com camadas desarticuladas e fraturas em *fitting* e anastomosadas preenchidas por esparito e micrito; *iii*) clastos ligeiramente destacados da camada sobreposta; e *iv*) brecha de arcabouço aberto e fechado.

Figura 6.21. Estratificação cruzada *hummocky*. A) camadas onduladas e B) detalhe dos truncamentos de baixo ângulo (setas). Localização de A na Figura 6.20.

Figura 6.22. Laminação cruzada truncada por ondas e laminação quasi-planar. Localização na Figura 6.20.

Figura 6.23. Microfalhas sinsedimentares deslocando *sets* de laminação cruzada em dolomito arenoso. Setas indicam deslocamentos. Localização na Figura 6.20.

Figura 6.24. Brecha com matriz maciça. Observar o ajuste dos clasto na parte superior da figura. Os clastos não apresentam nenhum tipo de graduação.

Figura 6.25. Falhas sinsedimentares na AF7. A) Feixes de falhas normais. B) Detalhe de A, mostrando camadas deslocadas e rotacionadas e falhas preenchidas por brechas e dolomita espática. Localização na Figura 6.20.

Figura 6.26. Brecha com matriz na Pedreira Nossa Senhora da Guia, MT. Clastos de calcário preto e de *dolomudstones* são ressaltados no detalhe (A).

6.7.1 INTERPRETAÇÃO

A atuação de tempestades em depósitos de face litorânea superior é indicada pela presença de estratificação cruzada *hummocky* (ECH). A ocorrência desta estrutura no registro geológico tem sido atribuída à atuação de ondas de tempestades envolvendo poderosos fluxos combinados e/ou oscilatórios que retributam sedimentos depositados desde a zona de intermaré até a plataforma externa (*offshore*), com até 200 m de profundidade, onde há maior potencial de preservação (Harms *et al.* 1982, Cheel & Leckie 1993). Os corpos carbonáticos com ECH, exibem granulação de areia fina a média, formam camadas espessas e amalgamadas relacionadas a depósitos proximais representativos de sedimentação em plataforma rasa (*e.g.* Duke & Prave 1992, McCrory & Walker 1986, Cheel & Leckie 1993). Além da presença dos tempestitos, a correlação destes depósitos por quilômetros, acima da superfície 6 (Fig.6.2), sugere uma área extensa de geração (*fetch*) de tempestades, compatível com uma plataforma carbonática com conexão oceânica. As camadas planas (*flat beds*, segundo Duke *et al.* 1991) foram geradas por fluxos oscilatórios de alta velocidade, em regime de fluxo superior, com predominância da componente unidirecional. Fluxos combinados, predominantemente oscilatórios, induziram eventos erosivos gerando uma topografia irregular, posteriormente suavizada pela deposição de lâminas concordantes (Duke *et al.* 1991, Cheel & Leckie 1993). No declínio do fluxo de tempestades o fundo marinho foi retributado por ondas.

A transição lateral e vertical de *dolomudstone* e dolomito arenoso para brechas com clastos destes litotipos sugere que estas últimas foram formadas por brechação *in situ*. As brechas podem ser o resultado da liqüefação parcial de um carbonato argiloso sob efeito da carga induzida por ondas cíclicas durante tempestades tropicais (Bouchette *et al.* 2001). A transição lateral do *dolomudstone* e dolomito arenoso com influência de ondas de tempestades, para as brechas com matriz sugere que estas resultaram da deformação de sedimentos previamente depositados, provavelmente sob ação da carga de ondas cíclicas (Fig. 6.27). Estas ondas exercem uma pressão no fundo marinho que induz o deslocamento dos sedimentos, cuja magnitude varia com a altura e comprimento das ondas. No fundo marinho, estas ondas induzem *stress* cisalhante e paulatinamente deformam o arcabouço de partículas da lama carbonática. Esta deformação leva ao progressivo aumento na pressão do poro e liqüefação da lama. Desta forma, o fundo marinho torna-se uma mistura de clastos flutuando em lama liqüefeita, que se comporta como líquido de alta viscosidade. Um decréscimo na energia da onda resulta na suspensão da mistura liqüefeita e a formação de brechas com

matriz maciça (líqüefeita). Correntes induzidas por ondas no topo do fundo marinho líqüefeito, joeiram a lama líqüefeita no qual os clastos estão suspensos. Este processo pode ter gerado as brechas com arcabouço fechado e pouca matriz, que a primeira instância sugere baixo grau de líqüefação para produzir os clastos com pouca matriz lamítica. A ausência de matriz, em alguns casos, sugere alto grau de joeiramento que carregou para fora a mistura líqüefeita.

Figura 6.27 Modelo esquemático de Bouchette *et al.* (2001) mostrando o mecanismo de brechiação para lamas parcialmente coesas. A) Durante a sobrecarga produzida pelo impacto cíclico da onda na água são desenvolvidas gretas e zonas líqüefeitas e os clastos são formados. B) Pseudo-gretação e líqüefação heterogênea podem ocorrer simultaneamente dentro da lama carbonática. C) Se a sobrecarga é muito forte, as pseudo-gretas e a líqüefação heterogênea propagam-se, e todo o material é retrabalhado para formar uma mistura de clastos, partículas de lama e água. D) Quando a sobrecarga produzida pela onda diminui, a mistura líqüefeita decanta. D) A compactação da matriz produz espaço para a precipitação de esparito em cavidades.

A presença de estruturas que indicam ação das ondas de tempestades favorece a interpretação de sobrecarga e líqüefação na formação das brechas. Entretanto, os terremotos assim como as ondas de tempestades geram também *stress* cisalhante cíclico, que cria um progressivo aumento na pressão do poro dentro das camadas e leva ao escape dos fluídos e a formação de estruturas de deformação (Allen 1986, Zen & Yamazaki 1991, Obermeier *et al.* 1985, Munson *et al.* 1995). As estruturas de liquefação geradas por estes dois mecanismos não podem ser diferenciadas facilmente. Entretanto, interpreta-se que ambos os processos podem ter atuado na deposição da AF6, ou seja, as tempestades podem ter sido ativadas por choques sísmicos que induziram ondas de grande amplitude ou *tsunamis*. A principal evidência é a associação das brechas com planos de falhas e fraturas em diferentes intervalos

que indicam episódios distintos de deformação rúptil sinsedimentar. A intercalação esporádica e abrupta de brechas com clastos tabulares (*flat-pebble breccia*), com *dolomudstone* e dolomito arenoso com ECH, é compatível com uma possível origem por *tsunamis* (e.g. Pratt 1994, 2002). A formação de brechas por terremotos no fundo marinho e seu retrabalhamento pelas ondas oceânicas de grande amplitude gerada por terremotos (*tsunami*?) é mostrada na figura 6.30.

Figura 6.28. Mecanismos de formação de brecha com clastos tabulares envolvendo cimentação de arenitos ou *mudstone* calcífero arenoso. As fases A, B, C, e D representam o processo de fraturamento induzido por terremotos, seguido de retrabalhamento por *tsunami*. Modificado de Pratt (2002).

6.8 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 7 (AF7): DOLOMITO FINO E DOLOMITO ARENOSO (PLANÍCIE DE MARÉ/ SABKHA)

A AF7 está organizada em ciclos métricos tabulares, lateralmente contínuos por dezenas de metros, formados principalmente por *dolomudstone* e dolomito arenoso e, subordinadamente, arenito dolomítico (Fig. 6.29A). O *dolomudstone* apresenta grãos de quartzo, feldspato e mica disseminados e forma camadas maciças e/ou laminadas de até 3 m de espessura. O dolomito arenoso apresenta cristalinidade fina a grossa associado a grãos terrígenos de tamanho areia fina a grossa e intraclastos tabulares (*rip-up clasts*) de até 2 cm de comprimento. Encontra-se geralmente intercalado com *dolomudstone* em pacotes de até 4 m de espessura e exibe abundantes estruturas sedimentares representadas principalmente por acamamentos heterolíticos formados por laminações onduladas e deformadas. Acamamento ondulado (*ripple* e *megaripple bedding* de $\lambda = 10$ a 37 cm e $H = 2$ a 5 cm) geralmente é destacado por recobrimentos (*drapes*) de *dolomudstone*, algumas vezes com topo marcado por concentração de nódulos de sílex e gretas de ressecamento preenchidas por dolomito arenoso

(Fig. 6.29 B, C, D). Camadas deformadas enterolíticas alternam-se com níveis nodulares de *dolomudstone*, muitas vezes substituídos por sílica, geralmente entremeados com dolomito arenoso e associados a depressões centimétricas de dissolução. (Fig. 6.30A, B). Localmente, planos de estilólitos ressaltam essas intercalações gerando uma trama anastomosada (Fig. 6.30C). Estruturas de injeção ou diapíricas dobram e rompem o acamamento heterolítico, e muitas vezes formam acamamento maciço (Fig. 6.30D).

Figura 6.29. Aspectos faciológicos da AF7. A) Ciclos de planície de maré formados por *dolomudstone* de inframaré (a) e *dolomudstone* e dolomito arenoso de intermaré e supramaré/*sabkha* (b). B) Acamamento de megamarca ondulada, ressaltado por recobrimentos de *dolomudstone* de intermaré. C) nódulos de sílex gretados. D) Gretas de ressecamento.

Figura 6.30. *Dolomudstone* (cor clara) intercalado com dolomito arenoso da AF7. A) Camadas deformadas enterolíticas. B) Detalhe de A, mostrando camadas interrompidas e formas nodulares entremeadas irregularmente por dolomito arenoso (*sand patch fabric*). C) Acamamento heterolítico onde se destacam marcas onduladas, fenoplastos e planos de estilólitos (setas). D) Diápiro e dobras convolutas.

6.8.1 INTERPRETAÇÃO

Os ciclos observados na AF7 são interpretados como uma sucessão de arrasamento e salinização ascendente (*shallowing upward e brining upward*), relacionada aos ambientes de inframaré (*dolomudstone* maciço a laminado) e intermaré/ supramaré (ritmito *dolomudstone*/dolomito arenoso). Camadas nodulares e complexamente contorcidas (enterolíticas) e nódulos de sílex são comumente relacionados a ambientes evaporíticos de planície de supramaré/*sabkha* (Tucker 1992, Kendall 1992, Kendall & Harwood 1996). Apesar da composição dolomítica da AF7, estas feições sugerem substituição de minerais evaporíticos (gipsita e anidrita) por processos de silicificação e dolomitização. Pseudomorfos de anidrita e gipsita em depósitos de planície de maré do Grupo Araras foram também descritos por Zaine (1991) que identificou petrograficamente a presença de sílica

microcristalina, calcedônia e principalmente quartzina e lutecita. Esses minerais ocorrem sempre associados com a substituição de evaporitos (*cf* Tucker 1992). Camadas nodulares e enterolíticas são formadas pelo contínuo crescimento de anidrita dentro do sedimento ou devido a substituição das crostas de gipsita por anidrita durante altas temperaturas (Shearman 1970, Hardie & Shinn 1986a). A nucleação de anidrita requer um clima árido com temperatura sazonal acima de 35° C e sua preservação só ocorre quando a média anual da temperatura excede 22° C (Kinsman 1976, Tucker 1992). A distribuição irregular dos dolomitos arenosos dentro das camadas nodulares sugere a presença de fábrica tipo *sand patch* (Fig.6.30B). Esta feição é formada quando o sedimento grosso é acumulado no topo das crostas salinas, preenchendo depressões geradas durante a dissolução por evento de inundação (Kendall 1992). A coalescência de nódulos de evaporito pode ter causado a expansão, ruptura, dobramento e deslocamento ascendente de camadas na forma de diápiros.

As lamelas carbonáticas foram precipitadas em ambientes restritos, de energia baixa a moderada, provavelmente lagunar. Correntes trativas na intermaré causaram a migração de formas de leito enquanto períodos de águas paradas propiciaram a precipitação de lamelas carbonáticas na zona de intermaré. A ocorrência de níveis de intraclastos tabulares de *dolomudstone*, gretas de ressecamento e feições atribuídas a crostas salinas, indica exposição subaérea em zona hipersalina de planície de intermaré e supramaré/*sabkha*. As planícies de *sabkha* formam-se associadas a zona de supramaré, em ambientes costeiros protegidos e influenciados por regimes de micro a mesomares (Kendall & Harwood 1996).

6.9 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 8 (AF8: DOLOMITO FINO, DOLOMITO INTRACLÁSTICO, ARENITO E PELITO (PLANÍCIE DE MARÉ DE CLIMA ÁRIDO))

Da mesma forma que a AF7, a AF8 é formada por ciclos de espessuras métricas, que afloram por mais de 300 quilômetros na Faixa Paraguai Norte, constituídos por dois conjuntos de fácies: a) *dolomudstone* e subordinadamente pelitos; e b) dolomito arenoso, *dolopackstone* e arenito (Fig. 6.2, 6.31).

O *dolomudstone* forma pacotes de até 3 m de espessura, exibe acamamento maciço e laminação plano paralela e freqüentemente está associado com *grainstone* oolítico (Fig. 6.2, 6.31A, Tab.1). Os pelitos são finamente laminados, exibem espessuras de até 3 m e podem se intercalar com níveis centimétricos de arenitos finos (Perfil E da Fig. 6.2).

Figura 6.31 Ciclos formados por *dolomudstone* (a) e arenito/*packstone* intraclásticos (b).

Dolomudstone com estromatólitos (fácies Dmr) ocorre geralmente entre os *dolomudstone* maciço a laminado (fácies Dml) e dolomitos arenosos intraclásticos (DAi) (Fig 6.2). Os estromatólitos são formados por lâminas de 1-2 mm de espessura, e muitas vezes, quando substituídas por sílex, são ressaltadas em alto relevo. Três morfologias de estromatólitos foram observadas: 1) a rugosa; 2) a estratiforme; e 3) a dômica a estratiforme (Fig. 6.32). O tipo rugoso geralmente forma domos isolados de diâmetro centimétrico e recobre horizontes brechados, constituindo morfologia com superfície muito irregular que lembra o aspecto de cérebro (Fig. 6.32 A). O estratiforme a suavemente ondulado se caracteriza pelo desenvolvimento de cavidades fenestrais irregulares ou “olhos-de-pássaro” (*birds eyes porosity*) e laminação fenestral (Fig. 6.32B, C). O tipo dômico apresenta um padrão ondulatório tridimensional, formando uma morfologia externa de hemisferas, com até 10 cm de diâmetro e 5 cm de altura, ligada lateralmente. A topografia dômica dos estromatólitos torna-se gradualmente mais planar próximo com o contato da fácies DAi.

O topo dos ciclos geralmente é marcado por gretas de ressecamento e moldes, brechas e nódulos de evaporitos (Fig. 6.33 A, B, C, D). As brechas de estromaclastos e nódulos de sílex ocorrem localmente, enquanto estruturas de *tepees* e brechas com clastos placóides

ocorrem associados aos microbialitos (Fig. 6.2, 6.33C, D). Os moldes de cristais de evaporitos são representados principalmente por crostas com formato de “pipoca” (Fig. 6.33E).

Figura 6.32. Estromatólitos silicificados da AF8. A) Rugoso com aspecto de cérebro (vista em planta); B) Estratiforme com laminação fenestral e *birds eyes*. C) Dômico a estratiforme

Figura 6.33. Estruturas da AF8. A) Gretas de contração. B) Nível brechado com intraclastos tabulares (*rip-up clasts*) e laminação contorcida (seta). C) Brecha constituída de fragmentos alongados de estromatólito (estromaclastos). D) *Tepee*/brecha de moldes salinos. E) Moldes nodulares de crosta salina com morfologia de pipoca (*popcorn crust*).

Os dolomitos arenosos, *dolopackstones* e arenitos são finos a grossos com grãos e grânulos de quartzo e feldspatos subarredondados a arredondados. Os principais constituintes aloquímicos destas rochas são intraclastos dolomicríticos angulosos (*rip-up clasts*), de até 3 cm de comprimento (Fig. 6.2, 6.33B). A estrutura predominante é o acamamento ondulado heterolítico (*wavy bedding*; $\lambda=14$ cm, $H=1,0$ cm e $\lambda=7$ cm, $H=0,3$) e acamamento de megamarca ondulada (*megaripple bedding*; $\lambda=36$ cm, $H=4$ cm) (Fig. 6.2) similar ao da AF7.

A intercalação de *dolomudstone* e arenito dolomítico, em camadas de até 70 cm de espessura, forma o acamamento heterolítico. As camadas de arenito fino a médio são de até 5 cm, apresentam topos planos ou com marcas onduladas geralmente recobertas por lâminas de *dolomudstone* (*dolomudstone drape*). Os níveis dolomicríticos podem ser contínuos ou descontínuos e, na maioria das vezes, encontram-se fraturados formando níveis de brecha com clastos angulosos tabulares (*rip-up clasts*) e recurvados (*curled dolomudstone flakes*) de 1 a 3 cm de comprimento, e dispostos em matriz arenosa (Fig. 6.33B). Laminação cruzada, muitas vezes do tipo cavalgante supercrítica ($\lambda=21$ cm, $H=1,5$ cm), marca o topo dos arenitos enquanto que estruturas de sobrecarga e laminações contorcidas ocorrem esporadicamente (Fig. 6.33B).

6.9.1 INTERPRETAÇÃO

Os ciclos da AF8 são interpretados como sucessões de arrasamento ascendente (*shallowing upward*) e, na maioria das vezes, salinização ascendente (*brining upward*) relacionados a sucessivas progradações de ambientes de perimare (*peritidal*), particularmente planície de maré e inframaré de clima árido (Pratt *et al.* 1992, Wright & Burchette 1996). As lamas carbonáticas foram precipitados em ambientes de baixa a moderada energia relacionados à zona de inframaré, onde barras oolíticas migravam induzidas por correntes moderadas em áreas de profundidades mais rasas da inframaré. A transição desta fácies para a zona de intermaré é marcada pela mudança de estilo das esteiras microbianas, de dômicas para planares. A alternância de processos de tração (migração de barras) e precipitação carbonática marca a zona de intermaré média a superior. Planícies de intermaré arenosa também são denunciadas pelo acamamento heterolítico que indica alternância de processos trativos e deposição a partir de suspensão. A presença de estratificação cruzada com truncamentos de baixo ângulo associada a marcas onduladas é sugestivo de fluxo e refluxo de ondas gerando praias localizadas. A frequência de brechas de intraclastos, níveis com gretas

de ressecamento, nódulos de sílex e moldes, interpretados como de evaporitos, indicam eventos de exposição subaérea, num ambiente hipersalino, característico da zona de intermaré superior a supramaré.

É notório nesta sucessão a perfeita individualização da associação de supramaré, marcada pela atividade microbiana, cujas esteiras tornaram-se corrugadas devido ao seu desenvolvimento em um substrato composto por brechas de sais, estromaclastos e estruturas *tepee*. A presença de nódulos de evaporito(substituição de gipsita?) silicificados e crostas com morfologia de pipoca típica de halita (*e.g.* Goodall *et al.* 2000) caracteriza um paleoambiente hipersalino e árido sob condições de temperaturas acima de 35 °C (vide interpretação da AF7).

6.10 MODELO DE FÁCIES

Os depósitos carbonáticos estudados são relacionados a fácies de plataforma profunda a rasa. A deposição dos carbonatos ocorreu após a era glacial Puga (~600-590 Ma), marcada por avanços e recuos de geleiras (AF1). Durante a fase de deglaciação lamas dolomíticas precipitaram-se em águas moderadamente profundas parcialmente dentro da zona eufótica (AF2). Com exceção da ocorrência localizada de depósitos de fluxos gravitacionais (AF3), não foram observadas outras evidências de que a plataforma tenha sido interpretada seja uma rampa ou que possuía uma morfologia de talude durante a deposição. Águas supersaturadas em CaCO₃ causaram a precipitação de cimentos e crostas em plataforma profunda (AF3) precedendo as condições de extrema anoxia (AF4). As brechas encontradas na sucessão carbonática são consideradas como produto de retrabalhamento do assoalho marinho por eventos episódicos, relacionados a sismos em águas moderadamente profundas supersaturadas em CaCO₃(AF5) e ação de tempestades em face litorânea inferior (AF6). Um arrasamento da bacia propiciou a instalação de extensas planícies de maré (AF7 e AF8), precedendo o evento erosivo que gerou a superfície-chave 11, com posterior deposição de depósitos flúvio-estuarinos da AF9 e AF10.

A localização da margem da plataforma carbonática Araras não é conhecida. Diversos autores consideraram a borda do Cráton Amazônico como a possível margem da plataforma que acolheu os carbonatos do Grupo Araras (Almeida 1964a, Alvarenga & Trompette 1992, entre outros). A ocorrência de fácies distais de plataforma (AF2, AF3 e AF4) sobre o cráton sugere que as áreas-fontes estavam muito distantes da atual área de exposição do Grupo Araras e que grande parte da bacia cobria áreas cratônicas. As regiões com maior

profundidade e oceanização (AF4, AF5) encontravam-se principalmente na porção adjacente ao cráton, na atual área de exposição da Faixa Paraguai. Estas observações confirmam o modelo de plataforma aproximadamente horizontal extensa por centenas de quilômetros para a deposição dos carbonatos Araras, como já havia sido anteriormente admitido por alguns autores (Almeida 1964a, Boggiani 1997, entre outros).

7 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

7.1 ARGUMENTOS PARA A COMPOSIÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

As rochas carbonáticas expostas ao longo das margens sudoeste e sudeste do Cráton Amazônico foram empilhadas exclusivamente com base em critérios litoestratigráficos (Fig. 2.3), o que não permitia uma avaliação destes depósitos com base nas flutuações do nível do mar. Mesmo que os dados sedimentológicos disponíveis até o momento (Zaine 1991, Boggiani 1997) evocassem alguns componentes dos sistemas deposicionais, estes ainda não foram adequadamente integrados num arcabouço estratigráfico que permitisse uma análise de alta resolução para o entendimento da história evolutiva. Apesar da escassez de afloramentos na região estudada, o que dificulta o reconhecimento completo dos sistemas e seqüências deposicionais, a análise de fácies apresentada no capítulo 6, permitiu o reconhecimento de depósitos de plataforma carbonática profunda a rasa que foram integrados a um arcabouço estratigráfico com base em superfície-chave, permitindo reavaliar os depósitos carbonáticos do sudoeste do Cráton Amazônico no contexto das variações do nível do mar. Os conceitos e técnicas da estratigrafia de seqüências foram tentativamente aplicados no Grupo Araras e a análise individual de afloramentos se deteve no reconhecimento de camadas chaves da sucessão estratigráfica, bem como na identificação das principais superfícies de descontinuidades (1 a 11 nas Figuras 6.2, 7.1, 7.2). A limitação das exposições têm impedido o traçado destas superfícies e muitas delas não puderam ser devidamente mapeadas. Entretanto, com base nas associações de fácies e sua posição dentro da sucessão estudada foi possível fazer considerações sobre a possível gênese e significado estratigráfico das superfícies de descontinuidades.

A distribuição paleogeográfica dos depósitos em plataforma marinha ampla e extensa, com litofácies homogêneas predominantemente de águas profundas, é refletida diretamente na exposição por quilômetros destes depósitos (Fig. 7.1). Apesar da descontinuidade dos afloramentos, mesmo naqueles com poucos metros de espessura, foi possível identificar a provável associação de fácies, o que contribuiu para a correlação dos depósitos e justificou a aplicação da terminologia de seqüências deposicionais.

O arcabouço estratigráfico é formado por ciclos e depósitos episódicos distribuídos em 4 seqüências deposicionais com distintos comportamentos isotópicos (Fig. 7.2). Particularmente, a Sequência 1 é interpretada como uma "seqüência de capa carbonática" (*cf* Hoffman & Schrag 2002), caracterizada por depósitos de águas profundas, contexto

estratigráfico distinto das seqüências soto e sobrepostas e tendência isotópica de carbono com valores predominantemente negativos (Fig.3.3, 7.2).

Figura 7.1. Correlação estratigráfica dos perfis estudados com base nas superfícies e associações de fácies. Localização dos perfis na Fig. 6.1. A distribuição das associações é esquemática.

Figura 7.2. Estratigrafia generalizada do Grupo Araras mostrando a nomenclatura estratigráfica, limites de sequência interpretados, outras descontinuidades estratigráficas regionais e locais, dados gerais de isótopos de carbono (144 amostras de 4 seções) e estrôncio (18 amostras de 2 seções). Detalhes dos dados de isótopos serão apresentados no capítulo 8. Apenas a parte superior da Formação Puga e a base da Formação Raizama (Grupo Alto Paraguai) estão representadas. A Sequência 1, é considerada uma sequência de capa carbonática (ver. Fig. 4.3). As espessuras não estão em escala.

7.2 CICLICIDADE

7.2.1 MEGACICLOS

Os depósitos carbonáticos estudados registram ciclos estratigráficos que ultrapassam a escala das formações, envolvendo centenas de metros de espessura, o que reflete diferentes controles no desenvolvimento das fácies e da plataforma. São reconhecidos pelo menos dois megaciclos (Fig. 6.2): 1) formado por fácies que se tornam mais profundas para o topo, representado pelos depósitos glaciais marinhos e de plataforma profunda (AF1, AF2, AF3 e AF4); e 2) formado por fácies que tornam-se mais rasas para o topo que inclui os depósitos de plataforma influenciada por sismos e tempestades e de perimaré (AF5, AF6, AF7 e AF8). A espessura da sucessão carbonática estudada é estimada em aproximadamente 700 m (Almeida 1964) e sugere que o espaço de acomodação gerado foi provavelmente controlado pela subsidência tectônica, que teria excedido as taxas de queda eustática do nível do mar gerando a aggradação de fácies e progressivo afundamento da plataforma. Uma das fortes evidências deste processo é representado pelos depósitos calcários de plataforma profunda (AF3, AF4 e AF5) que alcançam mais de 200 m de espessura (estimativas de Almeida 1964a, Hennies 1966, Luz *et al.* 1978), sem ciclicidade distinguível ou superfícies de exposição dentro da sucessão (AF3 e AF4), sugerindo que as condições de ambiente profundo persistiram por um tempo relativamente longo. A tendência de arrasamento ascendente mostrada pelo segundo megaciclo é interpretada como deposição ocorrida durante progressiva e lenta queda do nível do mar, que teria permitido o estabelecimento de ambientes de águas mais rasas (AF7 e AF8). Esta constatação será demonstrada adiante com a análise dos ciclos métricos de perimaré.

A ciclicidade influenciada pela tectônica na estratigrafia da sucessão carbonática Araras, pode ser comparada com outras sucessões de bacias tipo *foreland* do Proterozóico, como o Grupo Pethei, Canadá (Grotzinger 1986, Sami & James 1994), Supergrupo Transvaal da África do Sul (Beukes 1987) e Formação Infra Krol e Grupo Krol, Índia (Jiang *et al.* 2002). Considera-se que estes megaciclos de centenas de metros de espessura, com predominância de depósitos de águas profundas e lateralmente persistentes por quilômetros na região, foram resultantes da contínua geração de espaço de acomodação, provavelmente dentro de um contexto distensivo marginal rapidamente subsidente, como aquele descrito por Bernaus *et al.* (2002), concomitante com as variações do nível do mar.

7.2.2 CICLOS DE ESPESSURAS MÉTRICAS

Os ciclos de escala métrica, de 2 a 10m de espessura, são os *building blocks* da AF7 e AF8 e caracterizam-se por sucessões de arrasamento ascendente (*shallowing upward*) representativas de um complexo de perimaré, que inclui depósitos de planície de maré de clima árido e supramaré tipo *sabkha* (Fig. 6.2, 6.29, 6.31). Os ciclos representam individualmente os registros da progradação de depósitos de inframaré (a) para intermaré-supramaré (b) (Fig. 6.2, 6.29, 6.31, 7.3). Os contatos entre os membros a e b são geralmente planares transicionais ou bruscos; localmente são erosivos, mas sem escavações proeminentes. A interpretação dos processos deposicionais (Tab. 1) permitiu a classificação dos ciclos de acordo com a energia do ambiente em que foram gerados (Pratt *et al.* 1994) (Fig. 7.3).

Os ciclos são encontrados sempre no mesmo intervalo estratigráfico, desde a região de Cáceres até Nobres. Boggiani (1997) registrou esses ciclos na Pedreira Copacel em Nobres e, apesar de interpretá-los como depósitos de planície de maré, devido a presença de gretas de ressecamento e *tepee*, este autor registrou também a presença de estratificação cruzada *hummocky*. Esta última estrutura é incompatível com o ambiente de planície de maré, já que sua preservação ocorre em contexto de inframaré com conexão marinha (*cf* Cheel & Leckie 1993), e provavelmente representa megamarcas onduladas de intermaré, comumente associadas a estes ciclos (Fig. 6.29b).

A sucessão de fácies vertical, o padrão de empilhamento e as variações do tipo de empilhamento dos ciclos permitiu a identificação de duas seqüências de alta frequência (*e.g.* Mitchum & Van Wagoner 1991) e seus componentes de sistemas, *i.e.*, tratos de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA) (Fig. 7.5). A acumulação de perimaré ocorreu principalmente por retrogradação (conjuntos de ciclos com adelgaçamento ascendentes) e progradação (conjuntos de ciclos com espessamento ascendentes), enquanto ciclos agradacionais (conjuntos de ciclos de mesma espessura) são restritos a base de tratos transgressivos (Fig. 7.5).

Figura 7.3. Ciclos carbonáticos de perimaré exibindo arrasamento ascendente. Ciclos formados sob condições de baixa energia são dominados por depósitos de inframaré (a, b, d) e secundariamente apresentam camadas evaporíticas (a). Ciclos gerados em ambiente de alta energia (c, e) apresentam maior proporção de sedimentos siliciclásticos e são caracterizados por extensa planície de intermaré e/ou praia com reduzida planície de supramaré. Camadas em cinza e branco nas seções indicam ambientes de inframaré e intermaré-supramaré, respectivamente.

Figura 7.4. Padrões de empilhamento esquemático de parasequências dentro de uma plataforma carbonática. As parasequências foram desenvolvidas sob condições de variações do nível do mar de alta frequência (4^a/5^a. ordem, 10-100 mil anos) e estão superimpostas por um ciclo de amplitude mais alta e de longa-duração (3^a. ordem, 1-10 milhões de anos). Modificado de Tucker (1993).

A ocorrência por centenas de quilômetros deste ciclos dentro da Faixa Paraguai, sem haver mudanças laterais e verticais de fácies importantes, sugere que sua gênese está relacionada aos reajustamentos do nível de base que envolveram uma extensão considerável da bacia. O padrão de empilhamento do conjunto de ciclos de perimaré e a proporção dos depósitos de inframaré foi usada na individualização dos tratos de sistemas (Fig. 7.5). Esta possível extensão lateral dos ciclos razoavelmente espessos sugere que a taxa de subsidência combinada com o nível relativo do mar influenciou a geração do espaço de acomodação. O espaço de acomodação disponível foi sempre preenchido, como indicado pelos horizontes

brechados formados por ressecamento da lama e ocorrência de estruturas associadas a evaporitos (Fig. 6.29, 6.32, 6.33, 7.3). Os efeitos da variação da subsidência resultam nas variações na geometria da seqüência e contribuem na problemática da correlação estratigráfica em uma área extensa e com pontos espaçados (Wright & Burchette 1996). García-Mondéjar & Fernández-Mendiola (1993) mostraram o efeito da variação das taxas de subsidência na geometria da plataforma carbonática. Em altas taxas de subsidência, o nível do mar pode continuar subindo durante o início do TSMA, fazendo com que os depósitos de plataforma agradem rapidamente ou transgridam e exibam reduzida progradação durante o mar alto subsequente. A subsidência moderada faz com que o crescimento da plataforma seja agradacional durante o TST e com progradação moderada a pronunciada durante o TSMA. Durante a fase de subsidência baixa o comportamento do nível do mar relativo é dominado pela maior extensão da eustasia, o pequeno espaço de acomodação é criado durante a fase transgressiva e a progradação mais proeminente se inicia no TSMA.

A análise do empilhamento dos ciclos ou parasseqüências de planície de maré revelou algumas tendências. A maior frequência de estromatólitos é observada nos TST que apresentam menor influxo de terrígenos e reduzida precipitação evaporítica (Fig. 7.5). Esta observação sugere condições ambientais favoráveis à proliferação dos tapetes microbianos, possivelmente em função dos nutrientes advindos das águas de transgressão e clima menos árido. Por outro lado, ciclos com espessas planícies de supramaré/*sabkha* estão relacionados a TSMB e sugerem condições climáticas áridas extremas, relacionadas à queda do nível do mar relativo. A espessura das fácies de inframaré é uma forte indicação da variação do espaço de acomodação e da origem eustática destes ciclos (Fig. 7.5). O aumento da espessura das fácies de inframaré para o topo da sucessão é atribuído à transição de TST para TSMA relacionada à subida relativa do mar de terceira-ordem (Fig. 7.4, 7.5). Esta análise corrobora com uma origem eustática para os ciclos de perimaré, que provavelmente refletem ciclos eustáticos de alta frequência (quarta/quinta ordem)/baixa amplitude em resposta a baixa frequência (terceira ordem)/alta amplitude das variações do nível do mar, como já sugerido por Nogueira & Riccomini (2001).

Figura 7.5. Análise estratigráfica dos ciclos de perimare da sucessão Araras. A análise compara a frequência de estromatólitos, o influxo de terrígenos e evaporitos, o padrão de empilhamento dos ciclos e a espessura das fácies de inframaré, além da composição da curva de nível do mar relativo. O diagrama na parte superior à direita ilustra a relação entre a flutuação do nível do mar e os ciclos de arrasamento ascendente de perimare. O arranjo dos ciclos estão agrupados em duas seqüências de alta frequência limitadas pela superfície 10.

7.3 EVENTOS

Comparados com a frequência dos ciclos na escala de tempo geológico, os eventos são tão comuns quanto os ciclos, mas são incrivelmente pouco representados no registro geológico. Este fato deve-se principalmente a observação pouco detalhada dos depósitos, geralmente interpretados como turbiditos ou tempestitos. Além disso, eles podem ser mascarados por outros eventos, como a ação de ondas de tempestades ou bioturbação (Seilacher 1991). A sucessão carbonática Araras apresenta vários episódios de sedimentação perturbados por fenômenos catastróficos relacionados às glaciações neoproterozóicas e fatores climáticos, eustáticos e tectônicos (Fig. 7.6).

Os eventos de mais longa duração podem ser interpretados para a parte inferior da sucessão estudada. A glaciação Puga se estendeu por quase toda a margem cratônica, cobrindo uma área bem maior do que a correspondente à Faixa Paraguai (Fig. 5.1). A instalação dos mantos de gelo levou a um rebaixamento expressivo do nível do mar, e segundo as estimativas de tempo para um evento de glaciação do neoproterozóico, pode ter durado no mínimo 5 Ma (*e.g.*, Hoffman & Schrag 2002). O final da glaciação é marcado pela passagem rápida das condições climáticas glaciais para a de efeito estufa, neste processo um grande volume de diamictitos foi depositado na bacia e imediatamente ocorreu a deposição da capa carbonática Puga. O único evento de anoxia encontra-se registrado nos depósitos da AF3 e AF4, sendo indicado pela composição betuminosa dos calcários e folhelhos. Pelo menos dois eventos de supersaturação em CaCO_3 , representados por rochas carbonáticas com abundância em cimentos e crostas, são encontrados na sucessão Araras (Fig. 5.2E, 6.12, 6.13): o primeiro ocorreu em mares profundos anóxicos (AF3), diretamente relacionados aos fenômenos pós-glaciais, enquanto o segundo está associado aos depósitos de plataforma profunda influenciada por sismos, indicada pela presença de estruturas rúpteis preenchidas por cimentos espáticos, como a estrutura *molar tooth*, e brechas com cimento espático dolomítico precipitado em porosidade gerada pelo fraturamento dos carbonatos induzido por sismicidade (AF5) (Fig. 6.17, 6.18, 6.19, 7.6). Este evento de supersaturação registrado na AF5 é provavelmente o último do Neoproterozóico III e representa uma camada-chave na correlação dos eventos desta Era. A precipitação de aragonita e dolomita ocorreu diretamente no assoalho oceânico em função do aumento anômalo da temperatura e, naturalmente, pelas condições específicas de supersaturação em CaCO_3 encontrados nos mares neoproterozóicos.

Figura 7.6. Depósitos de eventos na sucessão carbonática Araras.

Os fenômenos de mais curta duração são representados pelos eventos de sismicidade e de tempestades. A recorrência de eventos sísmicos é observada em toda a sucessão carbonática. O início da sedimentação carbonática foi perturbado pela movimentação de falhas induzida pelo *rebound* pós-glacial. Os terremotos gerados causaram a deformação plástica observada na porção basal da capa carbonática (Figura 5.4). Posteriormente, a reativação de falhas, durante a sedimentação foi responsável pela formação de outros intervalos deformados, com predominância do regime rúptil (Fig. 5.3, 7.6). Os eventos de supersaturação em CaCO_3 foram superpostos pela sismicidade e contribuíram na geração de espaços onde grande volume de cimentos foram precipitados durante a sedimentação particularmente na AF3 e AF5 (Fig. 7.6). Os intervalos sem registro de sismicidade são representados pelos calcários da AF4 e os dolomitos e arenitos da AF7 e AF8, que correspondem a fases de estabilidade tectônica da plataforma Araras (Fig. 7.6).

Tempestades oceânicas assolaram a região marginal ao cráton amazônico e são registrados na AF6 (Fig. 6.20, 6.21, 6.22, 6.23, 6.24, 7.6). Se as comparações com o Fanerozóico são válidas para a época de deposição da capa Puga (Fig. 3.7), a paleolatidade de 24° indica que a área estava localizada na faixa favorável para a formação de furacões e tempestades tropicais de verão, entre 10 a 45° (cf Barron 1989, Marsaglia *et al.* 1983). Entretanto a associação dos tempestitos com brechas e falhas sinsedimentares e estruturas de liquefação e fluidização, particularmente na AF6, sugere que tempestades induzidas por sismicidade ocorreram concomitantemente.

Eventos de ressurgência causados pelo influxo de águas profundas anóxicas para áreas com águas mais rasas, durante a transgressão, causaram a precipitação de Fe, analogamente a *hardgrounds* marinhos (Fig. 5.3, 7.6). O rebaixamento do nível do mar relativo e a exposição subaérea sucederam ou foram acompanhados pelo aumento da temperatura, acima de 35° , com a instalação de extensas planícies de *sabkha* e planície de maré de clima árido (AF7 e AF8) onde ambientes hipersalinos favoreciam a precipitação de evaporitos (Fig. 6.29, 6.33, 7.6). A relativa queda do mar também foi responsável pela incisão de canais fluviais influenciados por maré e influxo de terrígenos que inibiu quase que definitivamente a precipitação carbonática.

A presença de betume em fraturas e vários tipos de porosidades na AF2 e, principalmente na AF3, indica um evento de migração de hidrocarbonetos que ocorreu provavelmente durante a diagênese, precedendo o evento de deformação associado à tectônica Brasileira/Pan-Africana (Fig. 7.6, 7.7).

Figura 7.7 Betume nos carbonatos da sucessão Araras, região de Mirassol d'Oeste. A) preenchendo fraturas e associado com cristais de calcita; B) em bolsões junto com dolomita euédrica; C) compacto e vítreo; D) preenchendo porosidade fenestral (estromatólito) e estilólito; E) dispostos em porosidade intercristalina.

7.4 ESTROMATÓLITOS

O uso dos estromatólitos na estratigrafia proterozóica é atualmente muito restrito, devido às dúvidas quanto a sua origem, se biológica ou diagenética, e principalmente, pela melhor resolução estratigráfica fornecida pelas assembléias de palinomorfs (Knoll 1996b). No Neoproterozóico os estromatólitos servem apenas para subdivisões estratigráficas de megaescala, auxiliando a correlação "litoestratigráfica" detalhada (e não bioestratigráfica) dentro das bacias. Não está claro se as mudanças observadas nestes indivíduos, no registro geológico de várias partes do mundo, refletem a evolução bacteriana. As interpretações correntes consideram que estas variações são atreladas muito mais às mudanças físicas e biológicas dos ambientes onde crescem as esteiras microbianas (Grotzinger 1990, Knoll & Swett 1990).

A evidência de que a biosfera terrestre foi dominada por comunidades bentônicas de procariotas nas zonas de intermaré e marinha costeira advém do registro abundante de estromatólitos e outros laminitos microbianos em rochas carbonáticas (*e.g.* Walter 1976, 1994, Awramik 1999, Grotzinger & Knoll 1999). Além disso, estruturas sedimentares consideradas problemáticas, descritas em rochas siliciclásticas de ambientes de plataforma marinha rasa e perimere deste período, foram recentemente interpretadas como resultado de ressecção, erosão parcial, e deformação plástica sinsedimentar de sedimentos precocemente cimentados por muco orgânico ou microbial (*e.g.* Gehling 1999, Hagadorn & Bottjer 1997, Seilacher 1999, Bouougri & Porada 2002, Noffke *et al.* 2002).

As rochas carbonáticas do Grupo Araras e siliciclásticas da base do Grupo Alto Paraguai contêm uma grande variedade de microbialitos e estruturas sedimentares relacionadas a tapetes microbianos (Fig. 6.2). Estes sedimentos foram depositados sob condições eufóticas que permitiram a colonização do fundo marinho neoproterozóico durante a deposição das referidas unidades. Os microbialitos estão distribuídos principalmente nos depósitos das associações de plataforma carbonática moderadamente profunda e de perimare do Grupo Araras (AF2 e AF8) e nos depósitos silicilásticos basais da Formação Raizama (Fig. 6.2).

As sucessivas mudanças paleoambientais registradas na sucessão estudada foram também acompanhadas por mudanças nas comunidades microbianas. Nos primeiros 10 m da base da capa carbonática Puga, os estromatólitos compreendem microbialitos estratiformes a localmente dômicos com cavidades fenestrais (Fig. 5.2C, 6.4, 6.5). As estruturas sedimentares associadas a este intervalo indicam deposição abaixo da onda de tempestade. Por outro lado, na parte superior do Grupo Araras (Formação Nobres) ocorrem estromatólitos, oncóides e

laminitos microbianos, inicialmente descritos por Zaine (1991) e Boggiani (1997), em dolomitos geralmente silificados de ciclos de arrasamento e salinização ascendente de planície de maré de clima árido (Fig. 6.2). Os estromatólitos exibem morfologias estratiformes, colunares não ramificadas ou com ramificações simples, e rugosa com aspecto de cérebro (geralmente com menos de 15 cm de diâmetro), constituindo camadas de espessura centimétrica (Fig. 6.32, 6.33). A morfologia dos estromatólitos varia de acordo com o grau de *stress* ambiental (ressecção, salinidade e exposição subaérea) no sítio de deposição. A relação direta entre os tipos de estromatólitos e os intervalos estratigráficos com os distintos paleoambientes do Grupo Araras permite que os primeiros possam ser utilizados como marcos de posicionamento estratigráfico dentro desse grupo, mesmo em afloramentos isolados.

Dentro da porção basal do Grupo Alto Paraguai ocorrem abundantes estruturas problemáticas em arenitos interpretadas primeiramente por Zaine (1991) como icnofósseis, dubiofósseis e gretas de contração. Estes exemplares foram posteriormente reanalisados por Albuquerque (2001) que demonstrou que não havia nenhuma evidência conclusiva de biogenicidade. De fato, era difícil explicar a coesão destes sedimentos na preservação de estruturas como gretas de contração, tipicamente relacionadas a substratos lamosos. A coesão inesperada dos arenitos é aqui interpretada como produto da atividade microbiana e processos físicos e biológicos associados. Estruturas produzidas por processos microbianos em sedimentos siliciclásticos têm sido identificadas em sucessões neoproterozóicas como laminações *petee*, *wrinkle structures*, pele de elefante (*elephant skin*), *Manchuriophycus*, *chips* de areia, gretas de ressecção/sinéreses entre outras (Pflüger & Gresse 1996, Hagadorn & Bottjer 1997, Gehling 1999, 2000, Noffke *et al.* 2001, Noffke & Knoll 2002, Bouougri & Porada *in prelo*). As estruturas observadas nas rochas siliciclásticas da Formação Raizama incluem, entre outras feições, preenchimento de gretas fusiformes, sub-circulares, e outras formas associadas a processos de sinéreses/ressecção, encontradas em tapetes microbianos recobertos por camadas argilosas, depositadas após eventos de tempestades (arenitos com estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley*), e em ambientes de face litorânea dominada por maré e praia (arenitos com *tidal bundles* e estratificação cruzada de baixo ângulo) (Fig. 7.8).

O ambiente deposicional imediatamente após a glaciação Puga, e após a deposição da seqüência 1 e início da deposição do Grupo Alto Paraguai, estava situado na zona eufótica, o que permitiu a colonização do fundo marinho por diferentes comunidades microbianas bentônicas, adaptadas a ambientes de águas profundas e rasas em sistemas carbonáticos a siliciclásticos.

Figura 7.8. Estruturas da Formação Raizama. A) Estratificação cruzada com recobrimentos argilosos (*tidal bundles*). B) Lâminas com truncamento de baixo ângulo em estratificação cruzada *swaley*. C) gretas sinuosas, curvadas e subcirculares do tipo *Manchuriophycus* em arenitos finos com marcas onduladas de interferência. D) Superposição de várias gerações de gretas de contração microbiana tipo fusiforme em arenito médio. E) Gretas de ressecamento em arenito fino a médio. F) Alternância de areia fina a média com delgados níveis de sílex interpretado como substituição de carbonato; a laminação ondulada é considerada microbiana. G) Interpretação da fotografia mostrada em F.

7.5 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

7.5.1 CRITÉRIOS DE RECONHECIMENTO

As 11 superfícies de descontinuidades propostas para a sucessão carbonática estudada foram identificadas e correlacionadas com base na: *i*) transição no padrão de empilhamento de fácies (transição entre sucessões regressivas para transgressivas); *ii*) mudanças abruptas de fácies; *iii*) feições de canalização regional; *iv*) evidências de exposição subaérea (Tab. 2). Foram reconhecidos 3 limites de seqüências e das 8 superfícies não claramente interpretadas com este atributo, três são especialmente distintivas: a base da capa carbonática pós-glacial no topo da Formação Puga (S1), a superfície de inundação logo acima da capa dolomítica (S3) e o contato brusco entre os calcários da AF4 e AF5 (Fig. 6.2, 6.18).

7.5.2 SUPERFÍCIES DE DESCONTINUIDADE REGIONAIS (S1, S3, S6).

A S1 é um contato brusco e deformado no topo da Formação Puga e base da capa carbonática (Fig. 5.3, 5.4, 6.2, 7.9A). A relação aparentemente paradoxal entre diamictitos e carbonatos, ou seja, a mudança brusca de fácies é uma característica distintiva na definição da S1. Porém, a mais evidente é sem dúvida a presença, logo acima da S1, do primeiro marco estratigráfico global do Neoproterozóico descrito na América do Sul, a capa carbonática Puga (Nogueira *et al.* 2003b). As evidências discutidas nos capítulos 5 e 6 sugerem que esta superfície formou-se abaixo da onda de tempestade e representa o registro de uma mudança climática brusca relacionada a passagem de condições glaciais (*icehouse*) para um súbito aquecimento (*greenhouse*) como prevê o modelo de *snowball Earth*. Assim, interpreta-se essa superfície com um produto da transgressão pós-glacial correlata ao *Varanger/Marinoan*, integrante do TST da seqüência da capa carbonática. Hoffman & Schrag (2002) sugeriram que a superfície basal da capa carbonática representaria o limite de seqüência de capa carbonática (Fig. 3.3). A concepção de seqüência deposicional sugere limites erosivos e/ou com exposição subaérea, o que não acontece com a S1, que representa uma inundação pós-glacial ainda dentro do TST que iniciou provavelmente com a deposição dos diamictitos durante o degelo. Enfim, esta é mais uma nomenclatura adaptada para o Neoproterozóico ainda necessitando de uma melhor definição.

Tabela 2. Superfícies estratigráficas na sucessão carbonática Araras.

SUPERFÍCIES	CARACTERÍSTICAS	CRITÉRIO DE RECONHECIMENTO	EXTENSÃO	INTERPRETAÇÃO
1	Irregular, não-erosiva com deformação plástica de grande porte (estrutura de sobrecarga formada por lobos de dolomito e injeções ascendentes de diamictito)	Mudança brusca de fácies entre diamictitos e <i>dolomudstones</i> .	centenas de metros	Inundação pós-glacial, causada pela transição, provavelmente rápida, de condições climáticas glaciais para as de efeito estufa. Possível correlação lateral com S3.
2	Planar a suavemente irregular. Estruturas de deformação plástica próxima ao contato	Mudança brusca entre fácies dolomíticas com estromatólito estratiforme de pequena escala para intervalo com estruturas tipo <i>tepee</i> . Camadas impregnadas por betume	centenas de metros	Limite de fácies e superfície de separação de eventos de deformação plástica sinsedimentar
3	Irregular erosiva com desníveis de até 50 cm, marcado localmente por um nível descontínuo argiloso carbonático rico em Fe.	Mudança brusca de fácies de dolomito para calcário na região do Cráton Amazônico e de diamictitos para calcários na Faixa Paraguai. Camadas de calcário em <i>onlap</i> com dolomitos e diamictitos.	centenas de quilômetros	Superfície transgressiva ou conformidade correlativa. Possível correlação lateral com a S1
4	Planar a suavemente irregular	Separa camadas deformadas de estratos sem deformação dentro da AF3.	centenas de metros	Limite de fácies dentro de zona de deformação.
5	Superfície plana	Aparecimento das primeiras camadas centimétricas de folhelho, logo acima de calcários ricos em cimento. Concentração de microfósseis planetônicos.	centenas de metros	Limite de fácies ou inundação máxima, mudança do estado de supersaturação em CaCO_3 para concentrações normais.
6	Planar	Mudança brusca de fácies calcárias para dolomíticas. Predominam o contato entre <i>dolomudstones</i> sobre calcários finos, e frequentemente brechas com matriz e cimentadas por esparito dolomítico e fraturas MT.	centenas de quilômetros	Inundação máxima, base de evento de sismicidade e de supersaturação em CaCO_3
7	Irregular a ondulada (amplitude e comprimento métricos)	Mudança transicional a brusca de fácies. Brechas e <i>dolomudstones</i> são recobertos por dolomitos arenosos com ECH.	centenas de metros	Limite de fácies
8	Não observada.	Paassagem bruscas de fácies. Dolomitos arenosos com ECH da AF6 são recobertos por dolomitos finos e arenosos com estruturas que indicam exposição subaérea (moldes de evaporitos, gretas de contração, clastos tabulares) da AF7. Mudança no tipo de empilhamento de fácies onde acima da superfície 7 os depósitos estão organizados em ciclos de espessuras métricas.	centenas de metros	Limite de seqüência tipo 1
9	Planar	Definida pela análise do empilhamento de ciclos (mudança do caráter retrogradante para progradante), frequência de estromatólitos, terrígenos e evaporitos e diminuição da espessura das fácies de inframamaré (<i>dolomudstone</i> e <i>grainstone</i> oolíticos)	dezenas de metros	Inundação máxima
10	Planar	Definida pela análise do empilhamento de ciclos (mudança do caráter progradante para retrogradante), aumento da frequência de estromatólitos e da espessura das fácies de inframamaré (<i>dolomudstone</i> e <i>grainstone</i> oolíticos)	dezenas de metros	Limite de seqüência tipo 2
11	Irregular, erosiva, geometrias de canal distribuídas lateralmente com até 2 m de profundidade	Aumento do conteúdo de siliciclásticos nas últimas camadas antes da superfície. Acima da superfície, predominam arenitos e conglomerados com seixos e principalmente grânulos de quartzo, e clastos de carbonatos.	centenas de quilômetros	Limite de seqüência tipo 1

Figura 7.9. Superfícies de descontinuidade da sucessão carbonática do Grupo Araras. A) Contato basal deformado da S1 na Mina Terconi. B) Camadas deformadas ocorrem próximo a S2 e observar que fraturas não ultrapassam a S3. C) Lixiviação de óxidos e hidróxidos de ferro do horizonte pelítico da S3. D) Seção da Mina Camil-Emal 1; observar o contato brusco entre calcários da AF4 e brechas dolomíticas da AF5; as camadas encontram-se verticalizadas. E) Seção da Mina Camil-Emal com a S7 separando depósitos da AF5 e AF6; a mina é o flanco de uma dobra que constitui a Serra do Quilombo. Localização dos afloramentos na figura 6.1.

A S3 é irregular, contorna aproximadamente as morfologias de estruturas tipo *tepee* de grande porte, localmente exibe deformação plástica e relevo erosivo. Esta última característica é identificada pela escavação da superfície da capa dolomítica produzindo localmente escavações rasas de pouco metros de comprimento. A S3 é sotoposta por uma camada descontínua de pelito ou carbonato argiloso rico em óxido de ferro que pode representar um paleossolo se considerarmos sua associação com a AF2 ou um análogo *hardground* rico em ferro formado por processos de ressurgência, se considerarmos como facies dos calcários da AF3. A ressurgência de águas profundas anóxicas leva à precipitação e concentração de óxidos e hidróxidos de ferro e Mn durante o início da transgressão associada ao modelo de *snowball Earth* (cf Hoffman & Schrag 2002). A S3 limita o primeiro evento de supersaturação em CaCO_3 representada pelos calcários ricos em precipitados calcíticos (Fig. 6.2, 7.6, 7.9). Os calcários são predominantemente micríticos, com abundância de crostas e cristais calcíticos (aragonita substituída) preservados, sugestivos de energia deposicional hidrodinâmica muito baixa, o que é inconsistente com uma provável natureza erosiva gerada durante a implantação do TST. A interpretação de baixa energia é também corroborada pela provável disposição em *onlap* das camadas de *mudstone* calcífero nas escavações, caracterizando uma superfície transgressiva. É difícil explicar como os segmentos erosivos da S3 foram formados durante a transgressão por ravinação, já que feições de onda ou maré não foram observadas e, adicionalmente, a natureza passiva da deposição aponta mais para a interpretação de superfície de inundação ou *onlap*. A S3 é aqui interpretada como uma superfície amalgamada que inclui uma antiga história de erosão que possivelmente causou a eliminação de evidências de exposição subaérea, mascarada pela transgressão subsequente. Embora as evidências de exposição subaérea sejam ambíguas, a explicação do relevo erosivo por outro processo é uma hipótese a ser confirmada.

Enquanto que na região do Cráton Amazônico a S3 ocorre sobre a capa dolomítica, na região da Faixa Paraguai, sempre foi considerada a superfície basal do Grupo (ou Formação) Araras, limitando os calcários de plataforma profunda (Formação Guia) dos diamictitos glaciais da Formação Puga (Fig.4.1). Esta distinta relação de contato explica a constante caracterização do Grupo Araras como uma sucessão de calcários sobrepostos por dolomitos, descrita principalmente na Faixa Paraguai (Fig. 4.1). A escassez de afloramentos na região cratônica, bem como a falta de trabalhos de correlação estratigráfica detalhada, não permitiram o registro da porção mais basal da Faixa Paraguai (Fig. 1.1). O fato da capa dolomítica não aflorar na região da Faixa Paraguai, é provavelmente devido ao seu

adelgaçamento para sudeste, o que implica na junção lateral da S1 com a S3 em direção a Faixa Paraguai (Fig. 6.2, 7.1). Os calcários logo acima da S3 na região da Faixa Paraguai, apresentam um conteúdo de terrígenos superior a 20 %, provavelmente oriundos dos diamictitos sobrepostos, formando rochas mistas como margas e arenitos carbonáticos. As camadas sotopostas e sobrepostas às superfícies S1 e S3 não registram feições de exposição subaérea o que sugere uma origem submarina para ambas, representando provavelmente uma superfície de inundação marinha. Entretanto, não se descarta a possibilidade destas superfícies representarem conformidades correlativas a superfícies de erosão nas porções mais proximais da bacia. Esta suposição só seria realmente testada se as fácies costeiras, laterais aos depósitos de plataforma profunda, fossem realmente encontradas.

A S6 é uma das mais superfícies mais intrigantes da sucessão carbonática estudada é caracterizada pela passagem brusca dos calcários da Formação Guia para dolomitos da Formação Nobres (Fig. 4.2, 6.2, 7.2, 7.9). Sua extensão regional por centenas de quilômetros, da região de Cáceres até Nobres é relatada também por diversos autores (*e.g.*, Almeida 1964, Hennies 1966, Luz *et al.* 1978, Barros *et al.* 1982, Matos *et al.* 1995). Neste trabalho o contato brusco é definido pelos calcários da AF4 e os dolomitos da AF5, localmente associado a falhas e fraturas sinsedimentares, brechas intraformacionais cimentadas por esparito dolomítico e a presença expressiva de estruturas microespáticas tipo *molar tooth* (Fig. 6.2, 6.17, 6.18). A S6 marca a base do segundo evento de supersaturação de CaCO_3 caracterizado pela precipitação de esparito dolomítico durante eventos de deformação rúptil sinsedimentar induzida por sismicidade (Fig. 6.19, 7.6, 7.9). As mudanças na composição química da água responsáveis pela supersaturação de CaCO_3 dos mares tem como evidência direta a presença de abundante cimentação sinsedimentar, após ao término das condições de *snowball Earth* (evento glacial Puga). Estas condições retornam no intervalo estratigráfico correspondente à base da Formação Nobres, e se traduz numa camada-chave da sucessão carbonática Araras para a correlação regional. A reativação de falhas é aventada para explicar a sismicidade que pode ser o primeiro reflexo na sedimentação Araras, do início da colisão de blocos a SE do Cráton Amazônico, relacionada à Tectônica Brasileira-Pan-Africana do final do Neoproterozóico.

7.5.3 LIMITES DE SEQÜÊNCIAS: SUPERFÍCIES 8, 10 E 11

A superfície 8 não foi observada diretamente no campo, e a sua definição foi feita exclusivamente na mudança brusca de fácies e padrão de empilhamento (Fig.6.2, Tab. 2). Dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky* de plataforma rasa da AF6 passam bruscamente para dolomitos finos e arenosos com estruturas que indicam águas rasas e exposição subaérea da AF7. A mudança nos padrões de empilhamento é evidente, enquanto os depósitos da AF6 mostram sucessões de eventos de tempestades amalgamados, as camadas da AF7 são organizadas em ciclos de arrasamento ascendente de planície de maré (Fig. 6.2, 7.6). A inferência desta superfície também é justificada por indicar uma queda brusca da lâmina d' água, bem como uma mudança na geometria da bacia, com a instalação de planícies de maré que prevaleceram também na deposição da AF8. A maior evidência para exposição subaérea é a ocorrência, logo acima da AF6, de planícies de supramaré *sabkha* com estruturas de ressecamento (gretas, horizontes brechados com clastos tabulares e moldes de evaporito). Estas observações indicam que as taxas de queda eustática excederam as taxas de subsidência da bacia, resultando numa descida do nível do mar relativo e exposição da plataforma gerando limite de seqüência tipo 1. Estas condições favoreceram a instalação dos ambientes restritos evaporíticos durante o TSMB diretamente sobre os tempestitos associados ao TSMA. A natureza regional desta superfície é dada principalmente pela extensão dos depósitos de perimaré (AF7, AF8) encontrados em toda a sucessão carbonática aflorante na Faixa Paraguai, desde a região de Cáceres até Nobres (Fig. 6.1, 7.1).

A S10 foi definida com base na análise estratigráfica dos ciclos de perimaré. Ela ocorre no intervalo de inversão entre a tendência de diminuição na espessura para outra de aumento da espessura dos ciclos, justamente na passagem do TSMA para TST (Fig. 7.4, 7.5). Ela coincide também com o aumento da freqüência de estromatólitos e o desaparecimento do influxo de terrígenos e evaporitos, bem como na diminuição da espessura das fácies de inframaré (Fig. 7.5). Interpreta-se esta superfície como um limite de seqüência tipo 2, onde as taxas de quedas eustáticas foram menores (descida lenta do nível do mar relativo) do que as taxas de subsidência, o que explica a continuidade da deposição ainda no contexto de perimaré, sem o desenvolvimento de expressiva superfície de erosão.

A superfície 11 é marcada pela incisão de canais fluviais estuarinos influenciados, em parte, por ondas de tempestades relacionados a deposição de sedimentos siliclásticos da Formação Raizama (Fig. 6.2, 7.6). A natureza erosiva desta superfície foi descrita pela primeira vez por Almeida (1964a, 1965b, 1968, 1974) na localidade de Jacobina, a sudeste de

Cáceres, quando foi verificado a ocorrência de seixos de rochas carbonáticas do Grupo Araras nos arenitos Raizama. Acima da S11, os arenitos são feldspáticos e conglomeráticos, exibem estratificação cruzada acanalada e intercalam-se com arenitos finos a médios com estratificação cruzada côncava com recobrimentos argilosos interpretados como seqüências de *tidal bundles* (e.g. Visser 1980, Boersma & Terwindt 1981) (Fig. 7.8). A migração predominante do sistema fluvial estuarino para NW sugere áreas soerguidas a SE da área estudada, provavelmente relacionada ao início da inversão da bacia Araras em função da colisão de blocos continentais induzida pela tectônica Brasileira-Pan Africana do Final do Neoproterozóico (Fig. 7.10). A S11 é interpretada como um limite de seqüência tipo 2 formada na base de paleovales escavados na plataforma Araras que foi exposta durante a queda do nível do mar relativo num contexto similar em alguns aspectos a outros depósitos de vales incisos (e.g. Van Wagoner *et al.* 1990, Fedo & Cooper 1992).

Figura 7.10. Paleocorrentes da base da Formação Raizama estudadas em cortes de estrada na Serra do Mangaval ao sudeste de Cáceres. A) Estratos cruzados de seqüências de *tidal bundles*. B) Eixo de estratificação cruzada acanalada. A moderada dispersão apresentada pelos diagramas indica migração do sistema fluvio-estuarino para NW. A direção do fluxo fluvial similar aos dos litossomas de maré sugere fluxo de vazante e, provavelmente, uma costa orientada grosseiramente NE-SW.

7.5.4 OUTRAS DESCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS (S2, S4, S5, S7, S9).

As superfícies 2, 4 e 7 são limites de fácies dentro da AF2. A S2 separa os dolomitos com estromatólitos deformados daqueles com estrutura tipo *tepee* (Fig. 6.20, 7.9B, E). A S4 limita o intervalo deformado que ocorre logo após a S3, sendo interpretada como uma superfície que marca a volta das condições normais de deposição. A ocorrência de dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky* e brechas interpretados como depósitos de tempestades e/ou *tsunamis* (AF6) recobrando a S7, sugere que esta pode ter sido gerada por tempestades oceânicas em parte induzidas por sismicidade (Fig. 7.9E).

A S5 ocorre no topo da AF3 e é mais uma zona de alguns centímetros de espessura do que propriamente uma superfície, é marcada pela concentração de microfósseis planctônicos descritos por Hidalgo (2002) (Fig. 4.4, 6.2). A S5 é interpretada como uma superfície de inundação formada pelo contínuo aprofundamento da bacia.

A S9 foi reconhecida através do padrão de empilhamento dos ciclos de perimaré, refletindo a mudança entre o conjunto de ciclos com *trend* de aumento na espessura para ciclos com tendência de decréscimo na espessura (Fig. 7.5). Este padrão ocorre na passagem do TST para TSMA e caracteriza a S9 como uma superfície de inundação máxima (Fig. 7.4, 7.5). Os estromatólitos concentram-se próximo à superfície, e acima desta, a espessura dos depósitos de inframaré diminuem paulatinamente enquanto que ocorre o aumento da frequência de terrígenos e evaporitos (Fig. 7.5).

7.6 SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS

As seqüências deposicionais da plataforma Araras pós-glaciação Puga, na Faixa Paraguai Norte, estão registradas em megaciclos e ciclos de arrasamento ascendente (*shallowing upward cycles*) e sucessões de eventos, compondo mais de 700 m de espessura de rochas carbonáticas e secundariamente siliciclásticas. A caracterização das seqüências levou em consideração a caracterização dos seus limites em função do reconhecimento de eventos de exposição subaérea, canalização e sismicidade, modificação no padrão de empilhamento dos ciclos, variações de fácies e presença de capa carbonática (Tab. 2). A análise destes depósitos com base nas variações do nível do mar, permitiu o reconhecimento das seguintes seqüências deposicionais: seqüência 1 (Sq1) ou seqüência da capa carbonática que engloba todos os depósitos com processos deposicionais anômalos seguindo as proposições de

Hoffman & Schrag (2002) (Fig. 3.3, 4.3); e uma seqüência composta (*e.g.* Mitchum & Van Wagoner 1991) que inclui 2 seqüências de alta freqüência (Fig. 7.11).

A Sq1 é formada por tratos de sistemas transgressivos de mar alto identificados principalmente pelas AF1-6 representativas de um sistema de plataforma carbonática onde predominam depósitos de águas profunda. Não foram interpretadas superfícies de exposição subaérea ou de inundação máxima devido provavelmente à limitação das exposições. As associações de fácies dentro desta seqüência, guardam os eventos de deposição anômalas associadas aos períodos após as glaciações neoproterozóicas, registrados aqui como a precipitação das capas carbonáticas e os eventos de supersaturação de CaCO_3 .

A Sq2 e Sq3 são seqüências deposicionais de mais alta freqüência e incluem tratos de mar baixo, transgressivo e de mar alto geralmente associados a depósitos de planície de maré (AF7 e AF8) (Fig. 7.5). Estas duas seqüências formam uma composta cujo limite inferior representado pela superfície 8, é coincidente com o limite da Sq1 enquanto que o limite superior é a superfície 11, que representa um proeminente limite de seqüência (Fig. 7.11). A Sq4 formada por trato de sistema transgressivo, não será descrita neste trabalho sendo utilizada apenas na definição da dos limite superior da seqüência composta.

8 ESTRATIGRAFIA DE ISÓTOPOS DE C, O E Sr

Expressivas variações isotópicas das águas do mar têm sido utilizadas como marcadores paleoambientais e na elaboração de arcabouços quimioestratigráficos para a correlação global de sucessões neoproterozóicas (Knoll *et al.* 1986, Derry *et al.* 1992, Narbonne *et al.* 1994, Kauffman & Knoll 1995, Pelechaty *et al.* 1996, Kaufman *et al.* 1997, Saylor *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000). A composição isotópica de depósitos marinhos carbonáticos reflete a variação dos isótopos leves de C e O da água do mar através do tempo geológico. Na ausência de elementos fósseis determinantes, as sucessões do final do Neoproterozóico têm sido datadas através do estudo da variação da razão isotópica do Sr, que tem auxiliado na obtenção de uma maior resolução estratigráfica destes depósitos. A análise quimioestratigráfica das seqüências deposicionais carbonáticas da Faixa Paraguai é apresentada neste capítulo e consiste no primeiro modelamento isotópico balizado por um arcabouço estratigráfico detalhado (Fig.7.11) nesta parte do Cráton Amazônico. A interpretação das variações isotópicas de C e Sr da água do mar é discutida com enfoque particular às oscilações do nível do mar relativo e aos períodos de glaciação global que afetaram esta parte da Amazônia no Neoproterozóico.

8.1 MÉTODOS ANALÍTICOS

Amostras para análise isotópica foram obtidas da coleta sistemática em 4 perfis colunares representativos do empilhamento estratigráfico proposto para o Grupo Araras (Fig. 4.2, 6.2, 7.2, 7.11). A análise isotópica de C e O foi realizada em 144 amostras de dolomitos e calcários, principalmente de granulação fina (*mudstones*) distribuídas na sucessão estratigráfica de mais de 600 m de espessura do Grupo Araras. A tabela 3 exhibe a distribuição da amostragem entre as superfícies-chave e associações faciológicas que constituem as formações Mirassol d'Oeste (amostras 1 a 13), Guia (amostras 14 a 69), Serra do Quilombo (amostras 70 a 79) e Nobres (amostras 80 a 144).

Tabela 3 - Valores de isótopos dos carbonatos. Amostras alteradas ($\delta^{18}\text{O} > -8\text{‰}_{\text{PDB}}$) estão destacadas em cinza. Linhas espessas referem-se às superfícies chaves de 1 a 9. Localidades: MO, Mirassol d'Oeste; FJ, Fazenda Jacobina; EC1 e EC2, Pedreiras Emal-Camil; BR-I, km 689 da BR-070.

Número	Sigla	Local	Litotipo	Associação	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (1 σ)		Número	Sigla	Local	Litotipo	Associação	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (1 σ)
1	A1M1b1	MO	Dol	Plataforma moderada-mente profunda	-8,921	-5,419	0,707946 (92)	1	37	A1C6-7	EC1	Cal	Plataforma profunda anóxica	-1,46	-8,64	-
2	A1M1b2	MO	Dol		-6,747	-4,917	0,707981 (15)		38	A1C6-8	EC1	Cal		-2,21	-8,97	-
3	MO-1	MO	Dol		-4,524	-5,381	0,707438 (39)		39	A1C6-9	EC1	Cal		-1,55	-8,33	-
4	MO-2	MO	Dol		-4,929	-5,583	0,707651 (27)		40	A1C6-10	EC1	Cal		-1,62	-7,74	-
5	MO-3	MO	Dol		-4,199	-5,272	0,707813 (55)		41	A1C6-11	EC1	Cal		-1,59	-7,59	-
6	MO-4	MO	Dol		-5,122	-5,688	0,707743 (27)		42	A1C6-12	EC1	Cal		-1,83	-8,55	-
7	A1M1-1	MO	Dol		-3,875	-5,998	0,708273 (26)		43	A1C6-13	EC1	Cal		-1,63	-7,93	-
8	A1M1-2a	MO	Dol		-5,176	-6,018	0,708523 (15)		44	A1C6-14	EC1	Cal		-1,59	-7,86	-
9	A1M1-2b	MO	Dol		-4,209	-6,300	0,708431 (51)		45	A1C6-15	EC1	Cal		-1,57	-7,77	-
10	A1M1-3	MO	Dol		-4,583	-6,040	0,709040 (35)		46	A1C6-16	EC1	Cal		-1,45	-8,00	-
11	A1M1-4	MO	Dol	Plataforma profunda supersaturada em CaCO_3	-3,834	-5,301	0,709529 (12)	2	47	A1C6-17	EC1	Cal	Plataforma profunda anóxica	-1,37	-7,70	-
12	TB 5	MO	Dol		-4,190	-6,080	-		48	A1C6-18	EC1	Cal		-1,43	-7,69	-
13	A1M1-5	MO	Dol		-4,910	-6,366	0,711294 (62)		49	A1C6-19	EC1	Cal		-1,36	-8,33	-
14	A1M1-6	MO	Cal		-8,057	-3,951	0,711202 (13)	3	50	A1C6-20	EC1	Cal		-1,22	-8,24	-
15	TB 4	MO	Cal		-8,790	-5,270	-		51	A1C6-21	EC1	Cal		-1,23	-8,18	-
16	TB 3	MO	Cal		-8,520	-5,370	-		52	A1C6-22	EC1	Cal		-1,37	-7,68	-
17	TB 2	MO	Cal		-7,970	-4,760	-		53	A1C6-23	EC1	Cal		-1,58	-8,05	-
18	TB 1	MO	Cal		-7,970	-4,760	-		54	A1C6-24	EC1	Cal		-1,47	-7,46	-
19	A1M1-7c	MO	Cal		-5,499	-8,139	-		55	A1C6-25	EC1	Cal		-1,44	-7,66	-
20	A1M1-7	MO	Cal		-5,075	-9,295	0,708108 (11)		56	A1C6-26	EC1	Cal		-1,41	-7,29	-
21	A1M1-8	MO	Cal	Plataforma profunda anóxica	-4,703	-9,510	0,707109 (48)		57	A1C6-27	EC1	Cal	Plataforma influenciada por sismos	-1,42	-6,95	-
22	A1M1-9	MO	Cal		-5,066	-8,296	0,707658 (39)		58	A1C6-28	EC1	Cal		-2,50	-8,53	-
23	A1M1-10	MO	Cal		-5,033	-6,507	0,707947 (46)		59	A1C6-29	EC1	Cal		-1,55	-8,19	-
24	A1M1-11	MO	Cal		-4,825	-7,034	-		60	A1C6-30	EC1	Cal		-1,55	-8,61	-
25	A1M1-12	MO	Cal		-4,876	-7,046	0,707639 (15)		61	A1C6-31	EC1	Cal		-1,79	-8,98	-
26	A1M1-13	MO	Cal		-4,649	-6,845	-		62	A1C6-32	EC1	Cal		-1,67	-10,51	-
27	A1M1-14	MO	Cal		-4,710	-8,258	0,707826 (11)	4	63	A1C6-33	EC1	Cal		-1,94	-10,35	-
28	A1C3 1	FJ	Cal		-4,820	-10,59	-		64	A1C6-34	EC1	Cal		-1,79	-9,89	-
29	A1C3 2	FJ	Cal		-5,390	-12,88	-		65	A1C6-35	EC1	Cal		-1,75	-10,08	-
30	A1C3 3	FJ	Cal		-5,660	-10,73	-		66	A1C6-36	EC1	Cal		-1,75	-9,59	-
31	A1C6-1	EC1	Cal	Plataforma profunda anóxica	-1,54	-7,30	-		67	A1C6-37	EC1	Cal	Plataforma influenciada por sismos	-1,27	-6,92	-
32	A1C6-2	EC1	Cal		-1,45	-7,28	-		68	A1C6-38	EC1	Cal		-1,32	-8,05	-
33	A1C6-3	EC1	Cal		-1,53	-7,32	-		69	A1C6-39	EC1	Cal		-1,35	-6,78	-
34	A1C6-4	EC1	Cal		-1,50	-7,38	-	5	70	A1C6-39M	EC1	Dol		-1,59	-9,15	-
35	A1C6-5	EC1	Cal		-1,54	-7,73	-		71	A1C6-40	EC1	Dol		-1,00	-3,57	-
36	A1C6-6	EC1	Cal		-1,57	-8,31	-		72	A1C6-41	EC1	Dol		-0,89	-4,42	-

Tabela 3. Valores de isótopos dos carbonatos... (Continuação).

Número	Amostra	Local	Litotipo	Associação	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (1 σ)		Número	Amostra	Local	Litotipo	Associação	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (1 σ)
73	A1C6-42	EC1	Dol	Plataforma influenciada por sismos	-0,72	-2,82	-	6	109	A1C5-19	BR1	Dol	Perimaré	-1,382	-5,068	-
74	A1C6-42M	EC1	Dol		-1,81	-9,41	-		110	A1C5-20	BR1	Dol		-1,321	-4,906	-
75	A1C7-4	EC2	Dol		-0,510	-4,040	-		111	A1C5-21	BR1	Dol		-1,514	-4,941	-
76	SG-1	SG	Dol		-3,960	-10,52	-		112	A1C5-23	BR1	Dol		-1,752	-3,063	-
77	A1C7-4M	EC2	Dol		-3,280	-8,870	-		113	A1C5-24	BR1	Dol		-1,437	-4,975	-
78	A1C7-1	EC2	Dol	Plataforma dominada por tempestade	-0,380	-4,230	-	7	114	A1C5-25	BR1	Dol		-1,535	-4,441	-
79	A1C7-2	EC2	Dol		+0,18	-4,910	-		115	A1C5-27	BR1	Dol		-1,500	-4,399	-
80	A1C7-5	EC2	Dol	Perimaré Sabkha	+0,260	-5,060	-	9	116	A1C5-28	BR1	Dol		-1,652	-3,700	-
81	A1C7-6	EC2	Dol		+0,140	-3,940	-		117	A1C5-29	BR1	Dol		-1,725	-3,959	-
82	A1C7-7	EC2	Dol		-0,190	-4,730	-		118	A1C5-30	BR1	Dol		-1,801	-4,921	-
83	A1C5-101	BR1	Dol		-0,639	-5,325	-	8	119	A1C5-31	BR1	Dol		-1,437	-3,421	-
84	A1C5-102	BR1	Dol		-0,772	-5,177	0,708500 (17)		120	A1C5-32	BR1	Dol		-1,447	-3,500	-
85	A1C5-103	BR1	Dol		-0,848	-5,192	-		121	A1C5-33	BR1	Dol		-1,300	-3,629	-
86	A1C5-104	BR1	Dol		-1,459	-5,428	-		122	A1C5-34	BR1	Dol		-0,962	-3,996	-
87	A1C5-105	BR1	Dol		-0,899	-5,133	-		123	A1C5-35	BR1	Dol		-1,183	-4,407	-
88	A1C5-106	BR1	Dol		-0,803	-5,561	-		124	A1C5-36	BR1	Dol		-0,952	-5,145	-
89	A1C5-107	BR1	Dol		-0,629	-5,261	-		125	A1C5-37	BR1	Dol		-1,247	-5,191	-
90	A1C5-108	BR1	Dol		-0,584	-5,239	-		126	A1C5-38	BR1	Dol		-1,237	-4,995	-
91	A1C5-109	BR1	Dol		-0,137	-5,261	-		127	A1C5-39	BR1	Dol		-2,144	-6,028	-
92	A1C5-1	BR1	Dol		-0,620	-4,060	-		128	A1C5-40	BR1	Dol		-1,310	-6,114	-
93	A1C5-4	BR1	Dol	Perimaré	-0,779	-4,023	-	12	129	A1C5-41	BR1	Dol		-1,417	-6,724	-
94	A1C5-6	BR1	Dol		-0,965	-4,469	-		130	A1C5-42	BR1	Dol		-1,108	-5,558	-
95	A1C5-7A	BR1	Dol		-1,152	-4,304	-		131	A1C5-43	BR1	Dol		-0,977	-5,348	-
96	A1C5-8	BR1	Dol		-1,292	-4,810	0,708133 (12)		132	A1C5-44	BR1	Dol		-2,193	-5,988	0,708816 (12)
97	A1C5-9	BR1	Dol		-1,483	-4,768	-		133	A1C5-45	BR1	Dol		-1,038	-6,178	-
98	A1C5-10	BR1	Dol		-1,237	-4,696	-		134	A1C5-46	BR1	Dol		-1,420	-4,451	-
99	A1C5-11	BR1	Dol		-0,913	-5,868	-		135	A1C5-47	BR1	Dol		-1,096	-4,629	-
100	A1C5-12	BR1	Dol		-1,387	-4,673	-		136	A1C5-48	BR1	Dol		-0,777	-3,925	-
101	A1C5-12B	BR1	Dol		-0,730	-4,908	-		137	A1C5-49	BR1	Dol		-0,883	-5,337	-
102	A1C5-13	BR1	Dol		-1,364	-5,847	-		138	A1C5-50	BR1	Dol		-0,790	-4,096	-
103	A1C5-13A	BR1	Dol		-1,821	-5,981	-		139	A1C5-51	BR1	Dol		-0,705	-5,052	-
104	A1C5-14	BR1	Dol		-1,248	-5,679	-		140	A1C5-52	BR1	Dol		-0,953	-4,323	0,708184 (17)
105	A1C5-15	BR1	Dol		-1,635	-4,739	0,708584 (12)		141	A1C5-54	BR1	Dol		-1,037	-5,182	-
106	A1C5-16	BR1	Dol		-1,642	-4,090	-		142	A1C5-55	BR1	Dol		-0,899	-5,549	-
107	A1C5-17	BR1	Dol		-1,355	-4,863	-		143	A1C5-56	BR1	Dol		-0,691	-5,260	-
108	A1C5-18	BR1	Dol		-1,531	-4,660	-		144	A1C5-57	BR1	Dol		-0,578	-5,563	0,708800 (15)

As amostras foram selecionadas no campo e posicionadas estratigraficamente na sucessão carbonática. Deu-se preferência às frações homogêneas da rocha evitando-se porções fraturadas ou zonas de preenchimento mineral, bem como a coleta em zonas muito alteradas por pedogênese atual. Além do teste de reação com ácido clorídrico feito no campo (reação a frio para calcita e em amostra pulverizada de dolomita), a distinção dos tipos de calcita e dolomita foi complementada no laboratório pela observação de lâminas tingidas com uma solução de alizarina e ferrocianeto de potássio utilizando o método de Friedman (Adams *et al.* 1994). Amostras homogêneas foram pulverizadas em gral de ágata ou por meio de broca milimétrica. Amostras de carbonato fino das AF2 e AF3 possuíam delgadas intercalações de betume que foram cuidadosamente separadas das lâminas micríticas analisadas isotopicamente.

As amostras analisadas são frescas e não apresentam deformação ou indícios de metamorfismo (intensa recristalização com obliteração de estruturas primárias, assembléia mineralógica metamórfica). Em grande parte das seções delgadas a textura original está preservada, muito embora modificações neomórficas ocorram localmente. A feição neomórfica mais proeminente considerada é a presença de tufos de cristais fibro-radiais de calcita considerados pseudomorfos de aragonita encontrada na AF3 (Fig. 6.15). Da mesma forma, moldes evaporíticos (pseudomorfos de gipso, anidrita e halita) das AF7 e IAF8 foram substituídos por esparito ou sílica. A matriz micrítica, seja de composição dolomítica ou calcítica, é opaca e quando neomorfizada apresenta limites intercristalinos regulares e forma uma textura fina equigranular hipidiotópica (Figura 6.4B e 6.7B).

As análises de isótopos de carbono e oxigênio foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. O gás CO₂ extraído dos carbonatos pulverizados em linha de alto vácuo após a reação com ácido fosfórico a 100% foi aquecido a 25°C por um dia (três dias no caso da presença de dolomita). A liberação de CO₂, após a limpeza criogênica, foi analisada em um espectrômetro de massa (coletor triplo de entrada dupla SIRA II). Os resultados foram registrados com a notação convencional de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{13}\text{O}$ em por mil (‰) relativo ao padrão PDB (*Pee Dee Belemnites*). O padrão para o $\delta^{13}\text{O}$ é dado em SMOW (*standard mean ocean water*) e geralmente emprega-se os valores convertidos para PDB. As incertezas das medidas de isótopos foram 0,1‰ para o carbono e 0,2‰ para o oxigênio, baseado na múltipla análise de um padrão interno do laboratório (BSC; *Borborema Skain Calcite*).

As análises de Sr foram realizadas em 25 amostras no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará. Os carbonatos pulverizados (≈ 5 a 10

mg) foram dissolvidos com 2N HCl após lavagem prévia com água milli-Q. O Sr foi extraído usando a resina ElChrom SrSpec, seguindo o padrão de técnicas cromatográficas. Um grupo de amostras foi analisado no espectrômetro de massa VG 54-E e o outro grupo em um multicoletor Finnigan MAT-262 usando o modo estático. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizados para um valor de 0.1194 da razão $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$. O padrão utilizado NBS 987 possui valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,710249 (30) e 0,710239 (7) para as análises nos espectrômetros VG 54-E e Finnigan MAT 262, respectivamente, levando o mesmo período de tempo para a análise de amostras. As incertezas na $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são anotadas em 1σ .

8.1.1 AVALIAÇÃO DO REGISTRO ISOTÓPICO E IDENTIFICAÇÃO DAS ASSINATURAS PRIMÁRIAS

8.1.1.1 Isótopos de C e O

A composição isotópica de C em carbonatos proterozóicos é bem preservada devido a completa obliteração da porosidade após a deposição, o que inibiu a circulação de fluídos e, conseqüentemente, qualquer reajuste isotópico (Knoll *et al.* 1986, Buick *et al.* 1995). Entretanto, este processo de obliteração de porosidade pode não ser suficiente para inibir as mudanças pós-deposicionais por diagênese (principalmente neomorfismo e dolomitização), fluídos meteóricos e forte metamorfismo que alteram a composição isotópica original dos carbonatos (Veizer 1983, Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kauffman 1999). Determinar o quanto estas alterações influenciaram a composição original de $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar na qual o carbonato foi precipitado é crucial na avaliação do sinal isotópico de uma sucessão estratigráfica. Assim, a eliminação de amostras alteradas é fundamental para a determinação dos *trends* seculares de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar proterozóica. O grau de alteração de amostras de carbonato tem sido demonstrado por análise geoquímica com base na determinação da razões de Mn/Sr (amostras com Mn/Sr <2), pela relação entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (a diferença ou $\Delta^{13}\text{C}$ entre essas composições é sempre constante para amostras não alteradas) e pela relação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Kaufman & Knoll 1995, Kha *et al.* 1999, Jacobsen & Kaufman 1999). Neste estudo utilizou-se apenas a relação $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$.

Valores de $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos são indicadores diagenéticos muito sensíveis revelando interações fluído-rocha tardias que modificam a composição encontrada em carbonatos proterozóicos, cujos valores oscilam próximo a -6‰ (e.g. Veizer *et al.* 1992, Kaufman &

Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999, Kha 2000). Amostras com composições de $\delta^{18}\text{O}$ abaixo de -8‰ são consideradas alteradas e a plotagem das composições em gráficos de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 8.1) permite identificar *trends* de decréscimo simultâneo das composições de O e C (e.g. Jacobsen & Kaufman 1999). Embora alguns trabalhos utilizem amostras com valores de $\delta^{18}\text{O}$ superiores a -10‰ , como proposto por Narbonne *et al.* (1994), a escolha de um valor limite de -8‰ para distinção entre amostras inalteradas e alteradas no presente trabalho se justifica por este se aproximar do valor da composição original proposta para carbonatos desta idade, em torno de -6‰ . Assim, esse procedimento diminui a probabilidade de se utilizar amostras com valores alterados.

Os carbonatos da sucessão estudada possuem valores de $\delta^{18}\text{O}$ que variam de $-12,88\text{‰}$ a $-2,82\text{‰}$, sendo que os valores superiores a -8‰ para 22% das amostras analisadas. Valores isotópicos mais leves de ^{18}O , que indicam significativa alteração diagenética foram encontradas em 32 amostras (indicadas na tabela 3). Elas se concentram nos calcários finos de plataforma profunda (Formação Guia) e, secundariamente, em *dolomudstone* (amostra 76 na tabela 3), esparito dolomítico que preenche tanto fraturas tipo *molar tooth* (MT) quanto porosidade de brechas (amostras 70, 74 e 77 na tabela 3). As amostras de cimento (esparito dolomítico) mostram-se alteradas, sendo difícil distinguir entre o fluido marinho gerador do cimento e aquele que gerou a matriz micrítica dos calcários (amostras 70, 74 e 77 na tabela 3). Nas amostras de MT ocorre uma pequena variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e uma maior variação de $\delta^{13}\text{C}$, o inverso do que é encontrado em outros exemplos pelo mundo (e.g. Frank & Lyons 1998, Pope *et al.* 2002).

As composições isotópicas inalteradas ($\delta^{18}\text{O} > -8\text{‰}$) dos carbonatos foram agrupadas de acordo com 3 grandes conjuntos de fácies. Estes dados estão plotados em gráficos $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ mostrando uma forte dispersão, sem uma correlação positiva clara (Fig. 8.1A). A não covariância entre os valores de C e O sugere que o volume de fluido diagenético (meteórico ou hidrotermal) necessário para reequilibrar a composição isotópica de O foi insuficiente para modificar a composição original de $\delta^{13}\text{C}$. Uma correlação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ também não é caracterizada quando se analisa as associações de fácies individualmente (Fig. 8.1B, C e D). Apesar deste padrão aleatório, os depósitos de plataforma profunda (AF3 e AF4) são os que apresentam predominância de valores mais depletados de $\delta^{18}\text{O}$ e um maior número de amostras com valores abaixo de -8‰ (Tab. 3). Além disso, a análise gráfica das amostras das associações de plataforma profunda sugere certa tendência de

correlação positiva entre os valores isotópicos de C e O, o que leva suspeitar de alteração diagenética (Fig.8.1C).

Outra sistemática para se testar a confiabilidade do sinal isotópico original é a detecção do enriquecimento de carbono e oxigênio desde as fácies mais costeiras até as mais distais, em mar profundo, em resposta às diferentes salinidades e à influência do CO₂ dissolvido (*e.g.* Joachimski 1994). Seguindo esta premissa e considerando que todas as fácies carbonáticas da sucessão estudada exibem composições empobrecidas em isótopos leves depletadas, poderia-se afirmar que todas as amostras estariam alteradas. Entretanto, o critério de empobrecimento em isótopos leves com a profundidade do ambiente deposicional foi concebido para avaliar contextos paleoambientais semelhantes aos ambientes modernos, o que não permite sua aplicação direta aos ambientes neoproterozóicos, caracterizados pelas mais pronunciadas mudanças climáticas, biogeoquímicas e bioevolutivas que ocorreram no planeta que, por sua vez, são responsáveis por oscilações isotópicas anômalas (*e.g.*, Knoll *et al.* 1986, 1996, Kaufman *et al.* 1991, 1997, Derry *et al.* 1992, Grotzinger & Knoll 1995, Grotzinger & James 2000).

Assim, considera-se que os valores isotópicos encontrados para grande parte das amostras de rochas carbonáticas do Grupo Araras são em sua grande maioria primários, representativos da composição isotópica da água do mar neoproterozóica, uma vez que: *i*) a textura original micrítica está preservada; *ii*) predominam de amostras com valores menores que -8‰; e *iii*) a relação entre as composições de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ não é covariante.

Figura 8. 1. Gráficos de valores de ^{13}C versus ^{18}O para as fácies da sucessão carbonática do Grupo Araras com todas as amostras (A) e individualizadas por fácies (B, C, D). Amostras alteradas diageneticamente possuem valores menores que -8‰ PDB. Valores destacados referem-se as amostras encontradas próximo a superfícies chaves. Os valores isotópicos são expressos em ‰.

8.1.1.2 Isótopo de Sr

Composições isotópicas de Sr em rochas carbonáticas são mais susceptíveis a alteração diagenética do que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e, diferentemente destes, não possuem um padrão de avaliação bem definido (Knoll 2000). A diagênese tende a aumentar os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os ensaios mais comumente realizados para avaliar a alteração das razões de Sr geralmente passam por avaliações petrológicas e geoquímicas envolvendo as razões $\delta^{18}\text{O}$, Mn/Sr, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, Rb/Sr e as concentrações de Sr (Jacobsen & Kaufman 1999). Mesmo com todos estes testes, o número de amostras de carbonato de várias partes do planeta considerados com valor isotópico de Sr inalterado é relativamente baixo e conseqüentemente sua interpretação quimioestratigráfica deve ser mais cuidadosa (Knoll 2000). Os testes utilizados neste trabalho para a avaliação do sinal isotópico radiogênico referem-se à plotagem da $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ *versus* $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 8.2), bem como a avaliação do contexto estratigráfico e petrográfico.

A avaliação dos gráficos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ *versus* $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ mostra que a maioria das amostras apresentam-se dentro da faixa que denuncia mistura entre composições primárias e diagenéticas (Fig. 8.2). Seguindo o mesmo critério utilizado para avaliação dos de carbono (Fig. 8.1), as amostras com $\delta^{18}\text{O}$ abaixo de -8‰ foram consideradas alteradas e portanto eliminadas do conjunto que guardaria a assinatura primária de Sr (Fig. 8.2A). Amostras associadas às superfícies não foram consideradas na análise das curvas. Abstraindo estas amostras, os gráficos da figura 8.2 mostram que as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ formam duas concentrações bem separadas, associadas a diferentes fácies, que sugerem uma mudança sistemática com o empilhamento estratigráfico. Valores mais baixos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0,707 predominam nas associações de plataforma da base da sucessão estudada enquanto valores acima de 0,708 são mais freqüentes para o topo e caracterizam as fácies de perimará sugerindo uma tendência monotônica (Fig. 8.2B). Nestas concentrações as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam sistematicamente com as composições isotópicas de carbono de amostras consideradas inalteradas, sugerindo que os valores de Sr são provavelmente primários (Fig. 8.2B). Seguindo esta análise, pode-se considerar que os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da associação de perimará são os menos alterados do conjunto de amostras analisado.

Figura 8.2. Gráficos de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (A) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ (B) para as fácies da sucessão carbonática do Grupo Araras. Valores destacados referem-se às amostras encontradas próximas às superfícies-chave (S1, S2, S3). O *trend* para a alteração diagenética é indicado pela curva em A (Jacobsen & Kaufman 1999). Amostras alteradas diageneticamente possuem valores menores que -8‰. Os valores isotópicos são expressos em ‰.

8.1.1.3 A Relação dos Isótopos de C, O e Sr com as Superfícies Estratigráficas

Os valores anômalos de $\delta^{13}\text{C}$ de amostras coletadas próximas às superfícies-chave (independente do contexto paleoambiental e da litofácies), mesmo aquelas consideradas inalteradas pelo critério do $\delta^{18}\text{O}$, parecem representar uma resposta isotópica aos eventos de inundação/ transgressão e erosão que caracterizam estas superfícies. Desta forma, estes valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem representar tanto a composição isotópica original da água do mar durante a época de formação das superfícies quanto representações modificações diagenéticas primárias (eogenéticas). A avaliação destas amostras é necessária para eliminar aquelas que são fortemente influenciadas pela gênese das superfícies e tentar restabelecer o verdadeiro sinal isotópico que será utilizado na composição da curva isotópica de C, representativa da água do mar da plataforma Araras no Neoproterozóico.

Próximo das superfícies-chave associadas aos depósitos de plataforma profunda, o comportamento isotópico de C e O alcança picos anômalos (Fig. 8.3). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são mais elevados, situados entre -6 a -2‰. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são mais empobrecidos, e situam-se entre -6,7 a -8,9‰. Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são sempre mais elevados, superiores a 0,709 e esporadicamente entre 0,707 e 0,708. Carbonatos cristalinos marcam as superfícies 1, 2 e 3 indicando a presença de fluidos diagenéticos (eodiagenéticos ou mesodiagenéticos) que

promoveram processos de neomorfismo e dolomitização e, conseqüentemente, podem ter modificado as composições originais de C e Sr. Estes processos foram favorecidos pelos múltiplos eventos deposicionais registrados por estas superfícies relacionados a deformação sinsedimentar, soerguimento, erosão e inundação (Tab. 2).

Figura 8.3. Resposta isotópica de C e Sr com relação às superfícies-chave das associações de fácies de plataforma. Note que as excursões negativas anômalas de $\delta^{13}\text{C}$ e aumentos abruptos dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são correlacionados diretamente com as superfícies. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ acima das superfícies 1, 3 e 5 mostram um padrão de enriquecimento correlato aos eventos transgressivos. Este comportamento é refletido em picos de redução dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. O intervalo de aproximadamente 130 m, complementar à espessura da Formação Guia, foi omitido nesta figura.

A superfície 1 é a base da capa carbonática Puga e representa uma superfície de inundação marinha formada após a glaciação Puga (Fig. 5.4, Tab.2). Os valores depletados de $\delta^{13}\text{C}$, em torno de -5‰ , representam a excursão negativa típica das capas dolomíticas encontradas em todo o mundo (Narbonne *et al.* 1994, Kennedy 1996, Hoffman *et al.* 1998a, b, Hoffman & Schrag 2002). Esta assinatura isotópica tem sido modelada como: i) o resultado da rápida mistura de águas profundas com $\delta^{13}\text{C}$ empobrecidos com águas rasas por ressurgência após a glaciação (Kaufman *et al.* 1991, Grotzinger & Knoll 1995); ii) decréscimo da produtividade biológica devido à cobertura dos oceanos pelo gelo, no modelo de *snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998a, b); iii) desestabilização de gases hidratos no *permafrost* terrestre seguindo um rápido aquecimento e transgressão marinha pós-glacial (Kennedy *et al.* 2001). Os valores fortemente empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}$ associados à superfície 1 (Amostrs 1 e 2, Tab. 3), representam provavelmente um artefato diagenético superimposto ao valor médio primário de -5‰ das capas carbonáticas (Fig. 8.3). Uma tendência de enriquecimento isotópico logo acima da superfície é interpretado como uma resposta ao evento transgressivo pós-glacial (Fig. 8.3).

A superfície 2 é caracterizada por um enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$ de -5‰ para -3‰ , com um retorno para os valores mais depletados próximo à superfície 3, marcada por concentração de óxidos e hidróxidos de Fe (Fig. 6.2, 7.9C). Os isótopos de ^{13}C medidos nas primeiras camadas de calcário da AF3, detectam o início do evento transgressivo através de uma excursão negativa com valores acima de -8‰ . Em seguida os valores tornam-se mais enriquecidos, em torno de -5‰ (Fig.8.3). As rápidas subidas do nível do mar eustático são refletidas diretamente nas deflexões abruptas das razões isotópicas de carbono. A rápida mistura dos $\delta^{13}\text{C}$ depletados de águas profundas com águas rasas por ressurgência é outra hipótese para o empobrecimento isotópico inicial que marca as superfícies-chave. Durante a continuidade da subida do nível do mar, a área da plataforma é rapidamente ampliada e propicia maior produtividade orgânica nos oceanos, com retenção do ^{12}C e enriquecimento do ^{13}C (Mitcheel *et al.* 1996). O enriquecimento de Fe também pode ser interpretado com uma concentração causada por ressurgência no início da transgressão (*e.g.* Hoffman & Schrag 2002). A superfície 3 também marca o aparecimento dos primeiros níveis ricos em cimento e crostas aragoníticas, indicando um evento de supersaturação em CaCO_3 . Este mesmo comportamento é encontrado para a capa calcária *cemenstone* associada à glaciação neoproterozóica Ice Brook, Montanhas Mackenzie, Canadá (*e.g.* James *et al.* 2001). O

aumento na concentração de CaCO_3 é outro fator que pode ser considerado com indutor do empobrecimento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$.

O aumento no valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é um forte indício de modificação diagenética. Estes valores altos diferem consideravelmente do valor médio encontrado para cada associação de fácies. Valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de amostras próximas às superfícies-chave 1, 2 e 3, dentro da associação de plataforma, mostram um aumento desde 0,708 até valores acima de 0,711 (Fig. 8.2, 8.3). Mesmo as amostras consideradas inalteradas pelo critério do $\delta^{18}\text{O}$ divergem da média e tendem a mostrar uma grande variação se comparados com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 8.2B) sugerindo, provavelmente, que se tratam de valores alterados diageneticamente. Apenas as amostras 5 e 7 da associação de plataforma (Tab. 3) são consideradas primárias por não se associarem diretamente com as superfícies e apresentarem valores de $\delta^{18}\text{O}$ abaixo de -8‰. Estas amostras possuem valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ acima de 0,708, diferente do padrão predominante de 0,707 do conjunto de plataforma.

A superfície 5 não pôde ser avaliada adequadamente devido a sua localização próximo ao topo do afloramento estudado na Mina Terconi, Mirassol d'Oeste (Fig. 6.10), o que impossibilitou uma amostragem mais detalhada. A superfície 6 é marcada por composições isotópicas que mostram um rápido enriquecimento, variando de -1,5‰ para -0,5‰. Este enriquecimento é compatível tanto com um *trend* transgressivo associado à inundação máxima, quanto com eventuais modificações impostas pelos eventos de sismicidade e de supersaturação em CaCO_3 (Fig. 8.3). As superfícies 7 e 8 ainda precisam de uma maior resolução isotópica a ser obtida com a análise de uma maior número de amostras. Entretanto, os valores isotópicos de ^{13}C relacionados à superfície 8 (topo da Formação Serra do Quilombo) podem ser nitidamente separadas do conjunto de perimaré sobreposto (Fig. 8.1D). Eles registram uma excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ diferente do padrão isotópico predominantemente depletado da sucessão estudada (Fig. 8.4).

Figura 8.4. Resposta isotópica de C com relação às superfícies-chave das associações de fácies de águas rasas (plataforma e planície de maré). Uma excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ marca a superfície-chave 8, enquanto excursões de pequena amplitude revelam as superfícies-chave 9, 10 e limites de ciclos (parassequências). Um *trend* transgressivo é indicado pelos valores enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados abaixo e acima de superfícies de inundação máxima e limites de sequência, respectivamente. O padrão serrilhado da curva é melhor desenvolvido na região de equilíbrio (cor cinza) da curva do nível do mar relativo.

A associação de fácies de planície de maré que caracteriza a Formação Nobres, apresenta um padrão serrilhado na curva de $\delta^{13}\text{C}$, que parece refletir diretamente as superfícies de inundação dos ciclos. Este padrão é melhor evidenciado na zona de equilíbrio entre a queda e a subida da curva de baixa frequência do nível do mar relativo (Fig. 8.4). Um *trend* isotópico transgressivo (enriquecimento ascendente de $\delta^{13}\text{C}$) ocorre acima da superfície 10, interpretada como limite de sequência tipo 2, e nos ciclos abaixo da superfície 9, interpretada como uma superfície de inundação máxima (Tab. 2, Fig. 8.4). A falta de camadas carbonáticas preservadas próximos à superfície 10 não permitiu a sua avaliação no contexto das variações isotópicas.

O aumento da frequência de estromatólitos nos tratos de sistemas transgressivos é indicativa do restabelecimento ou aumento da atividade biológica e pode ter correlação direta com a tendência de enriquecimento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para o topo da sucessão Araras (Fig. 8.4). Este comportamento tem sido observado em outras sucessões neoproterozóicas correlatas, com os intervalos ricos em *Cloudina* e/ou na biota de Ediacara, próximo ao limite com o Cambriano (Narbonne *et al.* 1994, Saylor *et al.* 1998, Corsetti & Hagadorn 2002). Do mesmo modo, a tendência de valores mais depletados de $\delta^{13}\text{C}$ na base das capas carbonáticas, progredindo para valores mais enriquecidos no topo, como foi encontrado neste estudo, é uma feição típica deste tipo de sequência (*e.g.* Kennedy *et al.* 1998, Hoffman & Schrag, 2002).

8.1.2 QUIMIOESTRATIGRAFIA DE $\delta^{13}\text{C}$

8.1.2.1 Trabalhos Anteriores

Poucos valores de composições isotópicas de ^{13}C , O e Sr do Grupo Araras publicados na literatura puderam ser compilados e incorporados no arcabouço quimioestratigráfico deste trabalho. As composições isotópicas de C para o Grupo Araras encontradas na literatura estão embasadas em colunas estratigráficas menos detalhadas (Rodrigues *et al.* 1994, Zaine 1991, Boggiani 1997, Santos *et al.* 2001, Alvarenga *et al.* 2002) o que tem dificultado a correlação com os nossos dados. Apenas a seção do sinclinal da Guia, levantada por Boggiani (1997) pode ser integrada parcialmente à nossa sucessão estratigráfica, uma vez que os dados isotópicos podem ser posicionados em função da superfície-chave 6 (Fig. 7.11), que separa os calcários de plataforma profunda (Formação Guia) dos dolomitos finos e brechas de plataforma moderadamente profunda (Formação Serra do Quilombo) (Fig. 8.5).

Figura 8.5. Seção colunar do Sinclinal da Guia e tabela de valores isotópicos de ^{13}C , O e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ extraídos de Boggiani (1997). A superfície 6 é indicada para referência de localização das amostras.

Os valores fortemente depletados da sucessão carbonática encontrada na Pedreira Terconi em Mirassol d'Oeste (Formação Mirassol d'Oeste) foram considerados como exclusivos da base do Grupo Araras por Santos *et al.* (2001) e Alvarenga *et al.* (2002). Entretanto, esta inferência se deve provavelmente à não identificação das superfícies estratigráficas, que guardam as anomalias mais negativas de $\delta^{13}\text{C}$ (amostras 1, 2, 14, 15, 16, 17, 18 na tabela 3). Da mesma forma, é possível que o grande espaçamento da amostragem efetuada por aqueles autores tenha contribuído para mascarar a tendência geral da curva de $\delta^{13}\text{C}$ com um valor predominante de $\delta^{13}\text{C}$ (-5‰) para a sucessão basal.

8.1.2.2 Comportamento Isotópico de $\delta^{13}\text{C}$

Amostras com sinal isotópico alterado e inalterado constituem o arcabouço quimioestratigráfico geral de $\delta^{13}\text{C}$ da sucessão carbonática do Grupo Araras, com espessura mínima estimada de 700 m (Almeida 1964). Essas composições exibem uma tendência monotônica com valores fortemente depletados de $\delta^{13}\text{C}$ na base e enriquecidos para o topo da sucessão (Fig. 8.6). Os depósitos de plataforma, composta por uma capa carbonática dolomítica (Formação Mirassol d'Oeste) até as primeiras dezenas de metros de capa carbonática calcária rica em cimento (base da Formação Guia), possuem valores depletados de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -5‰ , enquanto intervalos fortemente negativos, com valores próximo a -9‰ , coincidem com superfícies de descontinuidade 1, 2 e 3 da sucessão estudada (Fig. 8.3). A sucessão de calcários de plataforma profunda anóxica (Formação Guia) apresenta comportamento homogêneo da curva isotópica de ^{13}C , com valores de $-2,50$ a -1‰ tendendo a 0‰ . Este padrão é mantido nas sucessões dolomíticas de plataforma (parte intermediária da Formação Serra do Quilombo), alcançando localmente valores positivos ($+0,14$ a $+0,26\text{‰}$) nos depósitos de plataforma rasa a face litorânea (topo da Formação Serra do Quilombo) e voltando para valores negativos próximos de 0‰ nas litofácies de perimaré (Formação Nobres). Esta variação de enriquecimento ascendente do sinal isotópico ao longo da sucessão carbonática indica que o empilhamento estratigráfico foi construído com sucesso, e sem repetições de camadas (Figura 8.6).

8.1.2.3 Confecção da Curva Primária de $\delta^{13}\text{C}$

Os valores inalterados de $\delta^{13}\text{C}$ em combinação com o empilhamento estratigráfico composto por 4 perfis colunares permitiu a construção da curva de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ para o Grupo Araras. Mesmo utilizando valores primários ou pouco alterados pela diagênese, admite-se que em alguns locais o sinal isotópico pode ter sido apenas parcialmente preservado. A sucessão carbonática estudada apresenta ainda lacunas na espessura do pacote que foram tentativamente reconstituídas com base em observações de campo e informações de trabalhos prévios. Estas interpretações permitiram compor o traçado mais aproximado da curva de $\delta^{13}\text{C}$ para os carbonatos Araras que é representado na Figura 8.7.

Figura 8.6. Valores isotópicos de C (^{13}C), O (^{18}O) e Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) integrados aos perfis faciológicos da sucessão carbonática do Grupo Araras. Superfícies-chave 1 a 10 estão indicadas em círculos. Linhas pontilhadas nas escalas isotópicas são representativas do valor médio de ^{13}C (-5‰) para capas carbonáticas neoproterozóicas, composição limite para amostras inalteradas com $^{13}\text{O} > -8‰$ e valor limítrofe de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,708) para capas carbonáticas com idade *Varanger/Marinoan* mais antiga (<0,708) e mais nova (>0,708).

Figura 8.7. Curva de $\delta^{13}\text{C}$ a partir de valores considerados como primários (expressos em ‰). Superfícies-chave 1-10 estão indicadas em círculos.

A espessura total dos calcários da Formação Guia é consensualmente considerada como sendo de 200 m (Almeida 1964a, Hennies 1966, Luz *et al.* 1978, Luz & Abreu Filho 1978, Alvarenga 2002). O topo e a base desta unidade foram mapeadas neste trabalho na região de Cáceres, Mirassol d'Oeste, Bauxi e Nobres. O pacote foi ainda acrescido de um intervalo complementar de ~130 m de calcários. No caso dos dolomitos, que abrangem as formações Serra do Quilombo e Nobres, a espessura de ~500 m sugerida por Almeida (1964a) parece ser mais adequada para as sucessões de fácies definidas neste trabalho do que os 1100 m proposto por Luz *et al.* (1978). Destes 500 m de dolomitos, 340 m estão representados na estratigrafia. Os 160 m não observados estariam distribuídos unicamente nas associações de fácies de perimaré (AF7 e AF8), que apresenta sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ muito homogêneo, com um leve enriquecimento para o topo da sucessão. Desta forma, o acréscimo de 160 m para construção do segmento superior da curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ não causaria alteração significativa na tendência geral do sinal isotópico (Fig. 8.4). Evidentemente esta proposta não é definitiva, mas a resolução da curva pode ser aumentada com o acréscimo de outros perfis colunares que possuam o mesmo detalhamento faciológico/estratigráfico e isotópico.

A comparação das curvas de $\delta^{13}\text{C}$ e de variação do nível do mar relativo revela importantes coincidências (Fig. 8.8): *i*) a tendência isotópica indica que as fácies mais profundas são mais depletadas em $\delta^{13}\text{C}$ do que as de ambientes mais rasos, significando provavelmente um retorno às condições normais da água do mar, com o retorno do consumo de ^{12}C pela atividade biológica, após o evento anômalo glacial; *ii*) os dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentam *trend* semelhante, com aumento dos valores nas fácies de ambientes mais rasos do topo da sucessão, que está provavelmente relacionado ao influxo continental para os oceanos após a glaciação e associado com a colisão continental Brasileira-Pan-Africana, particularmente no intervalo 600-535 Ma (Hoffman *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999); *iii*) há uma forte correlação entre as excursões de $\delta^{13}\text{C}$ e as superfícies estratigráficas mais importantes, confirmando que o estudos isotópicos podem ser utilizado na estratigrafia de seqüências; *iv*) a passagem entre os tratos de sistemas em depósitos de águas rasas é caracterizada pelas maiores deflexões da curva isotópica.

8.1.2.4 Correlação Global e Estimativa de Idade

A curva de $\delta^{13}\text{C}$ obtida para a seção de referência composta, construída a partir de 4 perfis colunares representativos da sucessão estratigráfica do Grupo Araras, é semelhante às curvas de $\delta^{13}\text{C}$ de sucessões carbonáticas do Neoproterozóico III (Fig. 8.7; 8.9). Nessas unidades são reconhecidos pelo menos dois horizontes glaciais, que geralmente são sobrepostos por depósitos carbonáticos com centenas de metros de espessura, exibindo valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos na base e positivos no topo (fig. 8.9). O traçado destas curvas desde o intervalo de glaciação *Varanger/Marinoan* até o limite Proterozóico-Cambriano tem sido balizado por datações absolutas (U-Pb em zircão de vulcânicas intercaladas na sucessão sedimentar). Dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para este mesmo intervalo são caracterizados por valores em torno de 0,7081 próximo à base e 0,7085 próximo ao limite do Cambriano (Fig. 8.9). As maiores lacunas do registro isotópico de ^{13}C nas curvas de variação globais estão relacionadas aos intervalos de rochas siliciclásticas (Fig. 8.9).

Os diamictitos da Formação Puga são o único intervalo glacial dentro da sucessão estudada, portanto a curva de $\delta^{13}\text{C}$ das rochas carbonáticas do Grupo Araras que os sobrepõem pode ser comparada às curvas dos dois intervalos glaciais sugeridos para o *Varanger/Marinoan*, principalmente com aquela obtida para o Cráton do Kalahari (Fig. 8.9). A curva de $\delta^{13}\text{C}$ acima da superfície de inundação pós-glacial mais antiga (primeira excursão negativa na Figura 8.9), parece inflexionar para valores positivos em menos de 300 m, em todas as curvas de referência (Fig. 8.9, perfis B-E), em contraste com a curva gerada neste estudo isotópico (Figura 8.9., perfil A). Por outro lado, o segmento da curva acima do ponto de correlação "e" apresenta um traçado monotônico por mais de 600 m de espessura, com valores negativos tendendo a 0‰, próximo ao ponto "d" (Formações Buschmannsklippe, Dabis, Dracöisen, Shuman; Fig. 8.9). Este comportamento é comparável àquele observado na curva de $\delta^{13}\text{C}$ do Grupo Araras. A amarração da curva de $\delta^{13}\text{C}$ com os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ confirma esta possível correlação. Apesar dos valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da capa carbonática Puga (Formação Mirassol d'Oeste) predominarem numa faixa relativamente crescente próximas de 0,708, de 0,7074 a 0,7079, estes não são correlacionáveis aos valores das formações Court, Elbobreen e a capa carbonática Ice Brook, que apresentam valores abaixo de 0,7072 (Fig. 8.8, 8.9). Valores mais baixos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0,7053 foram recalculados para capa carbonática Ice Brook por James *et al.* (2001) o que dificulta ainda mais, apesar da semelhança faciológica, uma possível correlação cronoestratigráfica com os depósitos carbonáticos estudados. Além disso, dois valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerados primários (amostras 5 e 7, Tab. 3 e Fig. 8.8) com valores maiores que 0,7081 foram encontrados na capa carbonática Puga, o que confirma que esta representa provavelmente um depósito relacionado

ao evento mais jovem da glaciação *Varanger/Marinoan* (e.g. Kaufman *et al.* 1993, Saylor *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999). Esta hipótese parece ser confirmada pelo *trend* aparentemente monotônico dos valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o topo da sucessão carbonática Araras (Formação Nobres), alcançando valores de 0,7081 a 0,7088 (Fig. 7.8), mundialmente relacionados a proximidade do limite Proterozóico-Cambriano (e.g. Kaufman & Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Saylor *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000, Walter *et al.* 2000).

O intervalo de idade do Grupo Araras pode ser tentativamente estimado comparando-se a curva de $\delta^{13}\text{C}$ com as curvas de referência para o Neoproterozóico (Fig. 8.10). As curvas de Saylor *et al.* (1998), Jacobsen & Kauffman (1999) e Walter *et al.* (2000) revelam intervalos perfeitamente correlatos à curva de $\delta^{13}\text{C}$ gerada neste estudo (Fig. 8.7 e 8.8). Elementos da biota de Ediacara ou *Cloudina* são os fósseis que balizam o segmento superior mais negativo da curva de variação secular do $\delta^{13}\text{C}$ há aproximadamente 560-550 Ma (Saylor *et al.* 1998, Knoll 2000). *Cloudina* tem sido descrita no topo do Grupo Corumbá, sudoeste do Cráton Amazônico, a 400 km da área estudada (Zaine 1991, Boggiani 1997, Gaucher *et al.* 2003). Esta unidade é considerada por diversos autores como correlata aos carbonatos Araras (e.g. Almeida 1964a, Alvarenga & Saes 1992, Trompette *et al.* 1998). A ausência de *Cloudina* no topo do Grupo Araras poderia ser explicada em função da maior frequência de siliciclásticos e aos ambientes relativamente mais rasos encontrados naquela unidade em comparação com os do Grupo Corumbá (e.g. Zaine 1991, Boggiani 1997, Gaucher *et al.* 2003). Entretanto, como a presença deste fóssil está relacionada diretamente à maior e última excursão positiva de carbono do Neoproterozóico, ligeiramente mais velha do que 548 Ma (Grotzinger *et al.* 1995, Corsetti & Hagadorn 2000), e como esta excursão não foi ainda registrada na sucessão Araras, que possui valores de $\delta^{13}\text{C}$ predominantemente negativos, o intervalo de deposição do Grupo Araras pode ser inferido logo abaixo da ocorrência de *Cloudina*. Portanto, uma idade mínima entre 565 a 560 Ma, segundo a curva de Saylor *et al.* (1998), ou de 575 a 560 Ma segundo as curvas de Walter *et al.* (2000) e Jacobsen & Kaufman (1999) (Fig. 8.10), pode ser atribuída ao Grupo Araras. Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Grupo Araras confirmam esta faixa de 575 a 560 Ma e permitem inferir um intervalo de ~10 a 15 Ma para a deposição desta unidade (Fig. 8.11). Esta estimativa vem de encontro com o tempo de duração dos intervalos pós-glaciais com valores negativos, estimado em até 11 Ma (e.g. Saylor *et al.* 1998, Hoffman *et al.* 1998a, b).

Figura 8.9. Colunas estratigráficas mostrando as excursões, dados de fósseis, os valores mais confiáveis de isótopos de Sr, e horizontes glaciais no Cráton Amazônico e a sua comparação com seções de referência de outros crátons. Todas as seções estão desenhadas com a mesma escala da seção do Cráton Amazônico. As letras no quadrado são pontos de correlação definidos quimioestratigraficamente. Fontes de dados: A) este trabalho; B) e B1) Gaucher *et al.* (2003), Grupo Corumbá; C) Saylor *et al.* (1998); D) Narbonne *et al.* (1994), Kaufman *et al.* (1996); E) Knoll *et al.* (1986), Fairchild & Spiro (1987), Kaufman *et al.* (1993), Kaufman *et al.* (1997); F) Burns & Matter (1993); G) Knoll *et al.* (1995). Abreviaturas para as formações: Mo, Mirassol d'Oeste; SQ, Serra do Quilombo, Cr, Cerradinho, Bc, Bocaina, Tm, Tamengo, Gc, Guaicurus, Bl, Bläskrans; Bu, Buschmannsklippe; Nu, Nudaus; M, Mastahk. S1-S6, W1-W2, K1-K3, seqüências deposicionais. Valor de Sr (*) na coluna D é recalculado (James *et al.* 2001)., Modificado de Saylor *et al.* (1998).

Figura 8.10. Curvas de referência de $\delta^{13}\text{C}$ para a cronoestratigrafia para o Neoproterozoico III e o posicionamento do Grupo Araras. A) Curva de Saylor et al (1998) calibrada com idades U-Pb em zircão. B) Curvas de variação de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de acordo com Walter *et al.* (2000).

Figura 8.11. Razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos do Grupo Araras na curva de Gorokov *et al.* (1995). Observar a tendência das amostras do topo do Grupo Araras (Formação Nobres) indicarem idade mais nova (modificado de Boggiani 1997).

8.1.2.5 Correlação com o Grupo Corumbá

A curva de variação isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ formulada para o Grupo Corumbá apresenta valores negativos logo após os depósitos glaciogênicos da Formação Puga e parece desenvolver um padrão monotônico decrescente nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, culminando na excursão positiva associada a *Cloudina* (Boggiani 1997, Gaucher *et al.* 2003). Quando comparada com a curva de $\delta^{13}\text{C}$ do Grupo Araras, observa-se que o segmento basal, mesmo contendo lacunas, pode ser razoavelmente correlacionado. Entretanto, aqueles autores interpretaram os valores negativos como registro pós-glacial associado ao evento *Varanger/Marinoan* mais antigo (600-590 Ma), diferentemente da interpretação apresentada acima para o Grupo Araras. Embora as exposições da Formação Puga não apresentem continuidade física entre as regiões de Corumbá e Cáceres-Mirassol d'Oeste, sua distribuição descontínua por algumas centenas de quilômetros é perfeitamente integrada em um modelo de deposição relacionado a um único evento glacial. Este tipo de sedimentação comumente forma depósitos que se estendem por mais de 7000 km, como exemplificado pela glaciação quaternária da América do Norte (Eyles & Eyles 1992). Além disso, unidades carbonáticas marinhas (grupos Corumbá e Araras), incluindo capas dolomíticas (formações Bocaina e Mirassol d'Oeste) com microfósseis semelhantes (Hidalgo 2002), recobrem os diamictitos Puga nas duas áreas (Fig. 4.4), o que corrobora a interpretação desta unidade como o registro de um único evento de glaciação do Neoproterozóico III no sudoeste do Cráton Amazônico. Assim, como verificado no item anterior, se a glaciação Puga é considerada como sendo produto do evento mais jovem do *Varanger/Marinoan*, o pico N1 representado na curva de Gaucher *et al.* (2003) deve corresponder, mais provavelmente ao pico N2, correlato à capa dolomítica Puga (Formação Mirassol d'Oeste) e situado acima do ponto de correlação "e" (Fig. 8.9 e 8.12). Note que esta interpretação reduz a discrepância na espessura estratigráfica das unidades quando correlacionadas com as curvas de outras sucessões neoproterozóicas (Fig. 8.9). O ajuste dos picos na curva do Grupo Corumbá posicionando-os no segmento de idade mais nova, é mais coerente com o intervalo de *Cloudina* e favorece a correlação daquela unidade com o Grupo Araras, que passa a ocupar a base da sucessão carbonática da Faixa Paraguai (Fig. 8.12). Por fim, se a análise aqui apresentada é válida, o intervalo de vida do fóssil *Cloudina* não se encontra no Grupo Araras. Seu correlato está provavelmente nas rochas sedimentares siliclásticas da Formação Raizama, o que abre uma perspectiva na melhor definição do limite Pré-Cambriano-Cambriano no sudoeste do Cráton Amazônico.

Figura 8.12. Correlação das curvas de $\delta^{13}\text{C}$ entre o Grupo Corumbá (Gaucher *et al.* 2003) e o Grupo Araras. A escalas das curvas são diferentes e foram ajustadas para melhor representação. As setas indicam a substituição dos picos propostos por Gaucher *et al.* (2003) por aqueles que colocam o Grupo Corumbá também na idade pós-*Varanger/Marinoan* mais nova.

9 ANÁLISE DOS TRATOS DE SISTEMAS E HISTÓRIA DO NÍVEL DO MAR RELATIVO

As propostas evolutivas para o sudoeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, sugerem um evento colisional responsável pelo fechamento do oceano entre os blocos continentais Amazônia e São Francisco por volta de 600 Ma, com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento orientadas segundo N-NE e falhas de cavalgamento com vergência para E (Pimentel *et al.* 2000). A sedimentação na Faixa Paraguai, assim como na Faixa Tucavaca, na Bolívia, teria ocorrido numa fase distensional, entre 590-540 Ma (Alvarenga *et al.* 2000) a qual, em várias reconstituições paleogeográficas, se relaciona ao rifteamento da Laurentia da margem oeste do Gondwana (Fig. 3.7).

Os dados isotópicos obtidos neste trabalho confirmam essa faixa de idade, colocando a deposição do Grupo Araras entre 575-560 Ma. Entretanto, os dados sedimentológicos, estratigráficos e paleomagnéticos indicam um outro contexto paleogeográfico. A plataforma carbonática Araras teria se desenvolvido numa paleolatidade de 24°, estendendo-se por algumas centenas de quilômetros para NW, Cráton Amazônico adentro. Esta plataforma estaria conectada diretamente com o oceano (Fig. 9.1A) que separa os blocos Amazônico e São Francisco. A conexão oceânica teria persistido após a deposição carbonática, do Grupo Araras, e é indicada pela presença de depósitos de tempestades e, principalmente, de maré no Grupo Alto Paraguai, sugerindo que a colisão da Amazônia com o bloco São Francisco foi mais tardia (Fig. 9.1B). Um evento de remagnetização por volta de 520 Ma que afetou os depósitos carbonáticos dos blocos São Francisco e Amazônia (Trindade *et al.* 2003), pode ter registrado o episódio final de fechamento do oceano e estabilização da Faixa Paraguai. Bacias tipo *foredeep* representam o estágio final deste orógeno onde áreas soerguidas a NW e, principalmente, a SE em função da colisão com o bloco Paraná representariam o estágio final de deposição, já no Cambriano (Fig. 9.1). A colocação de corpos graníticos pós-tectônicos teria ocorrido por volta de 500 Ma, fechando o ciclo orogênico (Pimentel *et al.*, 1999).

A bacia que acumulou os depósitos da plataforma carbonática Araras era fortemente subsidente e se estendia por centenas de quilômetros sobre o Cráton Amazônico, o que teria favorecido uma variação do nível do mar relativo de muitos metros, permitindo a inundação de extensas áreas do Cráton Amazônico. As 3 seqüências deposicionais identificadas na sucessão estudada são representadas pela seqüência da capa carbonática (Sq1) e por duas seqüências de alta frequência

(Sq2 e Sq3) (Fig. 7.11). A idade mínima para a sucessão estudada foi estimada entre 575-560 Ma (Fig. 8.10). Este intervalo de 15 Ma é coerente com aquele esperado para a sedimentação de seqüências que representam ciclos tectono-eustáticos de 3ª ordem (*e.g.* Kerans & Tinker 1997).

Figura 9.1. Modelo de reconstrução para evolução da plataforma carbonática Araras no SW do Cráton Amazônico. A) A plataforma encontrava-se sobre o cráton com áreas mais profundas a SE (deposição das associações de fácies 2, 3 e 4). B) Estreitamento e arrasamento da plataforma acompanhados por atividade sísmica em decorrência do evento de colisão a SE (deposição das associações de fácies 5, 6, 7 e 8). A plataforma carbonática é substituída por ambientes costeiros siliciclásticos já dentro de um regime de *foreland* (deposição do Grupo Alto Paraguai). C) Os estágios finais do orógeno são marcados pela formação de bacias tipo *foredeep* com a deposição da Formação Diamantino entre o cráton e as zonas de cisalhamento. Note a mudança no sentido de transporte (e nas fontes) entre as figuras A e B. Ilustrações inspiradas em Pimentel *et al.* (2000).

Dentro do quadro geral acima, a distribuição estratigráfica e as características das fácies agrupadas em 3 seqüências deposicionais que registram distintas mudanças paleoambientais, bem como a identificação e significado de 11 superfícies-chaves, forneceram a base para a discussão da história das flutuações do nível do mar relativo que teria influenciado a sedimentação na margem sudoeste do Cráton Amazônico durante o final do Neoproterozóico.

As glaciações que antecedem os depósitos carbonáticos geraram um período de expressivo rebaixamento do nível do mar. Lençóis de gelo cobriam grande parte dos oceanos e continentes do planeta, permanecendo por pelo menos 5 Ma (Hoffman *et al.* 1998b, Hoffman & Schrag 2003) e causando expressivas mudanças oceanográficas. O súbito desaparecimento das condições de *snowball Earth*, há ~575 Ma, marca o início da transgressão pós-glacial. Os últimos eventos de sedimentação glacial (AF1) são rapidamente substituídos por deposição carbonática (AF2) que atestam a rápida passagem de períodos frios (*icehouse*) para condições de efeito estufa (*greenhouse*). Os eventos transgressivos pós-glaciais afetaram as regiões cratônicas do planeta, e geraram condições geoquímicas muito particulares que favoreceram a precipitação sincrônica de carbonatos ao longo do globo, geralmente em ambientes de plataforma profunda e possivelmente ainda sob condições periglaciais. Na região central do Brasil, estes carbonatos (AF2) foram rapidamente precipitados em águas profundas, ainda dentro da zona eufótica, logo após a glaciação Puga (~570-575 Ma). O progressivo aumento da profundidade da bacia foi acompanhada pelo aumento da concentração de CaCO_3 onde a deposição de lamas calcáreas e siliciclásticas alternava-se com a formação de crostas e cristais precipitadas diretamente no assoalho oceânico (AF3).

Mudanças paleoceanográficas são registradas pelas excursões isotópicas negativas de ^{13}C . A causa desta anomalia não parece ser a completa supressão da atividade biológica, como inicialmente proposto por Hoffman *et al.* (1998), já que os depósitos carbonáticos acima dos diamictitos apresentam evidência de atividade microbiana e vida planctônica (Hidalgo 2002). Outra alternativa que pode ser considerada é o aparecimento de correntes ascendentes marinhas (ressurgência), que teriam proporcionado a mistura de águas profundas enriquecidas em ^{12}C . As condições de supersaturação em carbonato foram substituídas por um estágio de anoxia onde lamas calcárias e folhelhos, ricos em matéria orgânica foram depositados (AF4). É difícil inferir as variações do nível do mar relativo nas fácies da seqüência da capa carbonática devido a estas representarem deposição predominantemente em ambiente de plataforma profunda.

O ambiente anóxico de plataforma profunda foi bruscamente modificado por mudanças

químicas da água do mar, indicadas pela precipitação brusca de lamas dolomíticas e o retorno das condições de supersaturação em CaCO_3 agora associadas a eventos de sismicidade (AF5). Terremotos assolaram o fundo marinho causando fraturamento, falhamento e fragmentação dos carbonatos litificados. As brechas formadas por estes processos foram precocemente cimentadas. A magnitude deste evento é indicada pela distribuição geográfica destes depósitos, encontrados por centenas de quilômetros pela área estudada. O tectonismo durante a sedimentação pode refletir as primeiras influências do evento de colisão Brasileira-Pan-Africana (Fig.9.1B). A tendência de arrasamento para o topo da sucessão é indicada pela sobreposição de depósitos produzidos por tempestades (AF6), interpretados como resultado de um trato de sistema de mar alto. Ondas de grande amplitude geradas por sismicidade (*tsunamis*) retrabalharam o fundo marinho. A subida do nível do mar torna-se mais lenta e eventualmente começa a descer, o progressivo arrasamento culmina na exposição subaérea dos depósitos, acompanhado por condições climáticas mais áridas.

A sedimentação episódica é substituída por ciclos eustáticos de alta frequência/baixa amplitude de 4^a/5^a ordem, produzidos pelas variações do nível do mar relativo de baixa frequência e alta amplitude (3^a ordem). A progradação de extensas planícies de *sabkha* durante o trato de sistemas de mar baixo, é substituída por planícies de maré desenvolvidas em tratos transgressivos e de mar alto (AF7 e AF8). O espaço de acomodação é preenchido por ciclos de perimare com padrões retrogradantes, agradantes e progradantes. Condições estressantes de sedimentação indicadas pela redução significativa da precipitação carbonática, aumento da frequência de evaporitos e do conteúdo terrígeno, se traduzem num prelúdio à posterior queda do nível do mar relativo seguida de exposição e erosão dos depósitos carbonáticos. Durante a transgressão, vales incisos são preenchidos por depósitos de maré. A frequência dos litossomas de maré sugere que, em grande parte, os paleovales foram uma zona de *bypass* para o fluxo fluvial durante a progressiva queda do nível do mar, durante o mar baixo. Outra possibilidade refere-se ao retrabalhamento dos mesmos depósitos fluviais pelo movimento transgressivo mascarando os depósitos de mar baixo. O influxo anômalo de terrígenos no final da deposição da Sq3, associado à migração do sistema flúvio-estuarino (Sq4) para NW da área estudada parecem refletir os processos de soerguimento a SE, produzidos pelo avanço da deformação orogênica Brasileira-Pan-Africana dentro contexto evolutivo de bacia tipo *foreland* (Fig. 9.1B. C).

10 CONCLUSÕES

A integração das análises paleoambiental e estratigráfica permitiu desvendar a história evolutiva da plataforma carbonática Araras. As principais conclusões obtidas neste trabalho, são relevantes à compreensão da evolução do sudoeste do Cráton Amazônico e correlacionar os processos lá ocorridos com os eventos globais do final do Neoproterozóico.

10.1 IMPLICAÇÕES REGIONAIS

A análise de fácies realizada no Grupo Araras e topo da Formação Puga, permitiu a individualização de 28 fácies sedimentares que foram englobadas em 8 associações: 1) glácio-marinha, formada por diamictito foliado com estratificação plano-paralela e acamamento maciço, e siltito com seixos; 2) plataforma moderadamente profunda, constituída por *dolomudstone*, microbialito estratiforme dolomítico com porosidade fenestral; 3) plataforma profunda saturada em CaCO_3 , composta por *mudstone* calcífero com leques e crostas de calcita (pseudomorfos de aragonita), *cementstone*, folhelho e pelito; 4) plataforma profunda anóxica, constituída por *mudstone* calcífero e folhelho; 5) plataforma saturada em CaCO_3 influenciada por sismos, caracterizada por *dolomudstone* maciço a laminado, brecha dolomítica com cimento e carbonatos com *molar tooth*; 6) plataforma dominada por tempestades, constituída por dolomito arenoso com laminação truncada por ondas e estratificação cruzada *hummocky*, e brecha dolomítica com matriz; 7) planície de maré/*sabkha* formada por *dolomudstone*/arenito com camadas enterolíticas, pseudomorfos de evaporitos, gretas de ressecamento, *dolopackstone*/arenito intraclástico com acamamento de megamarca ondulada e *dolomudstone* maciço a laminado; e 8) planície de maré de clima árido, constituída por *dolograinstone* oolítico, microbialito dômico, estratiforme e rugoso associado a pseudomorfos de evaporitos, laminação fenestral, *birds eyes*, gretas de ressecamento, ritmito *dolomudstone*/arenito dolomítico intraclástico e arenito/pelito laminado com acamamento heterolítico.

O trabalho proporcionou a retomada da hierarquia de grupo proposta por Almeida (1964a) para as rochas carbonáticas Araras da parte norte da Faixa Paraguai, bem como consolidar as nomenclaturas "Guia" e "Nobres" de Hennies (1966). Assim, o Grupo Araras foi subdividido em quatro formações, da base para o topo: Mirassol d'Oeste, que consiste de dolomito fino rosado com estromatólitos (associação de fácies 2); Guia, composta por calcário fino, localmente betuminoso e com cristais de calcita, folhelho e brechas calcárias

subordinadas (associações de fácies 3 e 4); Serra do Quilombo, constituída por dolomito fino, brecha dolomítica e dolomito arenoso, arenito e pelito (associações de fácies 5, 6, 7, 8).

Neste trabalho é apresentada a primeira tentativa de arcabouço estratigráfico para o Grupo Araras, elaborada com base em seqüências deposicionais balizadas por superfícies-chave formadas por eventos de inundação ou exposição e erosão. Três seqüências foram individualizadas e denominadas de 1, 2 e 3.

A Seqüência 1 ou seqüência da capa carbonática inclui todos os depósitos que guardam evidências anômalas próprias da sedimentação neoproterozóica, tais como a relação paradoxal entre carbonato sobre diamictito, diferente ambiência dos depósitos sedimentares (principalmente AF2, AF3 e AF5), geralmente de água profunda em relação aos depósitos soto e sobrepostos, abundância de cimentos que incluem leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita), estruturas ainda pouco explicadas como estromatólitos de água profunda, laminação plana fenestral, fraturas tipo *molar tooth*, estruturas tipo *tepee* e tubo, além de forte assinatura isotópica negativa. A seqüência 1 forma um megaciclo de centenas de metros de espessura, com predominância de depósitos de águas profundas e reflete uma deposição em tratos de sistemas transgressivo e de mar alto que se estendiam por quilômetros ao longo da margem sudoeste do Cráton Amazônico. A Sq1 foi o resultado da contínua geração de espaço de acomodação, provavelmente dentro de um contexto distensivo marginal rapidamente subsidente.

A seqüência 2 e 3 são de alta freqüência e formadas por depósitos de perimaré (AF7 e AF8) depositados em tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e de mar alto. A acumulação em ciclos métricos de perimaré ocorreu principalmente por retrogradação e progradação, desenvolvidos sob condições de variações do nível do mar de alta freqüência (4^a/5^a ordem, 10-100 mil anos), superimpostos por ciclos de amplitude mais alta e de longa-duração (3^a ordem, 1-10 milhões de anos). Os tratos de sistemas transgressivos apresentavam condições ambientais favoráveis à proliferação dos tapetes microbianos, como indicado pela maior freqüência de estromatólitos, menor influxo de terrígenos e reduzida precipitação evaporítica. Por outro lado, tratos de sistemas de mar baixo e mar alto, sugerem condições climáticas áridas extremas, indicadas pela maior freqüência de evaporitos. A variação da espessura das fácies de inframaré destes ciclos indica a variação do espaço de acomodação e aponta para uma origem eustática. A Sq2 e Sq3 refletem a tendência de arrasamento ascendente da sucessão carbonática Araras depositada durante progressiva e lenta queda do nível do mar relativo, que teria permitido o estabelecimento de ambientes de águas mais rasas.

A sucessão carbonática Araras apresenta vários episódios de sedimentação perturbados por fenômenos catastróficos relacionados a fatores climáticos, eustáticos e tectônicos. Os principais eventos foram: 1) a glaciação Puga, seguida da precipitação de capa carbonática; 2) abalos sísmicos; 3) tempestades e *tsunamis*; 4); supersaturação em CaCO_3 ; 5) hipersalinidade e aridez; 6) exposição subaérea; 7) canalização regional; e 8) migração de hidrocarbonetos. Estes depósitos podem ser utilizados como camadas guias no posicionamento estratigráfico do grupo em questão. Os eventos 1, 2, 3, 4 e 7, aliados a presença de estromatólito estratiforme (biostroma), são característicos da Sq 1 enquanto que os eventos 5 e 6, bem como a presença de estromatólitos dômicos a planares e rugosos (tipo cérebro) caracterizam as Sq 2 e Sq3.

As camadas com estromatólitos também podem ser utilizadas como guias na litoestratigrafia do Grupo Araras. Estromatólitos estratiformes (biostroma) em camadas de espessuras métricas caracterizam a base da sucessão carbonática estudada (Formação Mirassol d'Oeste), enquanto estromatólitos dômicos a planares e rugosos, desenvolvidos em camadas centimétricas, caracterizam o topo da sucessão (Formação Nobres). Outras estruturas biogênicas que indicam colonização de comunidade microbiana são encontradas logo acima do Grupo Araras, nos depósitos siliciclásticos de maré e tempestades da base da Formação Raizama, representados por preenchimentos de gretas fusiformes, sub-circulares, de sinérese e ressecamento.

Os valores isotópicos de carbono, oxigênio e estrôncio se revelaram como poderosas ferramentas na composição do arcabouço estratigráfico do Grupo Araras. De fundamental importância foi a constatação de que os valores isotópicos apresentam variações bruscas positivas ou negativas próximos às superfícies-chave e parecem refletir os eventos de inundação/transgressão e erosão que caracterizam a gênese destas superfícies. No geral, as curvas isotópicas parecem refletir muito bem todos os eventos deposicionais e episódios de inundação marinha. A curva isotópica de ^{13}C para os 700 m de espessura do Grupo Araras é monotônica, com valores fortemente depletados na base e enriquecidos para o topo da sucessão. A coincidência entre a curva de variação do nível do mar e a curva de $\delta^{13}\text{C}$ sugere uma íntima relação das mudanças no ciclo do carbono da água do mar neoproterozóica com a evolução paleoambiental da plataforma carbonática Araras.

10.2 IMPLICAÇÕES GLOBAIS

A presença de uma capa carbonática no sudoeste do Cráton Amazônico, descoberta neste trabalho, é, sem dúvida, a principal evidência para a correlação com os eventos globais

do Neoproterozóico. A análise isotópica revelou valores próximos de -5‰ PDB para os $\delta^{13}\text{C}$, típicos de eventos glaciais do Neoproterozóico III, e valores próximos a 0,7081 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que são característicos de capas carbonáticas depositadas após a glaciação *Varanger/Marinoan*. A comparação da curva isotópica de carbono do Grupo Araras com as de outras sucessões neoproterozóicas permitiu correlacionar os depósitos glaciais da Formação Puga com o evento mais jovem da glaciação *Varanger/Marinoan* de $\sim 575\text{--}570\text{ Ma}$. A base da amplitude de *Cloudina* foi usada para inferir a idade mínima de $\sim 560\text{ Ma}$, já que este fóssil não foi encontrado no Grupo Araras. Estes dados confirmaram o posicionamento do Grupo Araras logo abaixo do Grupo Corumbá, como já proposto por Boggiani *et al.* (1997). Apesar da capa carbonática Puga apresentar as feições sedimentares anômalas, geralmente encontradas em outras capas carbonáticas, como estromatólitos de água profunda, leques de cristais de aragonita e estruturas em tubo e tipo *tepee*, ela difere principalmente em seu contato com os diamictitos sotopostos, exibindo deformação plástica, interpretada como o resultado de evento de sismicidade induzida pelo *rebound* pós-glacial. Estas feições claramente corroboram a idéia de uma abrupta transição das condições glaciais (*icehouse*) para as de efeito estufa (*greenhouse*) como sugerido para o final dos episódios glaciais do Neoproterozóico no modelo de *snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1988a, b).

Eventos de supersaturação em CaCO_3 são descritos pelo menos em dois intervalos da sucessão carbonática Araras (AF3 e AF5). Estruturas *molar tooth* são incluídas pela primeira vez dentro destes eventos de supersaturação; aliás essa feição é descrita pela primeira vez em sucessões neoproterozóicas da América do Sul e representa a segunda aparição em rochas carbonáticas com idade mais jovem do que 600 Ma . A associação de MT com brechas cimentadas, interpretadas como sismitos (AF5), sugere uma possível origem por atividade sísmica. O estudo destes depósitos na avaliação de sucessões neoproterozóica ainda está no começo. Este tipo de depósito será o aspecto anômalo do Neoproterozóico a ter maior investigação futuramente, já que podem representar importantes camadas guias na correlação das sucessões neoproterozóicas.

Condições de clima quente prevaleceram durante toda a deposição da plataforma carbonática Araras, mesmo depois da influência do efeito estufa (*greenhouse*) após as condições de *snowball Earth*. As estruturas que confirmam esta interpretação são: leques de cristais de pseudomorfo de aragonita, estromatólitos, depósitos de planície de maré e *sabkha* exibindo laminação fenestral, porosidade *birds eyes*, gretas de ressecamento, intraclastos tabulares, pseudomorfos de evaporitos e *tepee*. Além disso, a presença de estratificação

cruzada *hummocky* nestes depósitos sugere um posição equatorial-tropical. Desta forma, o Cráton Amazônico não estaria posicionado em altas latitudes durante a deposição do Grupo Araras, em concordância com a proposição de baixa-latidade apresentada por Trindade *et al.* (2003).

O registro de uma sequência de capa carbonática no Cráton Amazônico permite estender para a América do Sul os eventos de deposição anômalos relacionados aos estágios críticos da biosfera terrestre no Neoproterozóico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, A.E.; MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow, 104 p.
- AITKEN, J.D. 1991. Two late proterozoic glaciations, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Geology*, 19:445-448.
- ALBUQUERQUE, P.R.F. de. 2001. Reavaliação de estruturas de possível origem biogênica (icnofósseis, dubiofósseis e estruturas associadas) do Grupo Alto Paraguai (Vendiano ou Cambriano), MT. *Dissertação de Mestrado*, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 120 p.
- ALFARO, P.; MORETTI, M.; SORIA, J.M. 1997. Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae Geol. Helv.*, 90:531-540.
- ALKMIN, F.F., MARSHAK, S., FONSECA, M. A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil: *Geology*, 29:319-322.
- ALLEN, J.R.L. 1986. Earthquakes magnitude-frequency, epicentral distance and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sediment. Geol.*, 46:67-75.
- ALMEIDA, F.F.M. 1945. Geologia do sudoeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia-DNPM*, 116, p. 1-118.
- ALMEIDA, F.F.M. 1964a. Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia- DNPM*, 219, p. 1-53.
- ALMEIDA, F.F.M. 1964b. Glaciação eocambriana em Mato Grosso. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia- DNPM*, 117, p. 1-11.
- ALMEIDA, F.F.M. 1965a. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia- DNPM*, 219: 1-96.
- ALMEIDA, F.F.M. 1965b. Geossinclíneo Paraguaio. In: Semana de Debates Geológicos, 1, Porto Alegre. *Centro Acad. Est. Geol*, p. 88-109.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Nota sobre o Pré-Cambriano na região central de Goiás. *Bol. Paran. de Geociênc.*, 26:19-22.
- ALMEIDA, F.F.M. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *An. Acad. Brasil. Ciênc.* 40:285-295.
- ALMEIDA, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: Cong. Bras. Geol., 23, Salvador. *Anais. SBG*, v.4, p.3-6.
- ALMEIDA, F.F.M. 1971. Geochronological division of the precambrian of South América. *Rev. Bras. Geoc.*, 1(1):13-21.
- ALMEIDA, F.F.M. 1974a. Antefossa do alto Paraguai. In: Cong. Bras. Geol., 28, Porto alegre. *Anais...* SBG, v.4, p.3-6.
- ALMEIDA, F.F.M. 1974b. Evolução tectônica do Cráton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. *Rev. Bras. Geoc.*, 4(3):191-204
- ALMEIDA, F.F.M. 1974c. Sistema tectônico marginal do Cráton Guaporé. In: Cong. Bras. Geol., 28, Porto Alegre. *Anais*. v.4, p. 9-17.
- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Coords). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p. 265-281.
- ALMEIDA, F.F.M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais à leste. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 2, Goiânia. *Atas. SBG-NCO*, p. 3-14.

- ALMEIDA, F.F.M. & MANTOVANI, M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 47:451-458.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simp. Geol. Nordeste, 7, Campina Grande. *Atas*, SBG, p.363-391.
- ALVARENGA, C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão dobrado Paraguai, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(3):323-327.
- ALVARENGA, C.J.S. 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil. *Thèse doct. France, Univ. Aix-Marseille III*, 177 p.
- ALVARENGA, C.J.S. & SAES, G.S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(4):493-499.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1988. Upper proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). In: Meeting Earth's Glacial Record – Proj. 260, Cuiabá, *Abstracts and Field Trip*. IGCP-UNESCO/UFMT. p. 31-44.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the Late Proterozoic of Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 92:85-105.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geociênc.*, 23(1):18-30.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1994. A Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: Cong. Bras. Geol., 38, Camboriú. *Anais*. SBG, v.1, p.239-240.
- ALVARENGA, C.J.S., SANTOS, R.V., DANTAS, E.L. 2002. Estratigrafia de isótopos estáveis em carbonatos que recobrem os diamictitos da glaciação Varangiana na Faixa Paraguai, Brasil In: Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa. *Anais*. SBG, p.486.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, ABC/DNPM/MCT/CNPq/FINEP/ANP. p. 183-193.
- AMBRASEYS, N. 1988. Engineering seismology. *Earthquake Eng. Struct. Dynam.*, 17:1-105.
- ANKETELL, J.M.; CEGLA, J.; DZULYNSKI, S. 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Societ. Geolog. de Pologne Annales*, v. 40, p.3-30.
- ARNOT, M.J.; GOOD, T.R.; LEWIS, J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *J. Sediment. Res.*, 67(5):984-987.
- AWRAMIK, S.M 1999. Ancient stromatolites and microbial mats. In: COHEN, Y. (Ed.). *Microbial mats: stromatolites*. New York, Alan Liss Inc., p.1-22.
- BARRON, A.J. 1989. Severe storms during Earth history. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101:601-612.
- BARROS, A.M. & SIMÕES, M.A. 1980. Levantamento geológico nas porções meio-leste da *Folha SD.21-Z-A* e extremo noroeste da *Folha SD.21-Z-C*, abrangendo áreas dos Municípios de Raizama, Rosário Oeste, Nobres e Diamantino; operação 511/80. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL. 31p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 387-G).
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, A .F.; SOUZA JR, J.J.; RIVETTI, M.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. *Folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro, DNPM. p.25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).

- BASEI, M.A.S. & BRITO NEVES, B.B. 1992. Características geológicas da transição Proterozóico-Faneorozóico no Brasil. In: GUTIERREZ MARCO, J.G. & RÁBANO, I. (Eds.) *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Mérida, Universidad de Extremadura. p. 331-342.
- BERNAUS, J.M.; ARNAUD-VANNEAU, A.; CAUS, E. 2003. Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapid subsiding area: the Late Barremian-Early Aptian of the Organyà Basin, Spanish Pyrennes. *Sediment. Geol.* (no prelo).
- BEUKES, N.J. 1987. Facies relations, depositional environments and diagenesis in a major Proterozoic stromatolitic carbonate platform to basinal sequence, Campbellrand Supergroup, Transvaal Supergroup, southern Africa. *Sediment. Geol.*, 54:1-46.
- BHATTACHARYA, J. & WALKER, R.G. 1992. Deltas. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.) *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada, p. 157-177.
- BOERSMA, J.R. & TERWINDT, J.H.J. 1981. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28(2): 151-170.
- BOGGIANI, P.C. 1997. *Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul*. São Paulo, 181p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- BOND, G.C.; NICKESON, P.A. & KOMINZ, M.A. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 595 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70: 325-345.
- BONHOMME, M.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F.; THOMAS FILHO, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precamb. Res.*, 18: 103-118.
- BOUCHETTE, F.; SÉGURET, M.; MOUSSINE-POUCHKINE, A. 2001. Coarse carbonate breccias as a result of water-wave cyclic loading (Uppermost Jurassic– South-East Basin, France). *Sedimentology*, 48: 767-789.
- BOUOUGRI, E. & PORADA, H. 2002. Mat-related sedimentary structures in Neoproterozoic peritidal passive margin deposits of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco), *Sediment. Geol.*, 153(3-4): 85-106.
- BOWRING, S.A., GROTZINGER, J.P. 1992. Implications of new chronostratigraphy for tectonic evolution of Wopmay orogen, northwest Canadian shield. *Am. J. Sci.*, 292:1-20.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precamb. Res.*, 53: 23-40.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; CORDANI, U.G. 1985. Ancient “Massifs” in the Proterozoic Belts of Brazil. In: Symp. Early to Middle Proterozoic Fold Belts. *Extended Abstracts*, Darwin, Australia, p.70-72.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R. 1999. From Rodinia to western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22(3):155-166.
- BUICK, R.; DES MARAIS, D.J.; KNOLL, A.H. 1995. Stable isotope compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall group, Australia: environmental variations, metamorphic effects and stratigraphic trends. *Chem. Geol.*, 123:153-172.
- BURNE, R.V. & MOORE, L.S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaaios*, 2:241-254.
- BURNS, S.J. & MATTER, A. 1993. Carbon Isotopic record of the latest Proterozoic from Oman. *Eclogae Geol. Helv.* 86:595-607.
- CASTELNEAU, F. 1850. Expedition dans les parties centrales de l’Amérique du Sud. Histoire du Voyage, Paris. Libraire Editeur, Tomo II. 485p.

- CATUNEANU, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *J. Afric. Earth Sci.*, 35:1-43.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. In: WRIGHT, V.P (Ed.). *Sedimentology Review*. Cambridge, Blackwell Scientific Publication. p.103-122.
- CHRISTIE-BLICK, N., & DRISCOLL, N.W. 1995. Sequence stratigraphy. *Annual Rev. of Earth and Planet. Sci.*, 23:451-478.
- CHRISTIE-BLICK, N.; DYSON, I.A.; VON DER BORCH, C.C. 1995. Sequence stratigraphy and the interpretation of Neoproterozoic Earth history. *Precamb. Res.*, 73:3-26.
- CLOUD, P.E.; WRIGHT, L.A.; WILLIAMS, E.G.; DIEHL, P.; WALLTER, M.R. 1974. Giant stromatolites and associated vertical tubes from the Upper Proterozoic Noonday Dolomite, Death Valley region, eastern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 1869-1882.
- CONIGLIO, M. & JAMES, N.P. 1990. Origin of fine-grained carbonate and siliciclastic sediments in an early Palaeozoic slope sequence, Cow Head Group, western Newfoundland. *Sedimentology*, 37:215-230.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium methods to shales and related rocks. In: B.V. COHEE et al. (Eds.) *Contributions to the geologic time scale*. Am. Assoc. Petrol. Geol., p. 93-117 (Studies in Geologie, 6).
- CORDANI, U.G.; THOMAZ FILHO, A.; BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. 1985. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geol.*, 471:253-280.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W. TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South America Platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, ABC/DNPM/MCT/CNPq/FINEP/ANP. p.23-40.
- CORREA, J.A. & COUTO, E.A. 1972. *Projeto aluviões diamantíferos de Mato Grosso*. Relatório Final. Goiânia, DNPM-CPRM. 2v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 1940).
- CORSETTI, F.A. & HAGADORN, J.W. 2002. Precambrian-Cambrian transition: Death valley, United States. *Geology*, 28(4):299-302.
- D'AGRELLA FILHO, M.S. 1999. Contribution of South American paleomagnetic date for the reconstruction of Proterozoic supercontinents: present states and future perspectives. *Aarhus Geoscience*, 8:27-35.
- D'AGRELLA FILHO, M.S.; PACCA, I.G.; RENNE, P.R. ONSTOTT, T.C.; TEIXEIRA, W. 1990. Paleomagnetism of Proterozoic (1.01 to 1.08 Ga) mafic dikes in south-eastern Bahia State – São Francisco Craton, Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101:332-348.
- D'ORBIGNY, A. 1842. Voyage dans l'Amerique Meridional. Le Brésil, la Republique Orientale de l'Uruguay, etc., executé pendant les années 1826 a 1833, tom.II, 3e. part. Paris.
- DALZIEL, I.W.D. 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2:240-241.
- DALZIEL, I.W.D. 1997. Overview: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109:16-42.
- DALZIEL, I.W.D.; DALLA SALDA, L.H.; GAHAGAN, L.M. 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106:243-252.
- DARDENNE, M.A. 1980. *Relatório de viagem ao Mato grosso*. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 7p. (Relatório Interno 377-G).

- DE RAAF, J.F.M.; BOERSMA, J.R.; VAN GELDER, A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24(4):451-483.
- DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARAPANOFF, I.; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, D.S. 1981. Geologia do Pré-Cambriano na Folha SE 21- Corumbá. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, Goiânia. *Atas*, SBG, p.154-176.
- DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARAPANOFF, I.; FREIRE, F.A.; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, L.G.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20. Rio de Janeiro, MME. p.25-160. (Levantamento de Recursos Naturais, 27).
- DERRY, L.A.; KAUFMAN, A.J.; JACOBSON, S.B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:1317-1329.
- DUKE, W.L. & PRAVE, A.R. 1992. Storm-and tide-influenced prograding shoreline sequences in the Middle Devonian Mahantango Formation, Pennsylvania. In: SMITH, D.G.; REISON, G.E.; ZAITLIN, B.A.; RAHMANI, R.A. (Eds.). *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Soc. Petrol. Geol., p.49-370 (Memoir 16).
- DUKE, W.L.; ARNOTT, R.W.C.; CHEEL, R.J. 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19(6):625-628.
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.). *Classification of Carbonate rocks*. Am. Ass. Petrol. Geol., p.108-121 (Memoir 1).
- EMERY, D. & MYERS, K.J. 1996. *Sequence stratigraphy*. London, Blackwell Science. 297p.
- ERIKSSON, P.G.; CONDIE, K.C.; TIRSGAARD, H.; MUELLER, W.U.; ALTERMANN, W.; MIAL, A.D.; ASPLER, L.B.; CATUNEANU, O.; CHIARENZELLI, J.R. 1998. Precambrian clastic sedimentation systems. *Sediment. Geol.*, 120:5-53.
- EVANS, J.W. 1894. The Geology of Mato Grosso, particularly the region drained by the upper Paraguay. *Quart. J. Geol. Soc. London*, L(II):85-104.
- EYLES, N. & EYLES, C.H. 1992. Glacial depositional systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.) *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. of Canada, p.73-100.
- FAIRCHILD, I. J. & HAMBREY, M.J. 1984. The Vendian of NE Spitsbergen: petrogenesis of a dolomite/tillite association. *Precamb. Res.*, 26:111-167.
- FAIRCHILD, I.J.; EINSELE, G.; SONG, T. 1997. Possible seismic origin of molar tooth structures in Neoproterozoic carbonate ramp deposits, North China. *Sedimentology*, 44: 611-636.
- FAIRCHILD, T.R. 1978. Evidências paleontológicas de uma possível idade "ediacariana" ou cambriana inferior, para parte do Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul). In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife. *Atas*, SBG, v.1, p.181.
- FEDO, C.M. & COOPER, J.D. 1992. Braided fluvial to marine transition: the basal Lower Cambrian Wood Canyon Formation, Southern Manble Mountains, Mojave Desert, California. *J. Sed. Petrol.*, 60(2):220-234.
- FERNLUND, J.M.R. 1988. The Halland coastal moraines: are they end moraines or glaciotectionic ridges? In: CROOT, D.G. (Ed.). *Glaciotectionics: forms and process*. Rotterdam, Balkema. p.77-90.
- FERNLUND, J.M.R. 1994. Tills and non-till diamictons in Glacial Sequences In: VARREN & CROOT, D.G. (Eds.) *Formation and deformation of glacial deposits*. Rotterdam, Balkema. p.29-37.
- FIGUEIREDO, A.J.A. & OLIVATTI, O. 1974. O projeto Alto – Guaporé; relatório final integrado. Goiânia, DNPM/CPRM. 11v. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 2323).

- FISHER, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Sci. Rev.*, 1:287-298.
- FOLK, R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill Publishing. 182p.
- FONT, E.; TRINDADE, R.I.F.; D'AGRELLA FILHO, M.S.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. 2003. A low-latitude neoproterozoic glaciation in the Amazon Craton: pelomagnetic results from the Araras Cap Carbonates. In: EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, *Geophys. Res. Abstr.*, v.5 (no prelo).
- FRANK, T.D. & LYONS, T.W. 1998. 'Molar-tooth' structures: a geochemical perspective on a Proterozoic enigma. *Geology*, 26:683-686.
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D.K. 1980. Breccia: criteria and observations. In: European Regional Meeting, 11, Bochum, Germany. IAS, p. 52-55.
- FURNISS, G.; RITTEL, J.; WINSTON, D. 1998. Gas bubble and expansion crack origin of "molar-tooth" calcite structures in the Middle Proterozoic Belt Supergroup, western Montana. *J. Sediment. Res.*, 68: 104-114.
- GARCIA MONDÉJAR, J. & FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. 1993. Sequence stratigraphy and systems tracts of a mixed carbonate and siliciclastic platform-basin setting: the Albian of Lunada and Soba, northern Spain. *Am. Ass. petrol. Geol. Bull.*, 77, 245-275.
- GAUCHER, C.; BOGGIANI, P.C.; SPRECHMANN, P.; SIAL, A.N.; FAIRCHILD, T. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precamb. Res.*, 120: 241-278.
- GEHLING, J.G., 1999, Microbial mats in terminal Proterozoic siliciclastics: Ediacaran death masks. *Palaaios*, 14: 40-57.
- GEHLING, J.G., 2000, Environmental interpretation and a sequence stratigraphic framework for the terminal Proterozoic Ediacara Member within the Rawnsley Quartzite, South Australia. *Precamb. Research*, 100: 65-95.
- GIGNOUX, M. & AVNIMELECH, M. 1937. Gèneses de roches sédimentaires brechó: intrusion et éclatement. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7: 27-33.
- GOLDHAMMER, R.K.; OSWALD, E.J.; DUNN, P.A.. 1991. Hierarchy of stratigraphic forcing: example from Middle Pennsylvania shelf carbonates of the Paradox Basin. In: FRANSEEN, W.L.; WATNEY, C.G.; KENDALL, C.G.; ROSS, W. (Eds.) *Sedimentary Modeling: computer simulations and methods for improved parameter definition*. Kansas Geol. Survey Bull., 233. p. 361-413.
- GOODALL, T.M.; NORTH, C.P.; GLENNIE, K.W. 2000. Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts. *Sedimentology*, 47: 99-118.
- GOROKOV, I.M.; SEMIKHATOV, M.A.; BASKAKOV, A.V. 1995. Sr isotopic composition in Riphean, Vendian and Lower Cambrian carbonates from Siberia. *Stratigr. Geol. Corr.*, 3: 1-28.
- GROTZINGER, J.P. 1986. Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay orogen, Northwest Territories, Canada. *J. Sedimen. Petrol.*, 56: 831-847.
- GROTZINGER, J.P.S. 1990. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. *Am. J. Sc.*, 290-A: 80-103.
- GROTZINGER, J.P.S. & KNOLL, A.H. 1995. Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian?. *Palaaios*, 10: 578-596.
- GROTZINGER, J.P.S. & KNOLL, A.H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary mileposts or environmental dipsticks?. *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 27: 313-358.

- GROTZINGER, J.P.S. & JAMES, N.P. 2000. Precambrian carbonates: evolution of understanding. In: GROTZINGER, J.P. & JAMES, N.P (Eds.). *Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving precambrian world*. SEPM, p. 1-20 (Special Publication, 67).
- GROTZINGER, J.P.S.; BOWRING, S.A.; SAYLOR, B.Z.; KAUFMAN, A.J. 1995. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science*, 270: 598-604.
- GROTZINGER, J.P.S.; SAYLOR, B.Z.; PELECHATY, S.M.; BOWRING, S.A. 1996. Calibrating the terminal Proterozoic Time Scale. In: Intern. Geol. Congr., 30, Beijin, China. *Abstracts*, v. 2, p. 47.
- GUIMARÃES, G. & ALMEIDA, L.F.G. 1972. Projeto Cuiabá. Relatório final. Cuiabá, DNPM. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 1872).
- HAGADORN, J.W. & BOTTJER, D.J. 1997. Wrinkle structures: Microbially mediated sedimentary structures common in subtidal siliciclastic settings at the Proterozoic-Phanerozoic transition: *Geology*, 25: 1047-1050.
- HAHN, G.; HAHN, R.; PLFUG, H.D.; LEONARDOS, O.H.; WALDE, D.A.G. 1982. Körperlicherhaltene scyphozoen – reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*, 16: 1-18.
- HANDFORD, C.R., & LOUCKS, R.G. 1993. Carbonate depositional and system tracts- Responses of carbonates platforms to relative sea-level changes. In: LOUCKS, R.G., AND SARG, J.F. (Eds.) *Carbonate Sequence Stratigraphy*. Am. Assoc. Petrol. Geol. p. 1-41 (Memoir 57).
- HARDIE, L.A. & SHINN, E.A. 1986. Carbonate depositional environments; Part 3: Tidal flats. *Colorado School of Mines Quartely*, 81: 59-74.
- HARLAND, W.B. 1964. Critical evidence for a great infra-cambrian glaciation. *Geol. Rundschau*, 54: 45-61.
- HARLAND, W.B.; ARMSTRONG, R.L.; COX, A.V.; CRAIG, L.E. SMITH, A.G. SMITH, D.G. 1989. *A Geologic Time Scale*. Cambridge, Cambridge University Press. 263p. (Cambridge Earth Science Series).
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; WALKER, R.G. 1982. *Structures and sequences in clastic rocks*. Soc. Econ. Paleont. Miner. 249p. (Short course, 9).
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19:1-26.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. 1992. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:7-31.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú. *Anais*, SBG,v.5, p.2659-2676.
- HENNIES, W.T. 1966. *Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso*. São Paulo, 65p. Tese (Doutorado) - Instituto Politécnico, Universidade de São Paulo.
- HIDALGO, R.L.L. 2002. *Análise micropaleontológica das Formações Tamengo e Guaicurus, Grupo Corumbá (MS) e Formação Araras (MT), Transição do Neoproterozóico – Fanerozóico*. São Paulo, 139p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- HIDALGO, R.L.L.; FAIRCHILD, T.R.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. 2001. Microfósseis Neoproterozóicos da Formação Araras, Mato Grosso, Brasil. In: Simp. Geol. Amaz., 7, Belém. *Resumos expandidos em CD-ROM*.
- HOFFMAN, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-out? *Science*, 252:1409-1412.

- HOFFMAN, P.F. & SCHRAG, D.P. 2000. Snowball Earth. <http://www.sciam.com/2000/0100issue/0100hoffman.html>.
- HOFFMAN, P.F. & SCHRAG, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change: *Terra Nova*, 14:129-155.
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. 1998a. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281:1342-1346.
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. 1998b. Comings and goings of global glaciations on a neoproterozoic tropical platform in Namibia. *GSA Today*, 8:1-9.
- JACOBSEN, S.B., & KAUFMAN, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.*, 161:37-57.
- JAMES, N.P.; NARBONNE, G.M.; SHERMAN, A.G. 1998. Molar-tooth carbonates: shallow subtidal facies of the Mid-to-Late Proterozoic. *J. Sediment. Res.*, 68: 716-722.
- JAMES, N.P.; NARBONNE, G.M.; KYSER, T.K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown: *Can. J. Earth Sci.*, 38:1229-1262.
- JIANG., G.; CHRISTIE-BLICK, N.; KAUFMAN, D.M.B.; BANERJEE, D.M.; RAI, VIBHUTI. 2002. Sequence stratigraphy of the Neoproterozoic Infra Krol Formation and Krol Group, Lesser Himalaya, India. *J. Sediment. Res.*, 72:524-542.
- JOACHIMSKI, M.M. 1994. Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (Basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology*, 41:805-824.
- JOHNSTON, A.C. 1987. Suppression of earthquakes by large continental ice sheets. *Nature*, 330:467-469.
- JONES, J.P. 1985. The southern border of the Guaporé shield in western Brazil and Bolivia: an interpretation of its geologic evolution. *Precamb. Res.*, 28:111-135.
- KAH, L.C. 2000. Preservation of depositional $\delta^{13}\text{C}$ signatures in Proterozoic dolostones: geochemical constraints on seawater chemistry and early diagenesis. In: GROTZINGER, J.P. & JAMES, N.P (Eds.). *Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving precambrian world*. SEPM, p.345-360 (Special Publication, 67).
- KAH, L.C.; SHERMAN, A.G.; NARBONNE, G.M.; KNOLL, A.H.; KAUFMAN, A.J. 1999. C^{13} stratigraphy of the proterozoic Bylot Supergroup, Baffin island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations. *Can. J. Earth Sci.*, 36:313-332.
- KAHLE, C.F. 2002. Seismogenic deformation structures in microbialites and mudstones, Silurian Lockport Dolomite, northwestern Ohio, U.S.A. *J. Sediment. Res.*, 72: 201-216.
- KAUFMAN, A.J. & KNOLL, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precamb. Res.*, 73:27-49.
- KAUFMAN, A.J.; HAYES, J.M.; KNOLL, A.H.; GERMS, G.B. 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from Upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variations and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precamb. Res.*, 49:301-327.
- KAUFMAN, A.J.; JACOBSON, S.B.; KNOLL, A.H. 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variation in seawater: implications for tectonic and paleoclimate. *Earth Planet. Sci. Let.*, 120:409-430.
- KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H.; NARBONNE, G.M. 1997. Isotopes, ice ages and terminal proterozoic stratigraphy – An example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia. *Precamb. Res.*, 73:251-270.

- KENDALL, A.C. 1992. Evaporites. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.) *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canadá. p. 375-409.
- KENDALL, C.G.S.C. & WARREN, J. 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, 34: 1007-1028.
- KENDALL, A.C. & HARWOOD, G.M. 1996. Marine evaporites: arid shorilines and basins. In: READING H.G (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science. p. 281-324.
- KENNEDY, M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *J. Sediment. Res.*, 66:1050-1064.
- KENNEDY, M.J.; CHRISTIE-BLICK, N.; SOHL, L.E. 2001. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? *Geology*, 29: 443-446.
- KERANS, C. & TINKER, S.W. 1997. *Sequence Stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs*. SEPM, 130p. (Short course notes, 40).
- KINSMAN, D.J.J. 1976 Evaporites: relative humidity control on primary mineral facies. *J. Sediment. Petrol.* 46: 273-279.
- KIRSCHVINK, J.L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth. In: SCHOPF, J.W. & KLEIN, C. (Eds.). *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press. p. 51-52.
- KNOLL, A.H. 1994. Neoproterozoic evolution and environmental change. In: BENGTSON, S. (Ed.) *Early life on Earth*. New York, Columbia University Press. Nobel Symposium. (84): 439-449.
- KNOLL, A.H. 1996a. Daughter of time. *Paleobiology*, 22(1): 1-17.
- KNOLL, A.H. 1996b. Archean and Proterozoic Paleontology. In: JANSONIUS, J. & MACGREGOR, D.O. (Ed.). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1, p. 51-80.
- KNOLL, A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precamb. Res.*, 100: 3-20.
- KNOLL, A.H. & SWEET, K. 1990. Carbonate deposition during the later Proterozoic Era: an example from Spitsbergen. *Am. J. Sci.*, 290-A: 104-132.
- KNOLL, A.H. & WALTER, M.R. 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and earth history. *Nature*, 356: 673-678.
- KNOLL, A.H.; HAYES, J.M.; KAUFMAN, A.J.; SWETT, K.; LAMERT, I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321: 832-838.
- KNOLL, A.H.; KAUFMAN, A.J.; SEMIKHATOV, M.A. 1995. The carbon isotopic composition of preterozoic carbonates: Riphean successions from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift). *Am. J. Sci.*, 295: 823-850.
- KNOLL, A.H.; BAMBACH, R.K.; CANFIELD, D.E.; GROTZINGER, J.P. 1996. Comparative Earth history and Late Permian mass extinction. *Science*, 273: 452-457.
- LISBOA, M.A.R. 1909. Oeste de São Paulo, sul do Mato Grosso; *Geologia indústria mineral, clima, vegetação, solo agrícola, indústria pastoril*. Rio de Janeiro, Tipografia do Jornal do Commercio, 172p.
- LOGAN, B.W.; REZAK, R.; GINSBURG, R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, 72:62-83.

- LONG, D.G.F. 1978. Proterozoic stream deposits some problems of recognition and interpretation of ancient sandy fluvial systems. In: MIALL, A.D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary, Can. Soc. Petrol. Geol., p.313-341 (Memoir 5).
- LOWE, D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204.
- LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.*, 52:279-297.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; LEMOS, D.B.; ARGOLO, J.L.; SOUZA, N.B.; ABREU FILHO, W. 1978. Projeto Província Serrana. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA, J.F.M.; TANNO, L.C.; CARMO, L.S.; SOUZA, N.B. 1980. *Projeto Coxipó*. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p.
- MACIEL, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 8(1):31-9.
- MARSAGLIA, K.M. & KLEIN, G. de V. 1983. The paleogeography Of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *J. Geol.*, 91:117-142.
- MATOS, J.B.; SOUZA, F.J.; RUIZ, A.S.; OLIVEIRA, N.M. & CASTRO JÚNIOR, P.R. 1995 - "A geologia da Faixa Paraguai na região de Nobres MT". Anais/Programa de Resumos Expandidos do V Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. SBG-NCO e Núcleo Brasília. Goiânia, Volume Único, p.90-93.
- McCRORY, V.L.C. & WALKER, R.G. 1986. A storm- and tidally influenced prograding shoreline - Upper Cretaceous Milk River Formation southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, 33:47-60.
- MEERT, J.G. 2003. A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. *Tectonophysics*, 362(1-4):1-40.
- MELLERE, D. 1994. Sequential development of an estuarine valley fill the Twowells Tongue of the Dakota Sandstone, Acoma Basin, New Mexico. *J. Sediment. Res.*, B64(4):500-515.
- MIALL, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22(4):105-118.
- MIALL, A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. (Eds.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, SEPM, p.6-12 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).
- MILLER, J.M.G. 1996. Glacial sediments. In: READING, H.G. (Ed.) 3ed. *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science. p.454-484.
- MITCHEEL, S.F.; PAUL, C.R.C.; GALE, A.S. 1996. Carbon isotopes and sequence stratigraphy. In: HOWELL, J.A. & AITKEN, J.F. (Eds.). *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and applications*. Geological Society, p.11-24 (Special Publication, 104).
- MITCHUM, R.M. & VAN WAGONER, J.C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphy: Recent developments and applications. *Am. Assoc. Petrol. Geol.* p.515-534 (Memoir 57).
- MUNSON, P.J.; MUNSON, C.A.; POND, E.C. 1995. Paleoliquefaction evidence for a strong holocene earthquake in south-central Indiana. *Geology*, 23: 325-328.
- NARBONNE, G.M., KAUFMAN, A.J., KNOLL, A.H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106:1281-1292.
- NEMEC, W. & STEEL, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-low deposits. In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.) *sedimentology of gravels and Conglomerates*. Canadian Soc. Petrol. Geol., p.1-31 (Memoir 10).

- NIO, S.D. & YANG, C.S. 1991. Sea-level fluctuation and the geometric variability of tide-dominated sandbodies. *Sediment. Geol.*, 70:161-193.
- NOFFKE, N.; GERDES, G.; KLENKE, T.; KRUMBEIN, W.E. 2001. Microbially induced sedimentary structures-A new category within the classification of primary sedimentary structures. *J. Sediment. Petrol.*, 71:649-656.
- NOFFKE, N.; KNOLL, A.H.; GROTZINGER, J.P. 2002. Sedimentary controls on the formation and preservation of microbial mats in siliciclastic deposits: a case study from the Upper Neoproterozoic Nama Group, Namíbia. *Palaios*, 17:533-544.
- NOGUEIRA, A.C.R. & RICCOMINI, C. (inédito). Os depósitos deltáicos da Formação Diamantino e suas implicações como preenchimento de antefossa no final do ciclo orogênico Brasileiro-Pan-Africano, Faixa Paraguai, MT.
- NOGUEIRA, A.C.R. & RICCOMINI, C. 2001. High-frequency/low amplitude eustatic parasequences in Neoproterozoic Alto Paraguai Basin (Mato Grosso, Brazil). *An. Acad. Bras. Ciênc., Resumo das Comunicações*, 73(3):463-464.
- NOGUEIRA, A.C.R., RICCOMINI, C., KERKIS, A.; FAIRCHILD, T.R.; HIDALGO, R.L. 2001a. Hydrocarbons in carbonate rocks of the neoproterozoic Alto Paraguai Group, Mato Grosso, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc., Resumo das Comunicações*, 73(3):464.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N. 2001b. Capa carbonática pós-Varanger no Sw do Cráton Amazônico, MT: evidência de glaciação global (Snowball Earth). In: Simp. Geol. Amaz., 7, Belém. *Resumos estendidos em CD-ROM*.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V. 2002. Capa carbonática neoproterozóica no sudoeste do Cráton Amazônico. In: Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa. *Anais*, SBG, p. 323.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R. 2003a. Late Neoproterozoic Puga cap carbonate succession from southeastern Amazon Craton, Brazil: a record of snowball earth in South America. In: Latin American Congress of Sedimentology, Belém. *Abstracts in CD-ROM* (no prelo).
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R. 2003b. Soft-sediment deformation at the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): conformation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*.
- OBERMEIER, S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis-an overview of how seismic features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the locations and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44:1-76.
- OBERMEIER, S.F., GOHN, G.S., WEEMS, R.E., GELINAS, R.L., AND RUBIN, M., 1985. Geologic evidence for recurrent moderate to large earthquakes near Charleston, South Carolina: *Science*, 227:408-411.
- OLIVA, L.A. et al. 1979. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha SD.21 Cuiabá. Brasília, DNPM. (Escala 1:1.000.000).
- OLIVATTI, O. & RIBEIRO FILHO, W. 1976. Revisão da geologia do centro-norte de Mato Grosso, Projetos Centro-Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul. Goiânia, DNPM/CPRM. 51p.
- OLIVATTI, O. 1976. Contribuição à Geologia da Faixa Orográfica Paraguai-Araguaia. In: Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto. *Resumos...* SBG, p.12.
- OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. 2ed. Rio de Janeiro, Serviço Informação Agrícola. 813p. (Série Didática, 2).

- OLIVEIRA, A.I. de & MOURA, P. 1944. Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro do Urucum, Mato Grosso. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*. DNPM, 62:13-29.
- OLIVEIRA, E.P. 1915. *Geologia: reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso*. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. Rio de Janeiro, Comissão de Linhas Telegráficas e Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas. 82p. (Anexo 1, publicação 50).
- OLIVEIRA, M.A.M. 1964. Reconhecimento geológico expedito na região do Alto Paraguai. São Paulo, PETROBRÁS, DEB5P. 26p. (Relatório Técnico Interno, 266).
- PAES LEME, A.B. 1912. *Mineralogia e Geologia*. Comissão de Linhas Telegráficas e Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas. 23p. (Anexo 5).
- PERYT, T.M.; HOPPE, A.; BECHSTÄDT, T.; KOSTER, J.; PIERRE, C.; RICHTER, D.K. 1990. Late Proterozoic aragonitic cement crusts, Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil. *Sedimentology*, 37:279-286.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA, H.; FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. 1986. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(4):370-415.
- PFEIL, R.W. & READ, J.F. 1980. Cambrian carbonate platform margin facies, shady dolomite, southwestern Virginia, USA. *J. Sediment. Petrol.*, 50(1):91-116.
- PFLÜGER, F. & GRESSE, P.G. 1996. Microbial sand chips - a non-actualistic sedimentary structure: *Sedimentary Geology*, 102:263-274.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1986. Geologia da seqüência sedimentar de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, 16:217-223.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1987. Late proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:415-425.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAÚJO, S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, ABC/DNPM/MCT/CNPq/FINEP/ANP. p. 195-229.
- PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; VIANA, M.G.; FUCK, R.A.; MACHADO, N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins province further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brasil. *Precamb. Res.*, 81:299-310.
- PLAZIAT, J.C.; PURSER, B.H.; PHILOBBOS, E. 1990. Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt). *Bull. Soc. Géol. France*, 8(3):419-434.
- POPE, M.C.; READ, J.F.; BAMBACH, R.; HOFMANN, H.J. 1997. Late Middle to Late Ordovician seismites of Kentucky, southwest Ohio and Virginia: sedimentary records of earthquakes in the Appalachian basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109:489-503.
- POPE, M.C.; BARTLEY, J.K.; KNOLL, A.H.; PETROY, P.Y. 2003. Molar-tooth structures in calcareous nodules, Early Neoproterozoic Burovaya Formation, Turukhansh region, Siberia. *Sediment. Geol.*, (no prelo).
- POSAMENTIER, H.W. & JAMES, D.P. 1993. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: POSAMENTIER, H.W.; SUMMERHAYES, C.P.; HAQ, B.U.; ALLEN, G.P. (Eds.). *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. International Association of Sedimentologists, p.3-18 (Special Publication, 18).
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, P.R. 1988a. Eustatic controls on clastic deposition. I - a conceptual framework. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; ROSS, C.A.; POSAMENTIER, H.W.; VAN WAGONER, J.C.; KENDALL, C.G.S.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, p.109-124 (Special Publication, 42).

- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, P.R. 1988b. Eustatic controls on clastic deposition. II- sequence and systems tract models. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; ROSS, C.A.; POSAMENTIER, H.W.; VAN WAGONER, J.C.; KENDALL, C.G.S.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, p.125-154 (Special Publication, 42).
- POWELL, C.M. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? – Comments. *Geology*, 23:1053-1054.
- PRATT, B.R. 1994. Seismites in the Mesoproterozoic Altyn formation (Belt Supergroup), Montana: a test for tectonic control of peritidal carbonate cyclicity. *Geology*, 22: 1091-1094.
- PRATT, B.R. 1998. Molar-tooth structure in Proterozoic carbonate rocks: origin from synsedimentary earthquakes and implications for the nature and evolution of basins and marine sediment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110(8): 1028-1045.
- PRATT, B.R. 1999. Gas bubble and expansion crack origin of molar-tooth structures in the Middle Proterozoic Belt Supergroup, western Montana – discussion. *J. Sediment. Res.*, 69: 1136-1140.
- PRATT, B.R. 2002. Tepees in peritidal carbonates: origin via earthquake-induced deformation, with example from the Middle Cambrian of western Canada. *Sediment. Geol.*, 153: 57-64.
- PRATT, B.R.; JAMES, N.P.; COWAN, C.A. 1992. Peritidal carbonates. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.). *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, p. 303-322.
- SHEARMAN, D.J. 1970. Recent halite rock, Baja California, Mexico. *Trans. Inst. Min. Metall.*, Ser. B, 79.
- QUINLAN, G. 1984. Postglacial rebound and the focal mechanisms of eastern Canadian earthquakes. *Can. J. Earth Sci.*, 21: 1018-1023.
- READING, H.G. 1986. *Sedimentary environments and facies*. Oxford, UK, Blackwell Scientific Public. 615p.
- RIBEIRO FILHO, W. & FIGUEIREDO, A.J.A. 1974. Reconhecimento geológico da região oeste de Mato Grosso. In: Cong. Bras. Geol., 28, Porto Alegre. *Anais. SBG*, v.4, p.27-35.
- RIBEIRO FILHO, W.; LUZ, J.S.; ABREU FILHO, W. 1975. Projeto Serra Azul. Goiânia, DNPM/CPRM, 104p. (Relatório final).
- RIBEIRO, H.J.P. (Org.). 2001. *Estratigrafia de Seqüências. Fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, RS. Ed. UNISINOS. 428p.
- RIDING, R. 1994. Evolution of algal and cyanobacterial calcification. In: BENGTSON, S. (Ed.) *Early life on Earth*. New York, Columbia University Press. Nobel Symposium, n. 84. p.426-438.
- RIECK, R.L.; KLASNER, J.S.; WINTERS, A.; MARLETTE, P.A. 1991. Glaciotectonic effects on a Middle-Wisconsin boreal fenland peat in Michigan, USA. *Boreas*, 20:155-167.
- RINGROSE, P.S. 1989. Palaeoseismic (?) liquefaction event in Late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, 1: 57-62.
- RODRIGUES, R.; AZEVEDO, R.L.M.; ESTRADA, N.M.; REHIM, H.A.A.; SATO, K.; KAWASHITA, K.; SOLIANI JR, E. 1994. Inferências cronoestratigráficas para carbonatos da bacia dos Parecis, com base em dados da razão ^{87/86}Sr. In: Cong. Bras. Geol., 38, Camboriú. *Anais...*, SBG, v.3, p.286-287.
- ROSSETTI, D.F. & GÓES, A.M. 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sediment. Geol.*, 135:137-156.
- RUNNEGAR, B. 2000. Loophole for snowball Earth. *Nature*, 405:403-404.

- SAMI, T.T. & JAMES, N.P. 1993. Evolution of an early proterozoic foreland basin carbonate platform, lower Pethei Group, Great Slave Lake, north-west Canada. *Sedimentology*, 40:403-430.
- SAMI, T.T. & JAMES, N.P. 1994. Peritidal carbonate platform growth and cyclicity in an Early Proterozoic foreland basin, Upper Pethei Group, Northwest Canada. *J. Sediment. Res.*, B64(2):11-131.
- SANTOS, V.R.; ALVARENGA, C.J.S.; DANTAS, E.L. 2001. Stratigraphy and stable isotope geochemistry of the carbonate sequence from the Paraguay Belt. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 3, Santiago, Chile, *Extend abstracts in CD ROM*.
- SARG, J.F. 1988. Carbonate sequence stratigraphy. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; ROSS, C.A.; POSAMENTIER, H.W.; VAN WAGONER, J.C.; KENDALL, C.G.S.C. (Eds.). *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM, p.155-181 (Special Publication, 42).
- SAYLOR, B.Z.; KAUFMAN, A.J.; GROTZINGER, J.P.; URBAN, F. 1998 A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia: *J. Sediment. Res.*, 68(6): 1223-1235.
- SCHOPF, J.W.; HAUGH, B.N.; MOLNAR, R.E.; SATTERTHWAIT, D.F. 1973. On the development of metaphytes and metazoans. *J. Paleont.*, 47: 1-9.
- SCORZA, E.P. 1960. Geologia de Diamantino, Estado do Mato Grosso, Brasil. Rio de Janeiro, Div. Geol. Miner. 113p. (Notas Preliminares e Estudos).
- SEILACHER, A. 1991. Events and their signatures – an overview. In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag. p. 222-226.
- SEILACHER, A. 1999. Biomat-related life styles in the Precambrian: *Palaos*, 14: 86-93.
- SHELDON, R.P. 1984. Ice-ring origin of the Earth atmosphere and hydrosphere and late Proterozoic-Cambrian phosphogenesis. *Geol. Surv. India*, p. 17-21 (Special Publication, 17).
- SHIELDS, G.A. 2002. Molar-tooth microspar a chemical explanations for its disappearance 750 ma. *Terra Nova*, 14(2): 108-113.
- SHILTS, W.W.; RAPPOL, M.; BLAIS, A. 1992. Evidence of late and postglacial seismic activity in the Tmiscouata-Madawaska Valley, Quebec - New Brunswick, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 1043-1059.
- SHINN, E.A. 1983. Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. *J. Sediment. Petrol.*, 53: 619-628.
- SHINN, E.A. 1986. Modern carbonate tidal flats their diagnostic feature In: HARDIE, L.A. & SHINN, E.A. (Eds.). *Carbonate Depositional Environments; part 3: Tidal Flats*. Colorado School of Mines Quarterly, v. 81, p. 7-35.
- SPENCER, G.H. & TUCKER, M.E. 1997. Genesis of limestone megabreccies and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sediment. Geol.*, 112: 163-193.
- STOW, D. A.V. 1986. Deep clastic seas. In: READING, H.G. (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Scientific Public. p. 399-444.
- SUMNER, D.Y. 2002. Decimetre-thick encrustations of calcite and aragonite on the sea-floor and implications for Neoarchaeon and Neoproterozoic ocean chemistry. In: Altermann, W. & Corcoran, P.L. (Eds.). *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. 33, p.107-120 (Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.).

- SUMNER, D.Y. & GROTZINGER, J.P. 1993. Numerical modeling of ooid size and the problem of Neoproterozoic giant ooid. *J. Sediment. Petrol.*, 63(50):974-982.
- SUMNER, D.Y. & GROTZINGER, J.P. 1996. Were kinetics of Archean calcium carbonate precipitation related to oxygen concentration. *Geology*, 24:119-122.
- THOMAS, G. 1984. The origin of the glacio-dynamic structure of the Bride Moraine, Isle of Man. *Boreas*, 13:355-364.
- TRINDADE, R.I.F.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; FIGUEIREDO, F.T.; FONT, E.; BABINSKI, M.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. 2003. Paleomagnetism of Neoproterozoic cap carbonates from São Francisco and Amazon Cratons, Brazil. In: EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, *Geophys. Res. Abstr.*, v.5 (no prelo).
- TROMPETTE, R. 1994. Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, Balkema, 350p.
- TROMPETTE, R. 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, 330:305-315.
- TROMPETTE, R.; ALVARENGA, C.J.S.; WALDE, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumba graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. *J. South Am. Earth Sci.*, 11(6):587-597.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwells. 482pp.
- TUCKER, M.E. 1992. *Sedimentary Petrology*. 2ed. Blackwell Scientific Publications. 260p.
- TUCKER, M.E. 1993. Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In: WRIGHT, V.P. (Ed.) *Sedimentary Reviews*. Cambridge, Blackwells Scientific Publication, p.51-72.
- VAIL, P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: BALLEY, B. (Ed.) *Seismic Stratigraphic Atlas*. Tulsa, AAPG, p.1-10 (Studies in Geology, 27).
- VAN DER WATEREN, D. 1986. Structural geology and sedimentology of the Dammer Berge push moraine, FRG. In: VAN DER MEER, J.J.M. (Ed.) *Tills and glaciotectonics*. Rotterdam, Balkema, p.157-182.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M.; RAHMANIAN, V.D. 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies*. Tulsa, AAPG. 55p. (Methods in Exploration, 7).
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.W.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUIT, T.S.; HANDERBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; ROSS, C.A.; POSAMENTIER, H.W.; VAN WAGONER, J.C.; KENDALL, C.G.S.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p.39-46 (Special Publication, 42).
- VEIZER, J. 1983. Geologic evolution of the Archean-Early Proterozoic Earth. In: SCHOPF, J.W. (Ed.). *Earth's earliest biosphere, its origin and evolution*. Princeton, Princeton University Press. p.240-259.
- VEIZER, J.; PLUMB, K.A.; CLAYTON, R.N.; HINTON, R.W.; GROTZINGER, J. 1992. Geochemistry of Precambrian carbonates: 5. Late Paleoproterozoic (1.8±0.2) sea water. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 56:2487-2501.
- VIEIRA, A.J. 1965. Estratigrafia e estrutura da região de Rondonópolis, MT. Ponta Grossa, PETROBRÁS, 8p. (Relatório Técnico Interno).
- VISSER, M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8:543-546.
- WAKEFIELD, J. 2000. The search for extreme life. http://www.sciam.com/print_version.cfm?articleID=00072444-3AOB-1c74-9B81809EC

- WALDE, D.H.G.; LEONARDOS, O.H.; HAHN, G.; HAHN, R.; PLUFG, H. 1982. The first Precambrian megafossil from South America, *Corumbella wernerii*. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 54(2):461.
- WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.) 1992. *Facies Models: response to sea level change*. Ontario, Geol. Assoc. Canada, 454p.
- WALKER, R.G. 1990. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *J. Sediment. Petrol.*, 60:777-786.
- WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.) *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada. p.1-14.
- WALTER, M.R. (Ed.) 1976. *Stromatolites*: New York, Elsevier, 790p.
- WALTER, M.R. 1994. Stromatolites: the main source of information on the evolution of the early benthos. In: BENGTON, S. (Ed.) *Early life on Earth*. New York, Columbia University Press, Nobel Symposium, n.84, p.270-288.
- WALTER, M.R.; BAULD, J.; BROCK, T.D. 1976. Microbiology and morphogenesis of columnar stromatolites (conophyton, vacuillia) from hot spring in Yellowstone National Park. In: WALTER, M.R. (Ed.) *Stromatolites*. Developments in Sedimentology, 20. New York, Elsevier, p.273-310.
- WALTER, M.R.; VEEVERS, J.J.; CALVER, C.R.; GORJAN, P.; HILL, A.C. 2000. Dating the 840-544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precamb. Res.*, 100:371-433.
- WESKA, R.K. 1996. Geologia da região diamantífera de Poxoreu e áreas adjacentes, Mato Grosso. São Paulo, Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo. 181p.
- WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.S.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. 1988. *Sea level changes: an integrated approach*. SEPM, 407p. (Special Publication, 42).
- WILLIAMS, G.E. 1975. Late Precambrian glacial climate and the Earth's obliquity. *Geol. Mag.*, 112:441-444.
- WILLIAMS, G.E. 1993. History of the Earth's obliquity. *Earth Sci. Rev.*, 34:1-45.
- WILLIAMS, G.E. 1998. Late Neoproterozoic periglacial aeolian sand sheet. Stuart shelf, South Australia. *Aust. J. Earth Sci.*, 45:733-741.
- WILLIAMS, G.E. 1998. Precambrian tidal and glacial clastic deposits: implication for Precambrian Earth-Moon dynamics and paleoclimate. *Sediment. Geol.*, 120:55-74.
- WIZEVIC, M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: MIAL, A.D. & TYLER, N. (Eds.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, SEPM. p.22-24 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).
- WRIGTH, V.P. & BURCHETTE, T.P. 1996. Shallow-water carbonate environments. In: READING, H.G. (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, p.325-394.
- WU, P. & JOHNSTON, P. 2000. Can deglaciation trigger earthquakes in North America. *Geophys. Res. Lett.*, 27:1323-1326.
- XIANGHUA, M. & MING, G. 2002. The sedimentary features of Proterozoic microspar (Molar-tooth) carbonates in China and their significance. *Episodes*. 25(30): 185-195.
- YOUNG, G.M. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents. *Geology*, 23:153-156.

- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. 1985. Comparision of *Aulophycus lucianoi*, Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina*, Germs, Ediacarian of Namíbia. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 57(1):130.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. 1992. Considerações paleoambientais sobre a Formação Araras, Faixa Paraguai, estado do Mato Grosso. In: Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG, v.2, p.474-475.
- ZAINE, M.F. 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Tese (Doutorado). São Paulo, Universidade de São Paulo. 218p.
- ZANCHI, A. 1992. Tectonic and liquefaction structures in the Loreto Basin, Baja California (Mexico). Synsedimentary deformation along a fossil fault plane. *Geodin. Acta*, 5: 187-202.
- ZEN, K. & YAMAZAKI, H. 1991. Field observations and analysis of wave-induced liquefaction in seabed. *Soils Found*, 31: 161-179.