

**Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências**

**Estromatólitos e estruturas associadas na Capa
Carbonática da Formação Mirassol D'Oeste, Grupo
Araras, Faixa Paraguai
(Neoproterozoico, MT)**

Guilherme Raffaeli Romero

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**São Paulo
2010**

AGRADECIMENTOS

Quero expressar meus mais sinceros agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram para a realização deste trabalho.

Ao Prof. Setembrino Petri pela orientação, conversas, broncas, paciência e bom humor que fez desse período da minha vida um período muito agradável.

Ao Prof. Thomas Rich Fairchild pela orientação, caronas, piadas, viagens de campo e pelo apoio na fase final desse trabalho.

Ao Prof Afonso César Nogueira da UFPA por toda ajuda com os trabalhos de campo e na confecção dessa dissertação.

À FAPESP- Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, pelo apoio financeiro para os trabalhos de campo e pela concessão de uma bolsa de mestrado.

Aos professores do IGc-USP Paulo César Boggiani, Juliana Leme e em especial à Professora Wânia Duleba pelo apoio e amizade nesse período.

Aos colegas de pós-graduação do IGc- USP Giselle Utida, Lucas Warren, Cleber, Paula, Fabíola por todo apoio, risos e discussões. Em especial Evelyn Sanchez, Felipe van Eick Meira, Mirian Liza Alves Pacheco, Andréia Teodoro, Felipe Figueiredo e Silas Gubitoso, pessoas que conheci graças ao trabalho mas que hoje são uma parte importante de minha vida.

Ao amigo da graduação em geologia Wilson Soares Junior pelas suas idéias e discussões.

Aos amigos da UFPA, em especial Isaac Rudnitzki e Joseanna Santos, e ao amigo do IAG-USP, Pierre Sansjofre. Agradeço também os funcionários do IGC- USP Ana Paula, Magali, Isac, Tadeu e os funcionários da gráfica por todo auxílio durante o período dessa dissertação.

Aos amigos Sérgio, Rodrigo, Raone, Leandro, Marcelo, Ari, Gabriel, Luciano Castanho, Luciano Barroso, Mauricio, Luzo, Chico, Sabrina, Bárbara, Marianna por estarem ali sempre que precisei.

Acredito não importa o que eu fale, não poderei expressar quanto sou agradecido por tudo que meus pais, Valter Romero e Ivone Raffaeli Romero, fizeram e continuam fazendo por mim.

*“Imaginação vai sempre nos levar para mundos que nunca existiram.
Mas sem ela não vamos a lugar algum”*

Carl Sagan

RESUMO

As capas carbonáticas neoproterozóicas revestem-se de grande importância, uma vez que se formaram no meio a mudanças paleoclimáticas e evolutivas singulares, cujas origens e influências na história subsequente do planeta e da vida ainda não foram devidamente esclarecidas. Este trabalho procurou compreender parte desta história através do estudo da sedimentação estromatolítica associada à capa carbonática representada pela Formação Mirassol D'Oeste (base do Grupo Araras), que se formou há cerca de 635 Ma, imediatamente após a glaciação Marinoana, representada pela Formação Puga. A pesquisa foi realizada na região de Mirassol D'Oeste, Mato Grosso, na borda sudoeste do Cráton Amazônico junto a Faixa Paraguai. Foram estudadas características meso e microscópicas dos estromatólitos, bem como das feições sedimentológicas associadas (estruturas tubulares, megamarcas onduladas, megapeloides), em afloramento, amostras cortadas e lâminas petrográficas. A dois metros da base da formação, inicia-se uma sucessão de 10 metros de espessura de *boundstones* microbianos, caracterizados, petrograficamente, por lâminas alternadamente delgadas e espessas, compostas de peloides (restos micritizados de colônias microbianas) com micrita subordinada e fenestras. Constituem estromatólitos lateralmente contínuos e de morfologia simples. Estromatólitos estratiformes ocorrem ao longo de toda a sucessão, com formas dômicas, de dimensões métricas irregularmente espalhadas lateral e verticalmente, até dois ou três metros do topo da sucessão. Estromatólitos muito irregularmente ondulados, comumente assimétricos, com dimensões decímetros predominam a parte superior e estes estão recobertos por *grainstones-packstones* peloidais dolomíticos, com megapeloides milimétricos, em estratos marcados por megamarcas onduladas formadas por ondas. A sedimentação microbiana cessou na Formação Mirassol D'Oeste quando o ambiente de plataforma de baixa energia onde se desenvolvia começou a ser assolado pela ação de ondas de hiper-tempestades, que penetraram a região com o aumento do nível do mar. Estruturas tubulares verticais, de comprimento até decimétrico e diâmetro estreito (<3 cm), preenchidos, via de regra, por doloesparito maciço, perpassam a laminação estromatolítica principalmente das porções mais altas dos domos. Sugere-se que gênese dessas estruturas tenha sido pela percolação de gases e/ou líquidos derivados da decomposição de matéria orgânica nas esteiras microbianas.

Palavras-chave: Neoproterozóico - Formação Mirassol D'Oeste – Estromatólitos- Estruturas tubulares – Capas Carbonáticas –Snowball Earth

ABSTRACT

Neoproterozoic cap carbonates are of great importance because they formed during a period of singular paleoclimatic and evolutionary changes, whose origin and influences upon subsequent geological and evolutionary history have yet to be unraveled. This dissertation sought to comprehend part of this story through the study of stromatolitic sedimentation associated with the cap carbonate represented by the Mirassol D'Oeste Formation (base of the Araras Group), deposited about 635 Ma ago, immediately following the Marinoan glaciation, represented by the Puga Formation. This research was carried out at Mirassol D'Oeste, Mato Grosso, on the southwest border of the Amazon craton next to the Paraguai fold belt. Meso and macroscopic characteristics of stromatolites and associated sedimentological features (tubular structures, megaripples, megapeloids) were studied in outcrop, cut specimens and petrographic thin sections. Two meters above the base of the formation a 10 m-thick succession of dolomitic microbial boundstones begins, characterized throughout by alternating thin and thick laminae made up of peloids (interpreted as the micritized remains of colonial microorganisms), subordinate dolomicrite, and fenestrae. They make up laterally continuous and morphologically simple stromatolites. Stratiform stromatolites occur throughout the succession, with irregularly scattered meter-sized domes till about two to three meters from the top. Above this point, very irregularly undulated, commonly asymmetric, decimeter-sized stromatolites predominate, and these, in turn, are covered by megaripple-marked dolomitic peloidal *grainstones-packstones* with millimetric megapeloids. Stromatolitic sedimentation ceased in the previously calm platform environment of the Mirassol D'Oeste Formation when wave action began to rework bottom sediments as extremely intense storms reached the locale with the rise in sea level. Narrow (<3 cm), vertical tubular structures of decimetric length and filled by massive dolosparite cut stromatolitic sediments, principally in the central portions of domal forms. These structures appear to have formed by the percolation of gas and/or liquids derived from the decomposition of organic material in the microbial mats.

Key words: Neoproterozoic – Mirassol D'Oeste Formation – Stromatolites – tubestones – cap carbonates – Snowball Earth

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1.** A: estromatólitos modernos de Shark Bay, Austrália (foto de Cambridge Carbonates Ltd.) e B: estromatólitos da Formação Buxa, Gupo Daling, Proterozoico da Índia (foto Univerity of Rochester). 12
- Figura 1.2.** **Figura 1.2.** Esteira microbiana moderna, proveniente da Lagoa Vermelha (RJ). Notar na base da foto o nível mais avermelhado, onde não ocorre fotossíntese e o nível esverdeado no topo, local de fotossíntese e produção de oxigênio. Escala de 1,5 cm, foto de Font et al. (2010). 14
- Figura 1.3.** Abundância dos estromatólitos ao longo do Pré-Cambriano. Idades em Ga (bilhões de anos). Adaptado de Awramik (1991). 15
- Figura 1.4.** Morfologia estromatolítica em função do tipo de ambiente sedimentar de Walter et al. (1992). 16
- Figura 1.5.** Distribuição mundial dos registros das três glaciações neoproterozoicas que compõem o modelo Snowball Earth. Em (a) a Glaciação Gaskiers ou Ediacarana, a mais recente das três, em (b) a Glaciação Marinoana, objeto deste estudo, e (c) Glaciação Sturtiana, a mais antiga das três. Modificado de Hoffman & Li (2009). 17
- Figura 1.6.** Litologias e estruturas que compõe o padrão típico de sucessões pós-Marinoanas encontradas em diversas localidades mundiais. Notar a presença de estromatólitos na maioria delas (modificado de Allen & Hoffman, 2005). 18
- Figura 2.1.** Contexto geotectônico da Faixa Paraguai e borda do Cráton Amazônico (Alvarenga et al., 2000). 23
- Figura 2.2.** Mapa geológico da Faixa Paraguai. Em destaque o Grupo Araras e área de estudo (Modificado de Alvarenga et al. 2009). 26
- Figura 2.3.** *Mapa mundi* com as ocorrências dos diamictitos Marinoanos, com destaque para a Formação Puga, subjacente ao Grupo Araras. Para coloração das estrelas ver Hoffman & Li (2009). 26
- Figura 2.4.** Coluna litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram na parte setentrional da Faixa Paraguai, com destaque para o Grupo Araras (Nogueira & Riccomini, 2006). Notar hiato deposicional entre os grupos Araras e Alto Paraguai. 27
- Figura 2.5.** Curvas isotópicas e de outros parâmetros químicos para o Grupo Araras na região de Mirassol D'Oeste. Modificado de Alvarenga et al. (2004). 28
- Figura 2.6.** Feições e estruturas sedimentares que apontam para o caráter pós-glacial da capa carbonática da Mineração Terconi, formações Mirassol D'Oeste (A-E) e Guia (F). A) Linha pontilhada mostra o contato entre as formações Puga e Mirassol D'Oeste (sobrejacente); B) Estromatólitos irregularmente ondulados; C) Detalhe de estrutura tubular que ocorre junto ao nível dos estromatólitos; D) Megamarcas onduladas na parte superior da formação; E) Peloides presentes no mesmo nível das megamarcas onduladas; F) Leques de aragonita (agora calcita) em bloco de calcário da base da Formação Guia). Fotografias cortesia T. Fairchild. 30
- Figura 2.7.** Coluna estratigráfica da Formação Mirassol D'Oeste em seu afloramento-tipo, na Pedreira Terconi, cidade de Mirassol D'Oeste, MT (modificado de Nogueira & Riccomini, 2006). 31

| | | |
|---------------------|--|---------|
| Figura 3.1. | Mapa da localização dos afloramentos estudados na Formação Mirassol D'Oeste. | 36 |
| Figura 3.2. | Guia para descrição de estromatólitos utilizado em campo e em laboratório. | 38 a 40 |
| Figura 4.1. | Seções estratigráficas esquemáticas da Formação Mirassol D'Oeste na Mineração Terconi (A, Pontos 1 e 2) e Fazenda Santo Antônio (B, Ponto 3), Município de Mirassol D'Oeste, MT. | 44 |
| Figura 4.2. | As formações Puga (A) e Mirassol D'Oeste (B-D) na Fazenda Santo Antônio (Ponto 3), no Município de Mirassol D'Oeste, MT. | 50 |
| Figura 4.3. | Estromatólitos dômicos, Formação Mirassol D'Oeste na Mineração Terconi, Município de Mirassol D'Oeste, MT. | 52 |
| Figura 4.4. | Estromatólitos dômicos, Formação Mirassol D'Oeste na Mineração Terconi, ponto 2, Município de Mirassol D'Oeste, MT. | 54 |
| Figura 4.5. | Conjunto de três domos estromatolíticos quase contíguos da Formação Mirassol D'Oeste, próximo ao topo do morro na Fazenda Santo Antônio (Ponto 3), no Município de Mirassol D'Oeste, MT. | 56 |
| Figura 4.6. | Estruturas tubulares da Formação Mirassol D'Oeste na pedreira da Mineração Terconi (Ponto 2), Município de Mirassol D'Oeste, MT. | 58 |
| Figura 4.7. | Parte superior da Formação Mirassol D'Oeste na pedreira da Mineração Terconi (Ponto 2), Município de Mirassol D'Oeste, MT. | 60 |
| Figura 4.8. | Fotomicrografias em luz polarizada de lâminas petrográficas representativas das partes basal e superior da Formação Mirassol D'Oeste, no município homônimo, MT. | 67 |
| Figura 4.9. | Fotomicrografias em luz polarizada de lâminas petrográficas do intervalo estromatolítico da Formação Mirassol D'Oeste, no município homônimo, MT. | 69 |
| Figura 4.10. | Fotomicrografias em luz polarizada de lâminas petrográficas de estruturas tubulares no intervalo estromatolítico da Formação Mirassol D'Oeste, no município homônimo, MT. | 71 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 3.1. Resoluções adotadas para estudo dos estromatólitos da Formação Mirassol D'Oeste. | 34 |
|---|----|

ÍNDICE

| | |
|--|----|
| Introdução | 10 |
| Capítulo 1 – Estromatólitos e seu contexto ambiental no Neoproterozoico | 12 |
| Capítulo 2 – Contexto Geológico | 22 |
| 2.1. Faixa Paraguai | 22 |
| 2.2. Grupo Araras | 24 |
| 2.3. Formação Mirassol D'Oeste | 29 |
| Capítulo 3 – Materiais e Métodos | 34 |
| 3.1. Campanhas de campo | 34 |
| 3.2. Trabalhos em laboratório | 37 |
| Capítulo 4 – Resultados | 41 |
| 4.1. Considerações gerais | 41 |
| 4.2. Sucessão microbiana | 45 |
| 4.3. Estruturas tubulares | 47 |
| 4.4. Petrografia | 61 |
| 4.4.1. Peloides | 61 |
| 4.4.2. Cimento | 63 |
| 4.4.3. Estruturas tubulares | 64 |
| Capítulo 5 – Discussão | 72 |
| Capítulo 6 – Conclusões | 88 |
| Referências Bibliográficas | 91 |

INTRODUÇÃO

Mendes & Petri (1975) mostraram que unidades litológicas do Pré-Cambriano ocorrem em grande parte do território brasileiro e é comum a presença de estromatólitos nesse registro. A região de Mato Grosso possui parte dessas unidades litológicas e poucos estudos foram desenvolvidos a respeito de estruturas biossedimentares na região (Almeida, 1945; Zaine, 1991; Boggiani, 1997; Nogueira, 2003; Nogueira et al., 2003, Font et al. 2006). Um aspecto importante dos estudos de depósitos neoproterozoicos desses tipos é o que se revela sobre as variações ambientais da era, como as glaciações e suas conseqüências.

As capas carbonáticas neoproterozoicas são evidências de severas mudanças climáticas na história geológica da Terra. O estudo desta temática reveste-se de importância, uma vez que corrobora uma conjunção de processos paradigmáticos da evolução biológica e das mudanças que ocorreram no planeta ao longo da sua história geológica.

Neste contexto, este trabalho teve como premissa básica compreender a sedimentação estromatolítica na capa carbonática, representada pela Formação Mirassol D'Oeste, que ocorreu imediatamente após a glaciação Marinoano (630 Ma), representada pela Formação Puga.

Diante do exposto, este trabalho teve por objetivos:

- 1) Caracterizar a morfologia e modo de ocorrência dos estromatólitos e estruturas associadas (estruturas tubulares, megamarcas onduladas e megapeloides) da Formação Mirassol D'Oeste;

- 2) Interpretar a morfogênese e ambiente de sedimentação dos estromatólitos;
- 3) Integrar os dados de estromatólitos no contexto estratigráfico já proposto para a Formação Mirassol D'Oeste;
- 4) Interpretar a origem das estruturas tubulares relacionadas aos estromatólitos à luz de hipóteses propostas para estruturas semelhantes em outras capas carbonáticas.

Para tanto, esta dissertação é organizada em 6 capítulos. No capítulo 1 é descrito um breve histórico da origem e do registro dos estromatólitos, bem como sua ambientação no Pré-Cambriano.

No capítulo 2 é delineado o contexto geológico da área de estudo. As descrições compiladas neste capítulo fizeram-se necessárias para o entendimento e interpretação dos processos que levaram à deposição do registro neoproterozóico da Formação Mirassol D'Oeste. A descrição do contexto geológico é alicerçada em métodos de coleta estabelecidos no capítulo 3, cujo objetivo também contempla os métodos e técnicas de análise e compilação dos dados.

Diante dos pressupostos teórico-metodológicos dos capítulos anteriores, nos capítulos 4 e 5 são apresentados e discutidos os resultados deste estudo.

A conclusão retoma as questões e os objetivos aqui levantados e reflete sobre novas perspectivas e estratégias de pesquisas, sobre esta temática, na unidade geológica em questão.

CAPÍTULO 1

ESTROMATÓLITOS E SEU CONTEXTO AMBIENTAL NO NEOPROTEROZOICO

O termo estromatólito foi utilizado pela primeira vez em 1908 por Ernest Kalkowsky para descrever laminações no calcário do Buntsandstein do Triássico na Alemanha (Awramik,1991). O prefixo *stroma* significa camada enquanto o sufixo *lithos* significa rocha. Porém, ocorreu confusão com o sentido que Kalkowsky utilizou o termo, tanto que a origem biológica dos estromatólitos foi contestada até a década de 1930 quando os primeiros estromatólitos marinhos modernos foram documentados nas Bahamas (Black, 1933).

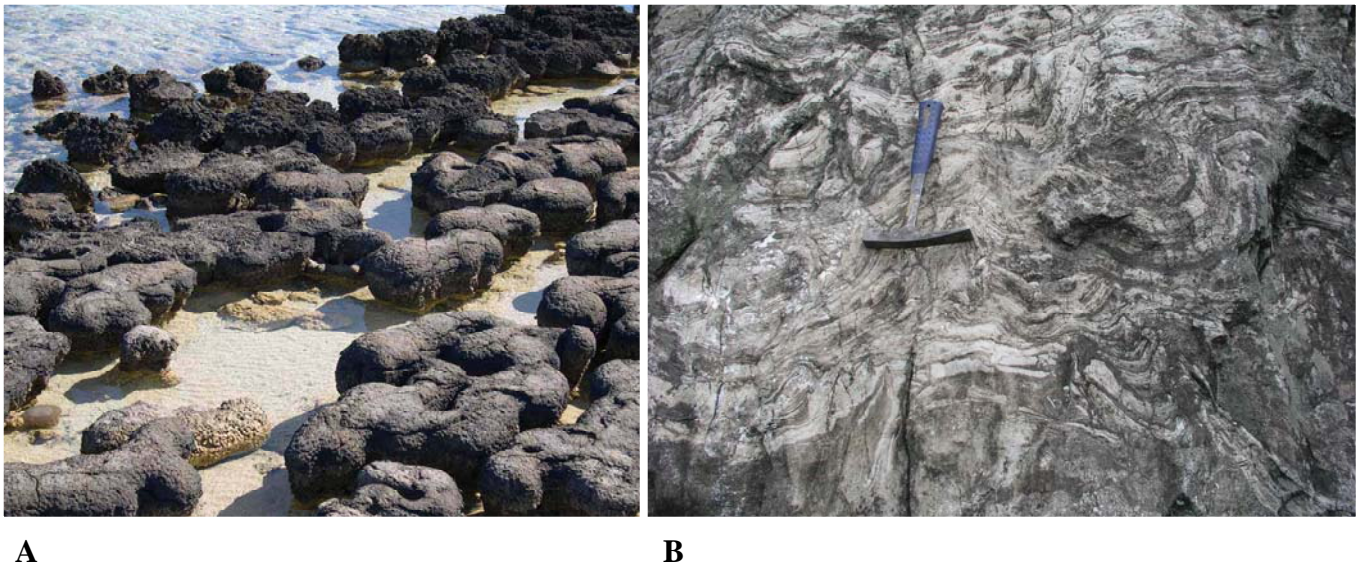


Figura 1.1. A: estromatólitos modernos de Shark Bay, Austrália (foto de Cambridge Carbonates Ltd.) e B: estromatólitos da Formação Buxa, Grupo Daling, Proterozoico da Índia (foto University of Rochester).

Awramik & Margulis (1974) atribuíram o termo estromatólito a estruturas biossedimentares, atuais ou preservadas em rochas, produzidas pela interação entre as

atividades biológicas de comunidades microbianas bentônicas com o sedimento (Figura 1.1 A, B). Essa interação pode ocorrer por meio do acúmulo, aprisionamento e/ou precipitação de sedimento (Walter, 1976). De acordo com outras definições clássicas, os estromatólitos são estruturas sedimentares com laminações resultantes de migração diferencial de microrganismos fotossintetizantes (Doemel & Brock, 1974). Atualmente, a interpretação mais comum, e adotada neste trabalho, é que estromatólitos são estruturas laminadas fixas ao substrato, oriundas de atividade microbiana (Krumbein, 1983). Portanto, ao encontrá-los no registro geológico, trata-se da ocorrência de icnofósseis, que registram a interação entre esteiras microbianas e o meio ambiente (Walter, 1977), e não organismos fossilizados.

A compilação de informações sobre as esteiras microbianas atuais demonstra que os estromatólitos são comunidades ecológicas, por vezes, autosuficientes. Essas comunidades estão tipicamente divididas em três zonas (Figura 1.2) (Margulis et al., 1981; Schopf, 1992):

- 1) Zona de crescimento – de poucos milímetros de espessura, habitada por cianobactérias fotossintetizantes e bactérias aeróbicas;
- 2) Zona intermediária – também apresenta espessura de poucos milímetros, e contém bactérias fotossintetizantes não produtoras de oxigênio e microrganismos aeróbicos facultativos;
- 3) Zona anóxica – porção mais espessa, dominada por bactérias quimiossintetizantes e decompositoras.



Figura 1.2. Esteira microbiana moderna, proveniente da Lagoa Vermelha (RJ). Notar na base da foto o nível mais avermelhado, onde não ocorre fotossíntese e o nível esverdeado no topo, local de fotossíntese e produção de oxigênio. Escala de 1,5 cm, foto de Font et al. (2010).

De acordo com Hofmann (1976) e com modelos atuais (i.e., Planavsky et al., 2009), a morfologia dos estromatólitos tem origem na interação entre o ambiente e as esteiras microbianas. Por isso, o estudo dos estromatólitos pretéritos pode revelar informações sobre o meio em que essas estruturas se formaram bem como sobre as comunidades responsáveis por sua construção. A morfologia em nível macroscópico reflete os fatores (paleo) ambientais atuantes durante a formação estromatolítica, ao passo que a morfologia de sua laminação indica interações das comunidades microbianas entre si e com o meio. Essas interações, que levam à formação das lâminas, podem incluir, por exemplo, a resposta fototática dos microrganismos, mudança da espécie dominante, mudança intrínseca no padrão de crescimento dos microrganismos, calcificação periódica de alguma espécie formadora da esteira, modificação periódica na química do mar e conseqüente precipitação de cristais diferentes, aumento no aporte de sedimentos, cimentação e efeitos de diagênese precoce (Monty, 1976).

O registro destas estruturas remete há pelo menos 3,5 Ga, nos grupos Fig Tree e Onverwacht, na África (Schopf, 1992), e em Strelley Pool Chert, no Cráton de Pilbara,

Austrália (Allwood et al. 2006), e, por isso, constituem uma das mais antigas evidências da vida no planeta (Schopf, 1994). Diante da ausência tanto de metazoários como de relações tróficas de competição e predação com organismos complexos, seu registro tornou-se mais amplo e importante (Awramik, 1991) no Pré-Cambriano (Figura 1.3). A abundância e a diversidade morfológica dos estromatólitos aumentaram rapidamente durante o final do Arqueano, mas foi no Proterozoico que estes fósseis tiveram seu auge (Semikhatov & Raaben, 1994, 1996). Embora 2,5 Ga separem as primeiras evidências de estromatólitos do máximo de sua abundância no planeta, sua morfologia foi conservada, ou seja, as formas arqueanas, encontradas no continente africano, assemelham-se muito às formas proterozoicas encontradas na Austrália (Awramik, 2006).

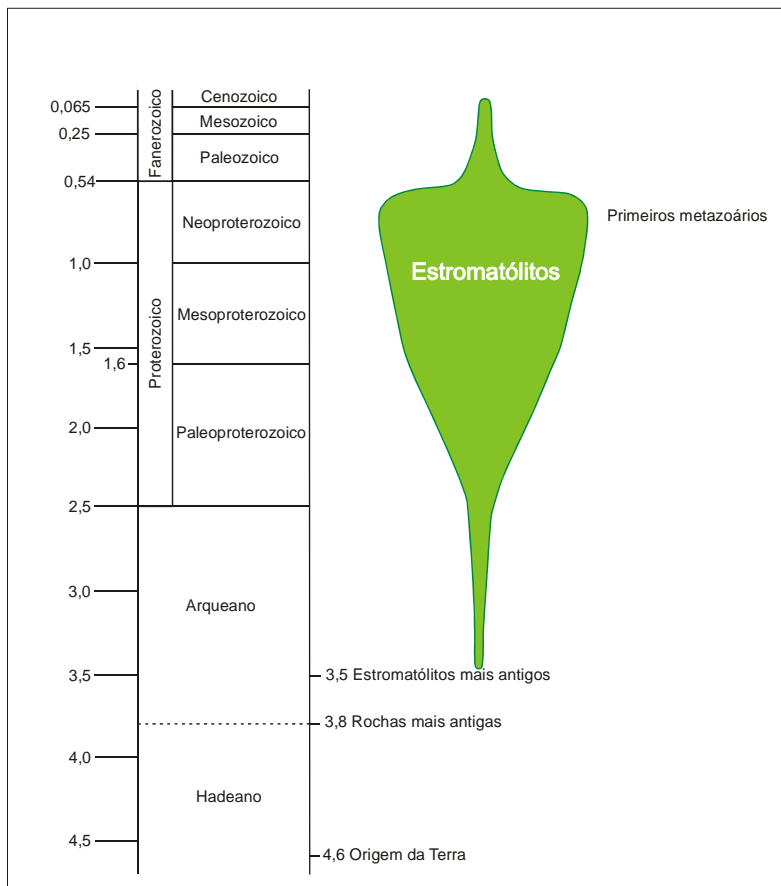


Figura 1.3. Abundância dos estromatólitos no Pré-Cambriano. Idades em Ga (bilhões de anos). Adaptado de Awramik (1991).

Em contextos pré-cambrianos, os estromatólitos encontravam-se nos mais diversos tipos de ambientes carbonáticos, ou seja, em praticamente todos os fundos de corpos aquosos onde havia luz, necessária para a fotossíntese dos microrganismos formadores das esteiras. O padrão de crescimento nas esteiras, juntamente com a precipitação e aprisionamento de carbonatos e os fatores físico-químicos e hidrodinâmicos do local, moldava a morfologia dos estromatólitos, tornando-os bons indicadores paleoambientais (Figura 1.4). Por outro lado, o parâmetro morfométrico dos estromatólitos também foi utilizado em vários trabalhos com finalidade bioestratigráfica, principalmente nas décadas de 60 a 80, como exemplificado pelos trabalhos de Walter (1976), Bertrand-Sarfati & Walter (1981), Walter & Heys (1985) e Hofmann & Jackson (1987).

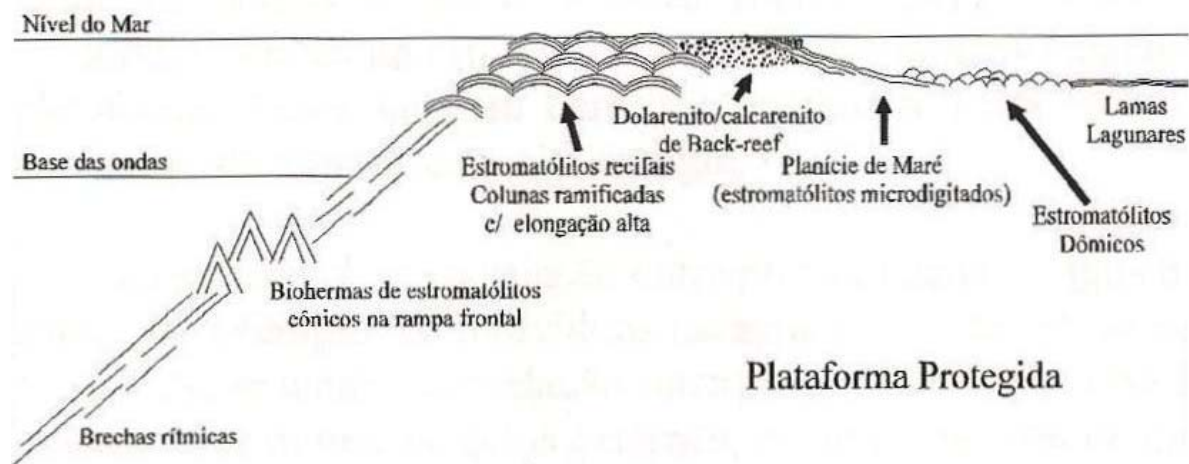


Figura 1.4. Morfologia estromatolítica em função do tipo de ambiente sedimentar de Walter et al. (1992).

A abundância e ampla distribuição geográfica experimentaram forte restrição quando, no final do Neoproterozoico, surgiram os metazoários consumidores de estromatólitos e as macroalgas, que concorriam com os estromatólitos por espaço (Garret, 1970; Awramik, 1971, 1991; Walter & Heys, 1985) (figura 1.3).

No entanto, o enfoque nos estudos dos estromatólitos tem mudado nos últimos dez anos. Estes icnofósseis ganharam ainda mais importância por estarem relacionados a, pelo menos, dois dos três períodos pós-glaciais do Neoproterozoico, conhecidos através do modelo paleoclimático *Snowball Earth*, Terra Bola de Neve, cunhado por Kirschvink (1992), com o intuito de explicar o padrão de sedimentos glaciais recobertos por sequências carbonáticas em ambientes de baixa latitude, em rochas do Neoproterozóico tardio em diversas localidades do planeta (Figura 1.5).

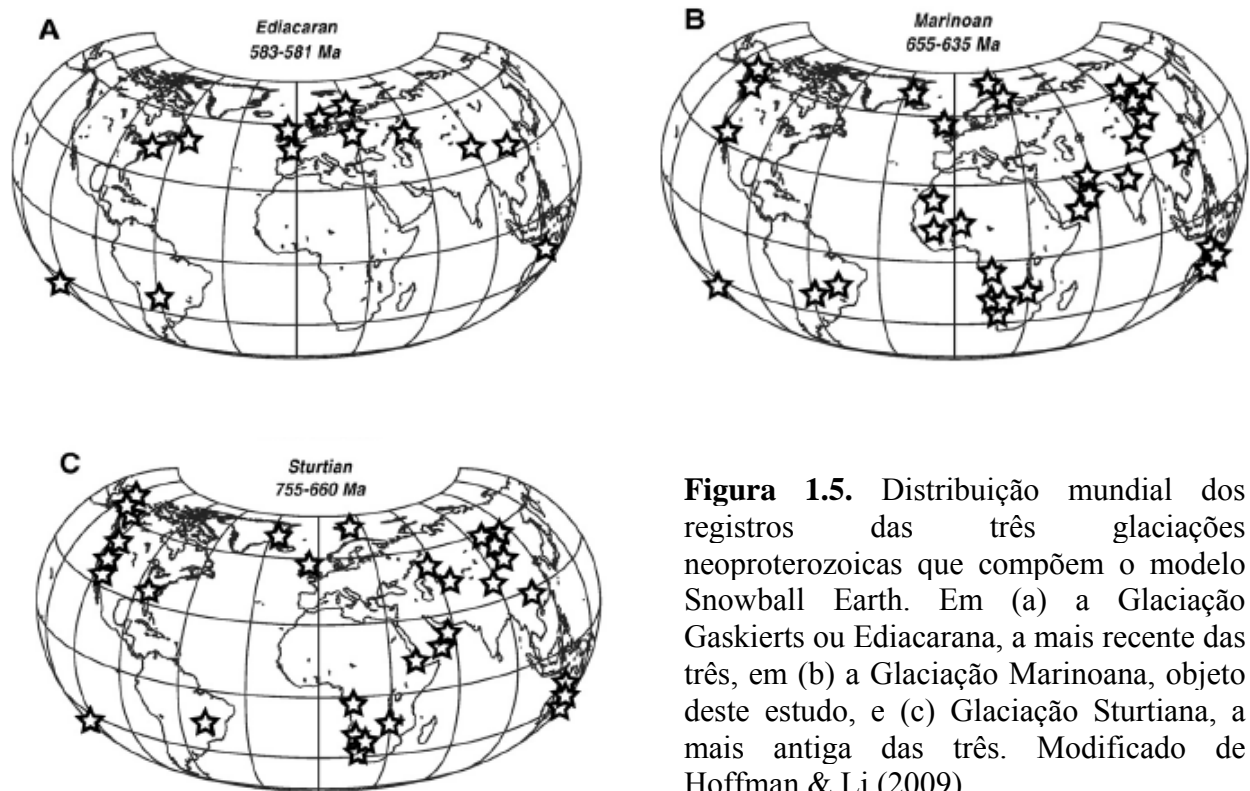


Figura 1.5. Distribuição mundial dos registros das três glaciações neoproterozoicas que compõem o modelo *Snowball Earth*. Em (a) a Glaciação Gaskiers ou Ediacarana, a mais recente das três, em (b) a Glaciação Marinoana, objeto deste estudo, e (c) Glaciação Sturtiana, a mais antiga das três. Modificado de Hoffman & Li (2009).

Dentre os trabalhos que modelaram o *Snowball Earth* estão os estudos realizados por Hofmann et al.(1998a, b) e Evans (2000). De acordo com Hoffman e seus colaboradores (1998a), três eventos glaciais neoproterozoicos – Sturtiano (ca. 740 Ma), Marinoano (ca. 635 Ma) e Gaskiers (ca. 580 Ma) – ocorreram pela atuação conjunta de vários mecanismos, dentre os quais, a alta obliquidade orbital, a redução da luminosidade polar, a atuação do índice de albedo e a re-interpretação de diamictitos. O resultado foi um padrão sedimentar formado por diamictitos recobertos por rochas carbonáticas (“capas carbonáticas”), encontrado em várias localidades do mundo, tais como Austrália, Canadá e Namíbia, inclusive em regiões que, durante o Neoproterozoico tardio, eram equatoriais. As capas carbonáticas destes conjuntos diamictito-carbonato também contam com outras características em comum que as tornam únicas no registro geológico mundial, tais como leques de aragonita, *cementstones*, megamarcas onduladas (*megaripples*) e os estromatólitos (Figura 1.6).

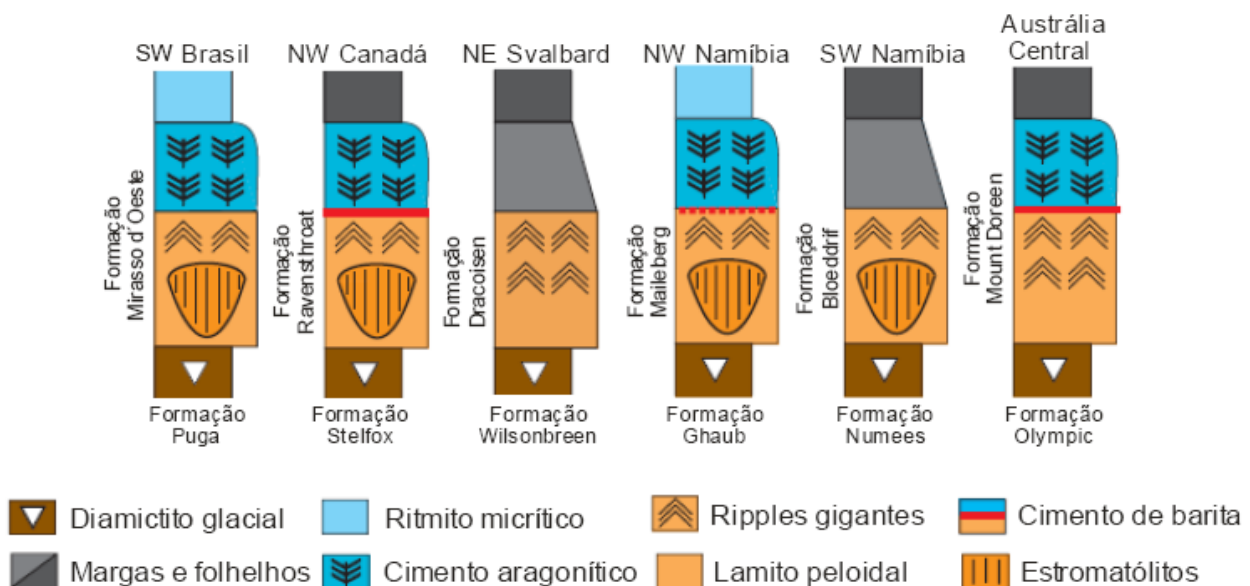


Figura 1.6. Litologias e estruturas que compõe o padrão típico de sucessões pós-Marinoanas encontradas em diversas localidades mundiais. Notar a presença de estromatólitos na maioria delas (modificado de Allen & Hoffman, 2005).

Além das evidências sedimentares, o modelo encontra apoio em outros campos da geologia. Assinaturas isotópicas negativas de carbono e razões peculiares entre isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são evidências geoquímicas que sustentam o modelo. Dados paleomagnéticos também apoiam o modelo, porque durante a gênese de rochas sedimentares, os minérios magnéticos no sedimento tendem a alinhar-se com o campo magnético terrestre, o que possibilita estabelecer a latitude na qual se depositaram. Evans (2000), por meio de estudos paleomagnéticos, evidenciou a presença de sedimentos de origem glacial do Neoproterozoico depositados em zonas de baixa latitude, próximas ao equador, o que é uma forte evidência a favor do modelo *Snowball*.

No Brasil há registros das três glaciações neoproterozoicas, evidenciadas em unidades sedimentares do Centro-Oeste, Sudeste e Nordeste brasileiro. Um exemplo da ocorrência da glaciação Sturtiana é a capa carbonática na base da Formação Sete Lagoas, em Minas Gerais e Goiás, datada em $740 \pm \text{Ma}$ (Babinski & Kauffman, 2003), que sobrepõe o diamictito da Formação Jequitai. Já em Mato Grosso, está registrada a glaciação Marinoana (Boggiani et al., 2003; Nogueira et al., 2003), que é evidenciada pela capa carbonática da Formação Mirassol D'Oeste, base do Grupo Araras, que sobrepõe os diamictitos da Formação Puga. Estratigraficamente mais acima, ocorre a Formação Serra Azul, evidenciada por diamictitos e siltitos do episódio Gaskiers, com idade de $580 \pm 2 \text{ Ma}$, obtida por U-Pb (Alvarenga et al., 2007).

No entanto, o cenário de um planeta totalmente congelado não combina com a ideia de um planeta habitado, pois, de acordo com o registro geológico, a vida no planeta é bem mais antiga que as glaciações neoproterozoicas e tem registro contínuo através do período de tempo compreendido pelas glaciações (Schopf, 1992). Então, o que aconteceu com a biosfera no contexto de um planeta inóspito, contrário à existência de vida? Foi necessário

rever o modelo inicial do *Snowball* e assim, sob a perspectiva da biosfera, propor um novo modelo incorporando um sistema marinho aberto, ciclo hidrológico ativo e livre acesso da luz ao fundo do mar, para explicar a manutenção da biota nesse período. Outra alternativa foi então proposta e é conhecida como modelo do *Slushball* (Hyde et al. 2000; Moczyłowska, 2008).

A despeito da magnitude das glaciações, após 4 a 30 Ma desde o início do processo de congelamento do planeta, observou-se uma transição paleoclimática das condições *Snowball/Slushball Earth* para um estado de *Greenhouse Earth* (efeito estufa global) (Hoffman et al. 1998b). Tal transição é evidenciada pelas razões Ca/Mg, que aumentaram nos oceanos devido a atividades hidrotermais nas dorsais meso-oceânicas e por causa da alteração do basalto em baixas temperaturas, que libera CO₂, acidificando os oceanos e, conseqüentemente, dissolvendo os carbonatos (Hoffman et al., 1998b). Ainda segundo os mesmos autores, trocas gasosas ocorridas entre a atmosfera e os oceanos por meio de rachaduras nas calotas de gelo contribuíram para o derretimento de geleiras. Tais processos de dissolução de carbonatos permitiram aumentar a concentração de CO₂ na atmosfera, em aproximadamente 0,12 bar, o que corresponderia a quase 350 vezes o nível atual (Caldeira & Kasting, 1992). Tal concentração, quando em nível crítico associada a mecanismos de retroalimentação positiva do índice de albedo e do vapor de água, deu origem a uma alteração climática abrupta de glaciação para aquecimento, ocorrendo desta forma a transição da glaciação para o efeito estufa.

Devido ao efeito estufa, a temperatura média mundial elevou-se a aproximadamente 50°C, o que propiciou um intenso ciclo de evaporação e precipitação (Walker, 2001). Chuvas ácidas, associadas ao intenso processo de intemperismo nas porções continentais, em regiões tropicais, elevaram as taxas de precipitação de carbonatos, principalmente nas

áreas mais quentes, levando à formação dos carbonatos do tipo *cap carbonates*, ou capas carbonáticas (Hoffman et al., 1998). O aumento da temperatura também teria elevado de forma abrupta o nível do mar, gerando grandes tempestades, apelidadas de “*hypercanes*” (Allen & Hoffman, 2005). As evidências de tal fenômeno, conhecidas como *megaripples* encontram-se em capas carbonáticas da Austrália, do Brasil, do Canadá, da Namíbia e em Svalbard. As *megaripples* resultantes indicam formação a uma profundidade entre 200 e 400 metros, sob influência de ventos de mais de 20 m s^{-1} , com ondas até 18,3 m de altura máxima.

Foi neste cenário pós-glacial, de clima quente, úmido e sedimentação carbonática, que os estromatólitos encontraram o ambiente ideal para se restabelecerem após os períodos de severa glaciação, indicando que a vida, de fato, sobreviveu a esses eventos (Hoffman et al., 1998a e b). Portanto, o estudo destes estromatólitos na Faixa Paraguai oferece a oportunidade de conhecer melhor o paleoambiente e a dinâmica sedimentar pós-glaciais que ali ocorria, enriquecendo o conhecimento acerca do Neoproterozoico brasileiro.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Faixa Paraguai

A área de estudo está situada sobre a borda SW do Cráton Amazônico junto à faixa de dobramentos Paraguai, que abrange, em território brasileiro, os Estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (Boggiani & Alvarenga, 2004). Sua origem está ligada à colisão entre três paleocontinentes, o Cráton Amazônico, o Cráton São Francisco-Congo e o Cráton Rio de La Plata, e ao fechamento do Oceano Brasilides (Pinho & Chemale Jr., 2009), ao final do Ciclo Orogenético Brasileiro/Pan-Africano, na transição Neoproterozoico-Cambriano, por volta de 550 a 500 Ma (Alvarenga et al., 2000).

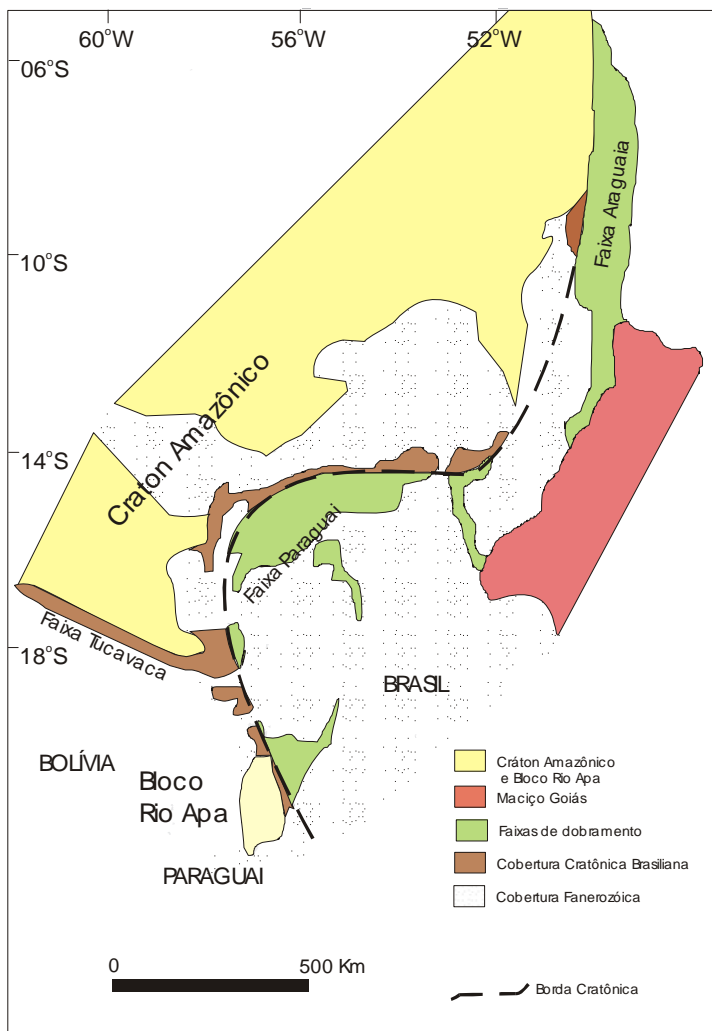


Figura 2.1. Contexto geotectônico da Faixa Paraguai e borda do Cráton Amazônico (Alvarenga et al., 2000).

O início da deposição de sua cobertura sedimentar teria ocorrido entre 600 e 540 Ma, como evidenciado por dados estratigráficos, paleontológicos (metazoários, metáfios e microfósseis) e geocronológicos (Alvarenga et al., 2000). Embora a cobertura sedimentar da faixa varie consideravelmente em termos de ambientes de sedimentação e grau de deformação entre sua porção norte e sul (Alvarenga et al., 2000), um padrão pode ser notado. Ao longo da faixa, nota-se a presença de três unidades litoestratigráficas constantes, da base para o topo, i) uma unidade glacial, seguida de ii) uma unidade carbonática, que é recoberta por iii) uma unidade siliciclástica. Na porção norte, onde fica a área estudada, a cobertura sedimentar inclui os diamictitos glaciais da Formação Puga, sobrepostos pelos

carbonatos do Grupo Araras (objeto de estudo), que por sua vez são sobrepostos pelo Grupo Alto Paraguai, de natureza siliciclástica (Alvarenga et al., 2000). Ao sul o registro litológico glacial é muito reduzido, contudo as unidades carbonática e siliciclástica estão presentes e constituem, respectivamente, os grupos Corumbá, próximo à margem do Cráton Amazônico, e Cuiabá, nos domínios da faixa (Alvarenga et al., 2000).

Dentre o arcabouço litológico da Faixa Paraguai, o Grupo Araras denota uma das mais importantes unidades. Isto porque registra o período após a severa glaciação Marinoana, registrado pelos diamictitos da Formação Puga (Nogueira, 2003; Alvarenga et al., 2004; Babinski et al., 2006).

2.2. Grupo Araras

O re-estudo do Grupo Araras (Nogueira, 2003; Nogueira & Riccomini, 2006) permitiu a retomada da hierarquia estratigráfica originalmente proposta por Almeida (1964) para as rochas carbonáticas da Faixa Paraguai setentrional, e consolidou, ainda, as designações “Guia” e “Nobres” propostas por Hennies (1966). Além disso, revelou a importância do Grupo Araras no contexto dos anômalos eventos globais do final do Neoproterozoico.

O Grupo Araras (Figura 2.2) foi depositado na porção norte da Faixa Paraguai, em um cenário de plataforma profunda típico de um sistema transgressivo pós-glacial (Alvarenga et al., 2000), que evoluiu para um ambiente de plataforma moderadamente profunda, culminando em uma planície de maré, do tipo *sabkha*. Sua variedade litológica inclui basicamente rochas carbonáticas calcárias e dolomíticas, em uma sucessão de até 700 m de espessura. Sobrepõe, em contato abrupto, mas concordante, os diamictitos glaciais da

Formação Puga e, acima, é recoberto pelas rochas siliciclásticas da Formação Raizama, do Grupo Alto Paraguai (Nogueira, 2003; Nogueira & Riccomini 2006).

Sua idade foi, a princípio, estabelecida com base em sua correlação com o Grupo Corumbá, ao sul, que contém metazoários dos gêneros *Corumbella* e *Cloudina* (Zaine & Fairchild, 1987). Estes fósseis, mais a assembleia microfossilífera descrita por Gaucher et al (2003), apontavam para uma idade Vendiana (mais ou menos equivalente ao Ediacarano). Contudo, em 2006, Babinski e colaboradores conseguiram estabelecer uma idade mais precisa para o grupo. Utilizaram o método Pb/Pb em seis amostras da base e seis do topo da unidade e obtiveram uma idade de 627 ± 32 Ma, por meio de isócrona de Pb-Pb, a qual foi interpretada como a idade de deposição da capa. Este valor cai, justamente, no período imediatamente pós-Marinoano (Figura 2.3).

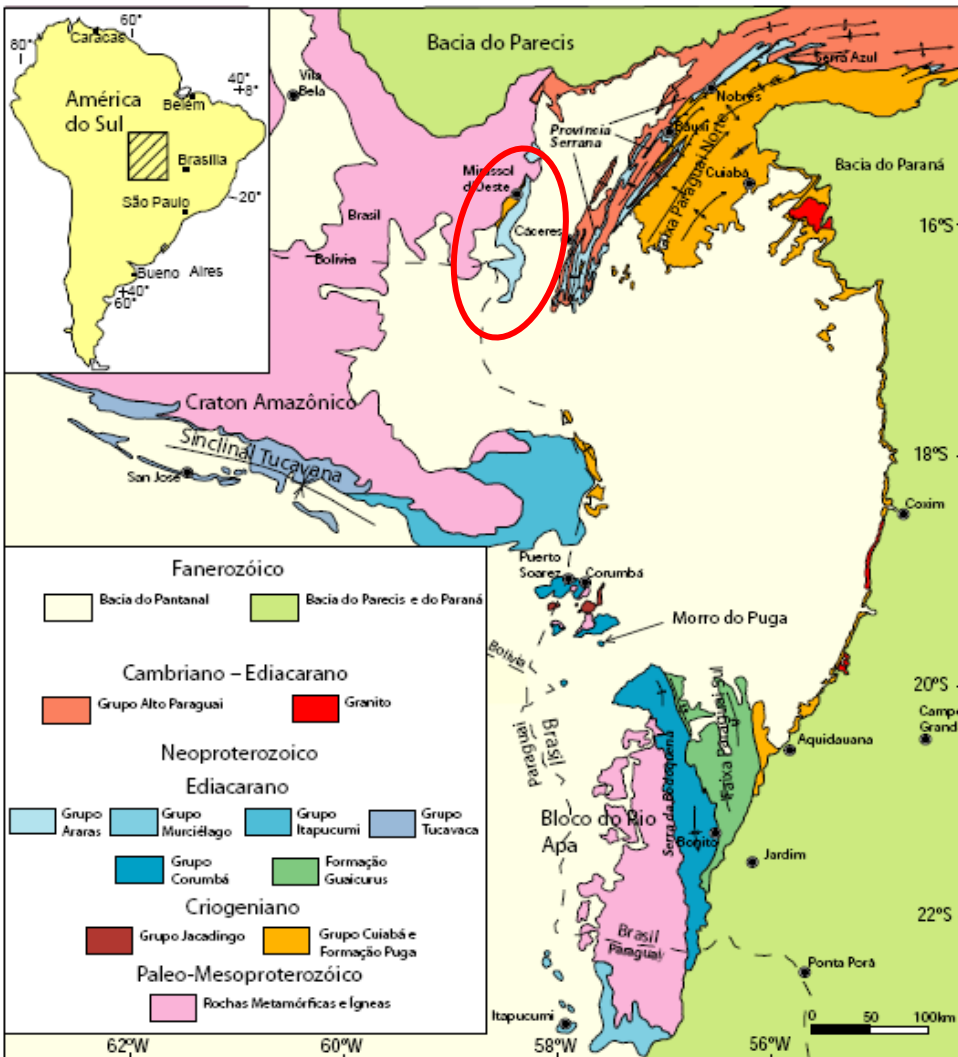


Figura 2.2. Mapa geológico da Faixa Paraguai. Em destaque o Grupo Araras e área de estudo (Modificado de Alvarenga et al. 2009).

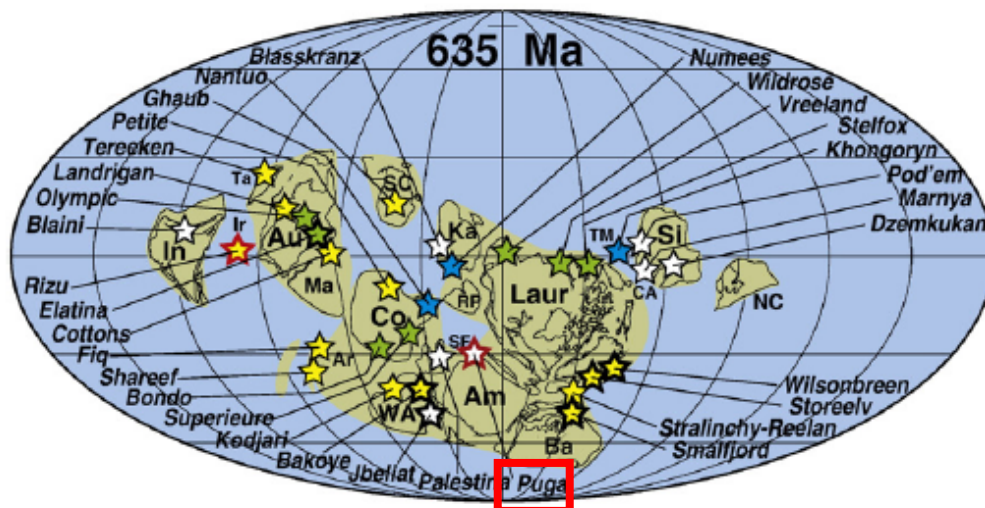


Figura 2.3. Mapa mundi com as ocorrências dos diamictitos Marinoanos, com destaque para a Formação Puga, subjacente ao Grupo Araras. Para coloração das estrelas ver Hoffman & Li (2009).

O Grupo Araras consiste de quatro formações, como apresentado na figura 2.4, a seguir:

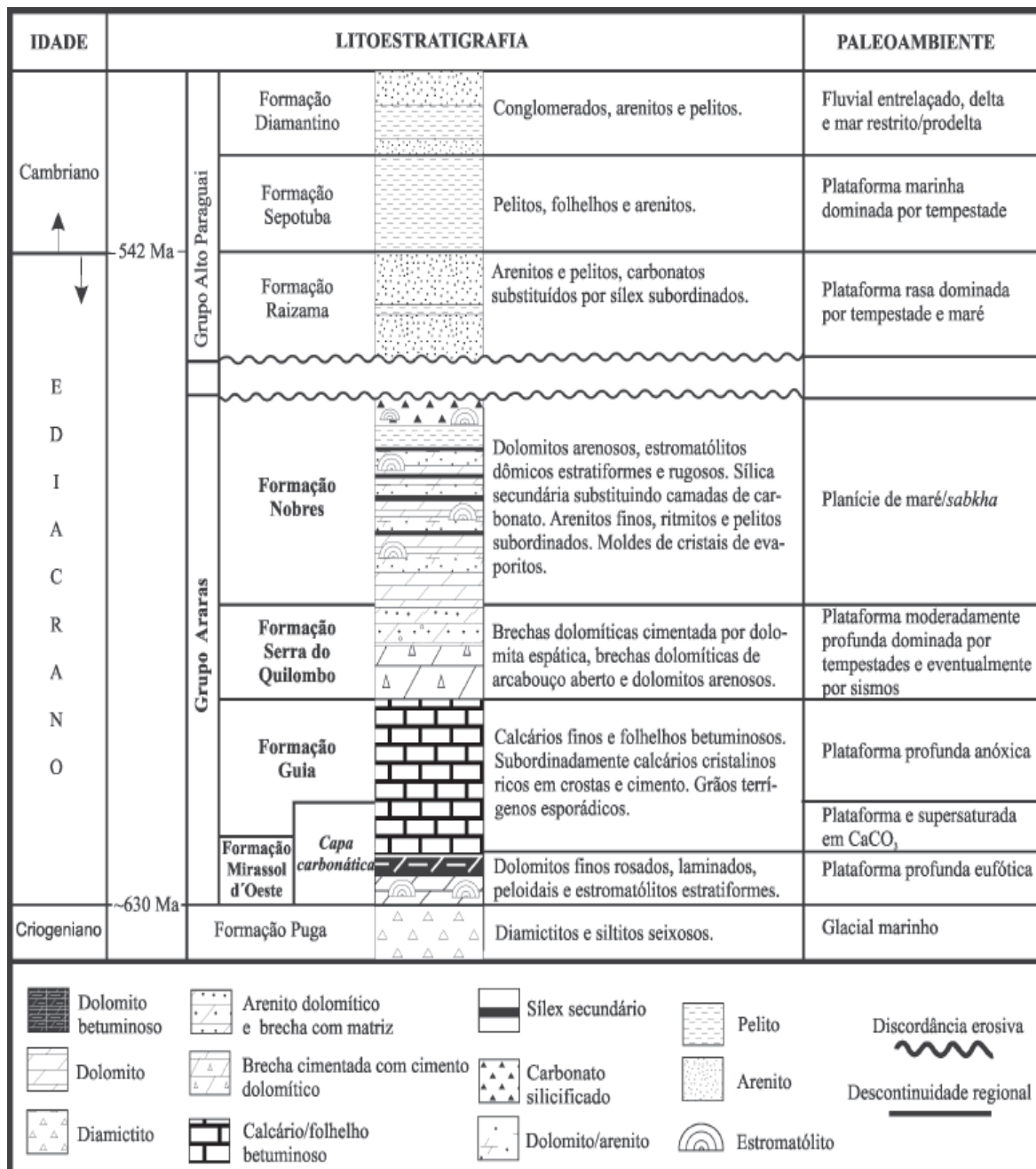


Figura 2.4. Coluna litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram na parte setentrional da Faixa Paraguai, com destaque para o Grupo Araras (Nogueira & Riccomini, 2006). Notar hiato deposicional entre os grupos Araras e Alto Paraguai.

O Grupo Araras tem sido exaustivamente estudado recentemente (Nogueira, 2003; Alvarenga et al., 2004; Nogueira & Riccomini, 2006; Babinski et al., 2006; Nogueira, 2009; Nogueira & Riccomini, 2009; Soares et al., 2009; Brelaz et al., 2009; Romero et al., 2009) devido ao potencial que oferece para explicar, ao longo de seus de 200 m de espessura, as mudanças paleoclimáticas durante o Neoproterozoico. Dados paleoambientais têm sido levantados com o objetivo de conhecer melhor a química e a temperatura da água oceânica a transição para condições pré-glaciais.

Dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Mg/Ca, Mn/Sr, alumínio e ferro (Figura 2.5), provenientes de diferentes afloramentos do Grupo Araras, demonstram que o Grupo Araras, além de ter sido depositado em condições estufas (*Greenhouse Earth*), ou seja, o clima era quente e úmido, tem caráter pós-glacial.

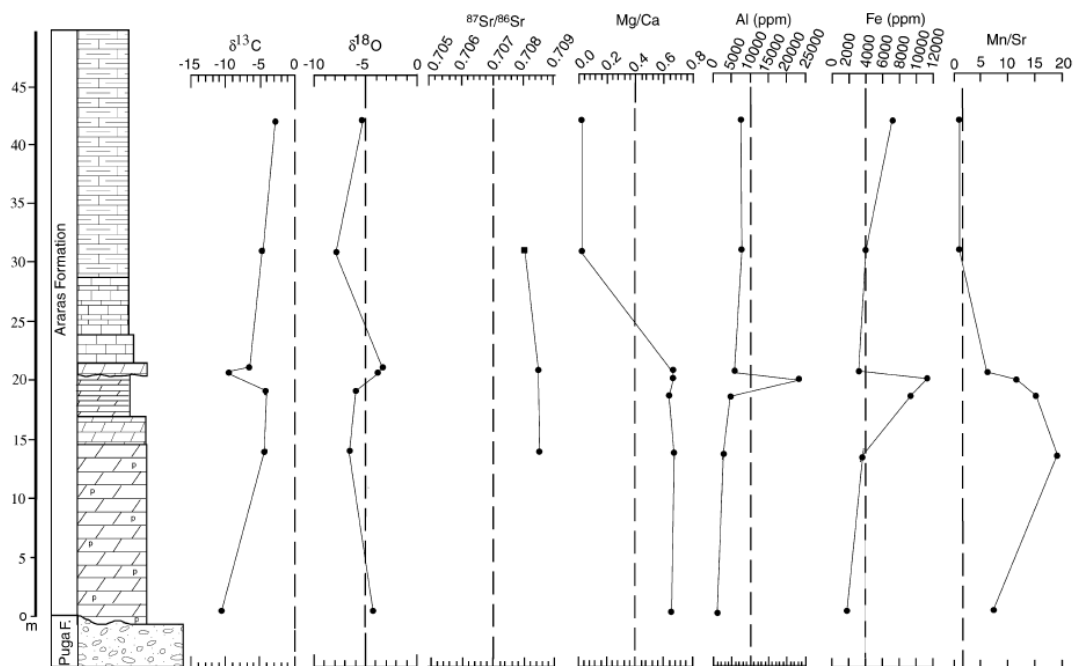


Figura 2.5. Curvas isotópicas e de outros parâmetros químicos para o Grupo Araras na região de Mirassol D'Oeste. Modificado de Alvarenga et al. (2004).

2.3. Formação Mirassol D'Oeste

Esta unidade dolomítica é interpretada como capa carbonática pós-glaciação Marinoana (Nogueira et al. 2001a, 2003, Allen & Hoffman 2004), já que detém em seu registro feições encontradas em outras unidades atribuídas ao período pós-Marinoano, tal como estromatólitos (Figura 2.6B) com estruturas tubulares (Figura 2.6C), *cementstones* com leques de aragonita (Figura 2.6F) e megamarcas onduladas (Figura 2.6D), denominadas na literatura internacional como *megaripples* (Alvarenga et al., 2007). O contato brusco da capa carbonática da Formação Mirassol D'Oeste com o diamictito glacial da Formação Puga indica uma mudança radical das condições glaciais (*icehouse*) para as de efeito estufa (*greenhouse*), o que é coerente com a hipótese de *Snowball Earth* (Hoffman et al., 1998a).

Em seu afloramento-tipo, na Pedreira Terconi, na cidade de Mirassol D'Oeste (MT), esta formação tem espessura de até 20 m (Figura 2.4). É constituída por dolomito fino e dolomito com peloides com peloides, Figura 2.6E) de coloração rosada, dispostos em camadas lateralmente contínuas por dezenas de metros. Na base da unidade, o dolomito fino rosado sobrepõe-se abruptamente ao diamictito da Formação Puga em contato ondulado lateralmente muito irregular, (Nogueira, 2003) (Figuras 2.6A, 2.7).

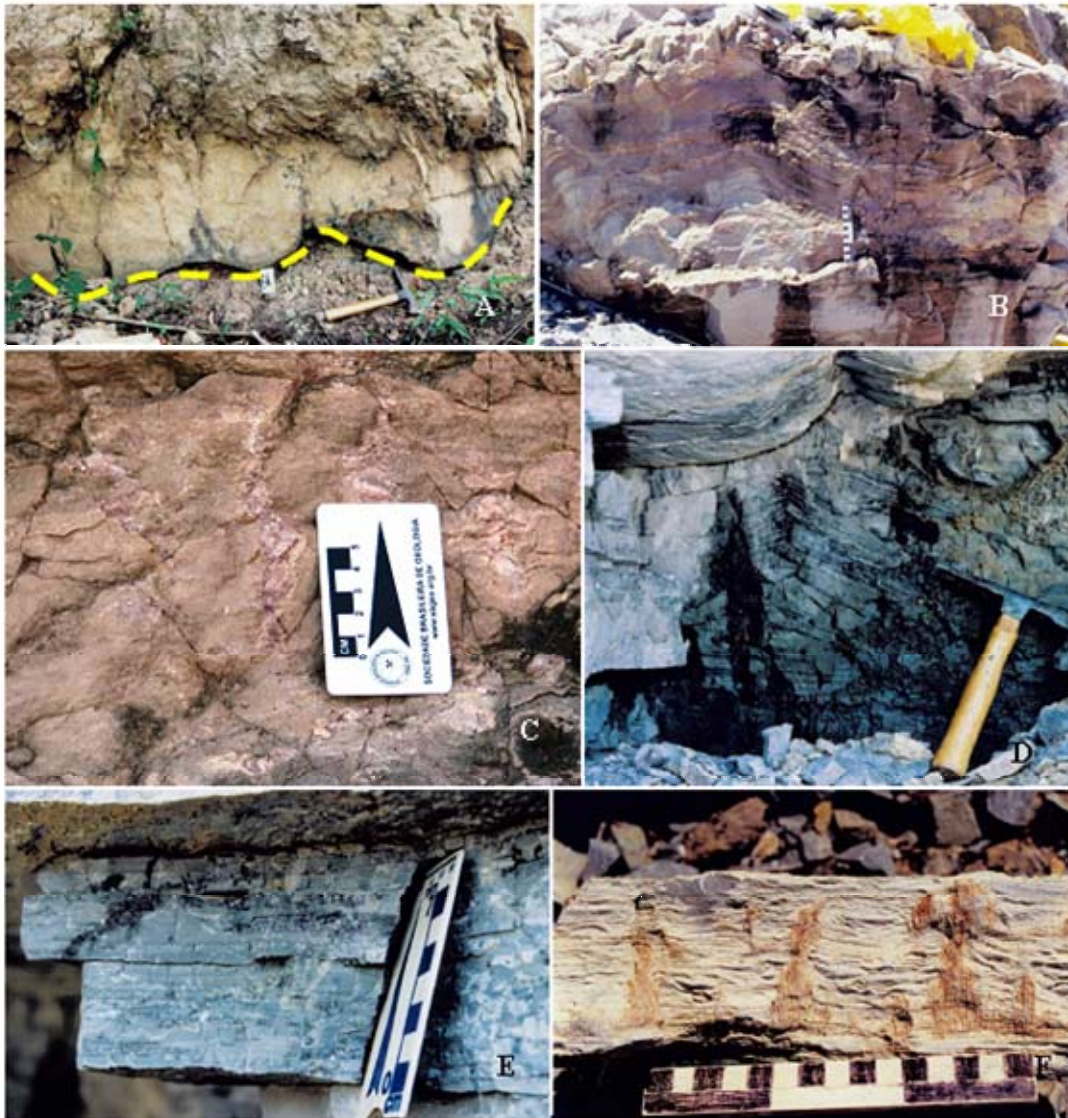


Figura 2.6. Feições e estruturas sedimentares que apontam para o caráter pós-glacial da capa carbonática da Mineração Terconi, formações Mirassol D'Oeste (A-E) e Guia (F). A) Linha pontilhada mostra o contato entre as formações Puga e Mirassol D'Oeste (sobrejacente); B) Estromatólitos irregularmente ondulados; C) Detalhe de estrutura tubular que ocorre junto ao nível dos estromatólitos; D) Megamarcas onduladas na parte superior da formação; E) Peloides presentes no mesmo nível das megamarcas onduladas; F) Leques de aragonita (agora calcita) em bloco de calcário da base da Formação Guia). Fotografias cortesia T. Fairchild.

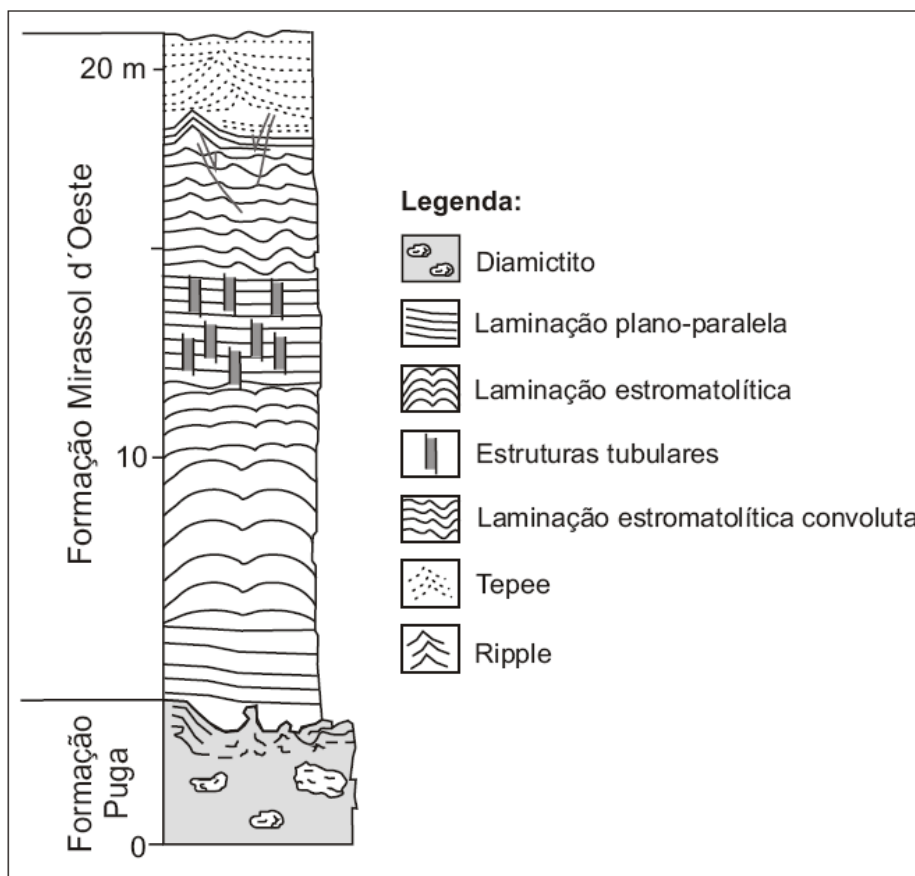


Figura 2.7. Coluna estratigráfica da Formação Mirassol D'Oeste em seu afloramento-tipo, na Pedreira Terconi, cidade de Mirassol D'Oeste, MT (modificado de Nogueira & Riccomini, 2006).

A sequência dolomítica que marca o início da deposição do Grupo Araras e da Formação Mirassol D'Oeste apresenta 2 metros de laminação plano-paralela de cor rosada, com truncamentos de onda de ângulo baixo.

A laminação microbiana inicia-se imediatamente acima da laminação plano-paralela e dispõe-se como estromatólitos estratiformes. A tipologia micrítica dos estromatólitos, em parte com peloides, remete à atividade microbiana no assoalho marinho plano, em ambiente de baixa energia, sem a atuação significativa de correntes. A falta de indicadores típicos de

perimará (gretas de ressecção, moldes de evaporitos, etc.) associados aos estromatólitos, sugere contexto de plataforma marinha, abaixo da base de ondas de tempestade, porém ainda dentro da zona eufótica (Nogueira, 2003).

Localmente, ocorrem estruturas tubulares denominadas *tubestones*, reconhecidas pela primeira vez por Cloud (1968), no Dolomito Noonday, em Death Valley, Estados Unidos, mas também reportadas nas capas carbonáticas pós-Marinoanas da Namíbia e do Brasil (Hoffman et al., 2009) e no Grupo Corumbá, em Mato Grosso do Sul (Boggiani, *com. pessoal*). Estas estruturas cortam verticalmente a laminação estromatolítica e sua gênese ainda não foi bem esclarecida. Já foi proposto que se tratam de icnofósseis de metazoários do tipo *Skolithos*, porém esta hipótese já foi descartada. Permanece sob investigação as possibilidades de ter se originados a partir do escape de fluidos ou como espaços entre estromatólitos (Hengeberg, 1993; Hoffman et al., 1998a; Kennedy et al., 2001; Corsetti & Grotzinger 2005; Font et al., 2006).

Na Formação Mirassol D'Oeste as estruturas tubulares, descritas lá pela primeira vez por Nogueira (2003), apresentam comprimento centimétrico e diâmetro de até 3 cm, e estão preenchidas por dolomita espática e/ou dolomito fino. Para esta formação, cogitou-se a possibilidade de origem por escape de gases produzidos pelos microrganismos associados aos estromatólitos (Nogueira, 2003). Em trabalho posterior Font et al. (2006) descartaram o escape de gás metano porque os valores dos isótopos de carbono do preenchimento da estrutura tubular e da laminação estromatolítica que a circunda são muito mais parecidos do que se esperava. Portanto, estes autores inferem que a gênese dos tubos estaria ligada ao rompimento da laminação pela passagem de outro fluido sem a presença de metano.

Acima do nível das estruturas tubulares, no topo da Formação Mirassol D'Oeste ocorre dolomito fino com peloides também laminado, com porosidade preenchida por

betume, o que confere um aspecto finamente listrado à rocha. Esta laminação apresenta curvatura de ângulo obtuso, formando cristas. Embora lembrem estruturas *tepee*, não apresentam as formas poligonais de *tepees* do Fanerozóico (Shinn 1983, Kendall & Warren 1987); ao contrário, possuem cristas alongadas que se estendem por mais de 3 m, com orientação NNW-SSE, e internamente exibem estruturas produzidas por onda como laminação truncada de baixo ângulo e com padrão em *chevron* e “*pinch and swell*”. Estas estruturas foram interpretadas como megamarcas onduladas geradas por “*hypercanes*”, muito mais fortes do que os furacões atuais, como discutido acima (Allen & Hoffman 2004).

O contato entre a Formação Mirassol D’Oeste e a Formação Guia é planar. Na base da Formação Guia, próximo ao contato, há calcários com leques de cristais, calcarenitos e brechas calcárias (Nogueira 2003, Nogueira et al. 2003; Nogueira & Riccomini, 2006).

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

Para que os objetivos deste trabalho fossem alcançados, optou-se por estudar os estromatólitos da Formação Mirassol D'Oeste sob quatro níveis de resolução listados a seguir:

| Resolução de estudo | Parâmetros analisados | Local da análise | Informações esperadas |
|----------------------------|---|---|---|
| Megascópico | Morfologia do conjunto de estromatólitos e a morfologia de cada unidade estromatolítica | Nos afloramentos | Paleoambiente, direção das marés, batimetria e correlação estratigráfica |
| Macroscópico | Morfometria dos estromatólitos e sua posição estratigráfica | Em afloramento | Paleoambiente, direção das marés, batimetria e papel da paleobiota na sucessão estratigráfica |
| Mesoscópico | Padrão na laminação estromatolítica | Em laboratório com esteromicroscópio | Ciclicidade, dinâmica sedimentar e crescimento da comunidade |
| Microscópico | Tramas | Em laboratório com microscópio petrográfico | Interação biota/sedimento e ecologia da biota |

Tabela 3.1. Resoluções adotadas para estudo dos estromatólitos da Formação Mirassol D'Oeste.

3.1. Campanhas geológicas

Duas campanhas de campo foram realizadas ao longo deste trabalho. A primeira no período de 30 de julho a 04 de agosto de 2009, com a participação de Guilherme Romero,

Prof. Thomas Fairchild (IGc-USP), Prof. Afonso Nogueira (UFPA) e alunos de pós-graduação do IGc/USP e da Universidade Federal do Pará. A segunda viagem ocorreu entre 18 e 23 de maio de 2010 e contou com a presença de Guilherme Romero, Prof. Thomas Fairchild, Prof. Afonso Nogueira, Prof. Ricardo Trindade (IAG-USP) e alunos de pós-graduação do IAG/USP e da Universidade Federal do Pará.

Nas viagens de campo foi possível visitar vários afloramentos das formações do Grupo Araras. Para este estudo, em especial, foram analisadas duas localidades onde afloram estromatólitos na Formação Mirassol D'Oeste: a Pedreira Terconi, onde Nogueira et al. em 2003 descreveram a capa carbonática da formação e a Fazenda Santo Antônio. A visita a estes afloramentos teve como objetivo i) reconhecê-los, ii) caracterizar as formas estromatolíticas em megaescala, ou seja, os estromatólitos como corpos geológicos da Formação Mirassol D'Oeste e verificar a relação entre os estromatólitos dos afloramentos visitados; iii) caracterizar a posição dos estromatólitos na estratigrafia em cada afloramento; e iv) coletar amostras representativas de estromatólitos e das estruturas relacionadas para serem analisadas em laboratório.

Para a descrição em megaescala e macroescala, ambas realizadas em campo, foram tiradas fotos dos afloramentos e dos estromatólitos para registro e interpretação. Informações como espessura das camadas, extensão lateral foram obtidas com o auxílio de uma trena. As coordenadas em UTM foram obtidas com GPS e plotadas em mapa (Figura 3.1).

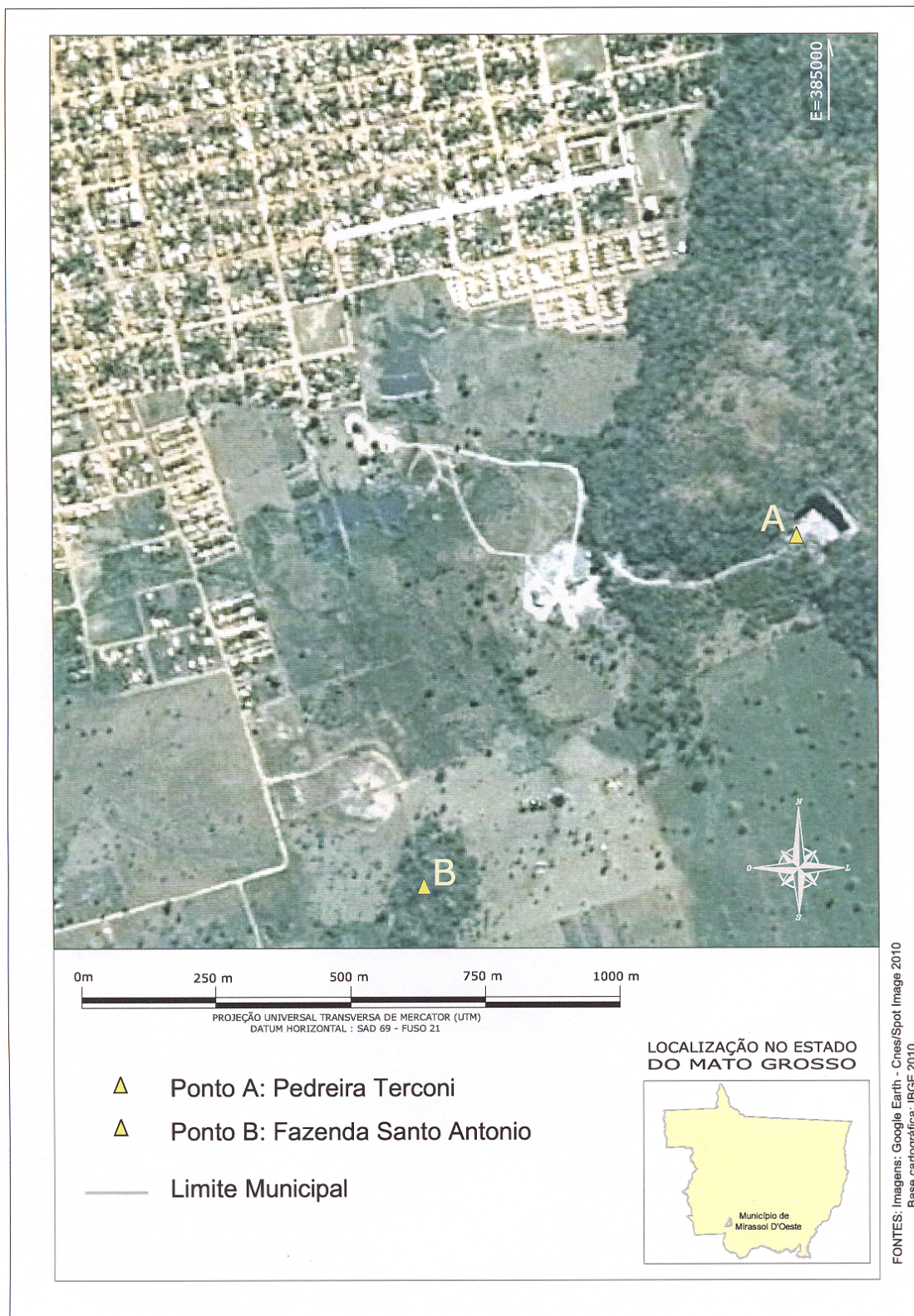


Figura 3.1. Localização dos afloramentos estudados na Formação Mirassol D'Oeste

3.2. Trabalhos em Laboratório

As amostras coletadas foram lavadas, identificadas, fotografadas, catalogadas e acondicionadas no Laboratório de Estudos Paleobiológicos do IGc/USP.

Os estromatólitos foram cortados com serra de disco diamantado no Laboratório de Tratamento de Amostras IGc/ USP com a finalidade de observá-los mesoscopicamente. Em seguida, as superfícies cortadas foram polidas com lixadeira para realçar as estruturas. Algumas superfícies foram recobertas com plástico incolor brilhante para assegurar uma melhor visualização.

Para a descrição das mesoestruturas, realizada no Laboratório de Estudos Paleobiológicos, foi adotado um guia desenvolvido pelo professor Dr. Thomas Rich Fairchild e utilizado por Willian Sallun Filho em sua dissertação (Sallun, 1999) (Figura 3.2). A descrição morfométrica as amostras foram feitas em estativa binocular e as imagens e medições foram obtidas através câmera CCD acoplada ao estereomicroscópio e do programa AxioVision® 4.5 Zeiss.

Além de cortes estromatolíticos, 16 lâminas petrográficas foram confeccionadas no Setor de Laminação do IGc/USP para análise, em microscópio petrográfico, das tramas estromatolíticas. Para esta etapa da análise levou-se em consideração os parâmetros propostos em Bertrand-Sarfati (1976), tal como a variedade cristalina dos minerais, a textura, as relações genéticas entre os cristais, sua abundância, presença de componentes aloquímicos, a estrutura da laminação (plana, ondulada ou convoluta), bem como feições estruturais primárias, porosidade, as modificadas por processos diagenéticos, como cimentação e compactação, e estruturas originadas em fases tardias e muito tardias da diagênese, tal como dissolução, precipitação, substituição e fraturamento.

Os desenhos representativos da laminação, vetores e estruturas relacionadas, foram feitos a princípio em papel vegetal para posteriormente serem digitalizados e desenhados nos programas Corel Draw® e PhotoPaint®. As fotos dos afloramentos foram sobrepostas através do programa Autostich® para obtenção de fotomontagens panorâmicas.

| A | | B I O E R M A | | | | | ISOLADOS |
|---|---------------------------------------|----------------------------------|---|---|---|--|----------------|
| A | Modo de Ocorrência | 1 $b:a > 50$ | 2 $50 \geq b:a > 10$ TABULAR | 3 $10 \geq b:a; b < B$ DÔMICO | 4 $10 \geq B:a; b < B$ LENTICULAR | 5 $2 \geq B:a; B > b$ SUB-ESFÉRICO | 6 |
| | | | | | | ESTROMATÓLITOS ISOLADOS | |
| B | LATERALMENTE CONTÍNUOS | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| | | Planar ESTRATIFORME | ONDULADO | CUMULADO | PSEUDO-COLUNAR | PONTIAGUDO | |
| C | LATERALMENTE DESCONTÍNUOS SIMPLES | 1 $b \geq B, A$ DÔMICO | 2 $B > b; A \leq a/2$ BULBOSO | 3 $B > b; A > a/2$ TURBINADO | 4 | 5 | 6 |
| | | DÔMICO | BULBOSO | TURBINADO | TERETIFORME | CILÍNDRICO | SUB-CILÍNDRICO |
| D | LATERALMENTE DESCONTÍNUOS RAMIFICADOS | 7 | 8 | | | | |
| | | TUBEROSO | ONCÓIDES | | | | |
| E | FORMAS COMPOSTAS | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| | | EM FASCÍCULOS | COALESCIDA (SIMPLES) | COLUNAR ESTRATIFORME | ANASTOMOSADA | COMPLEXA | |
| F | CONTORNO EM PLANTA | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| | | ARREDONDADO EQUIDIMENSIONAL | POLIGONAL | ELÍPTICO A OBLONGO | LACEOLADO | CRESCENTIFORME | LOBADO |
| M | | 7 | 8 | 9 | | | |
| | | COALESCIDO | INTERLIGADO | CUSPIDADO | | | |

Figura 3.2. Guia para descrição de estromatólitos utilizado em campo e em laboratório (Parte 1 de 3).









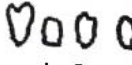
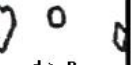
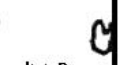
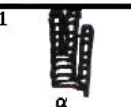
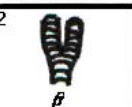
















| | | | | | | | | | |
|-----------------------------|---|-----------------------|---|--|--|---|--|---|--|
| M A C R O E S T R U T U R A | G | ATITUDE | 1  NORMAL | 2  INCLINADA | 3  PROSTERNADA | 4  CURVA | 5  SINUOSA | 6  DECUMBENTE | |
| | | | 7  RECUMBENTE | | | | | | |
| | H | PROXIMIDADE | 1  $d \rightarrow 0$ CONTÍGUOS | 2  $d \leq B$ PRÓXIMOS | 3  $d > B$ SEPARADOS | 4  $d >> B$ ISOLADOS | | | |
| | I | DICÓTOMA | 1  α | 2  β | 3  γ | 4  MODERADAMENTE | 5  MUITO | | |
| | | | P A R A L E L A | | | D I V E R G E N T E | | | |
| | J | MÚLTIPLA | 1  PARALELAS | 2  DIVERGENTE | | | | | |
| | K | DESIGUAL (PROJEÇÕES) | 1  LATERAIS PARALELAS | 2  LATERAIS DIVERGENTES | 3  PROJEÇÃO EM NICHOS | 4  PROJEÇÃO TERMINAL | | | |
| | L | FREQUÊNCIA | 1  $\frac{N}{N} \left\{ \begin{matrix} N=8 \\ N=3 \\ N=6 \end{matrix} \right\} = 0$ AUSENTE | 2 $\leq 1/20$ RARA | 3 $> 1/20 \text{ a } \leq 5/20$ POUCO FREQUENTE | 4 $> 5/20 \text{ a } \leq 10/20$ COMUM | 5 $> 10/20$ MUITO FREQUENTE | N = nº total de indivíduos N _r = nº de indivíduos com ramificação N _p = nº de pontos de restrição | |
| | M | ORNAMENTAÇÃO MARGINAL | 1  LISA OU SEM ORNAMENTAÇÃO | 2  SERRILHADA | 3  FIMBRIADA | 4  COM COSTELAS | 5  ENCAROÇADA | 6  COM PONTES | |

Figura 3.2. Guia para descrição de estromatólitos utilizado em campo e em laboratório (Parte 2 de 3).

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------------|---|----------------------------|-------------------------|---------------------------|----------------------|-----------------------|---------------|-------------|----|---|--------------------|---|----|---|--|
| M E S O S T R U T U R A | N | PERFIL LAMINAR | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | |
| | | | CÔNCAVO | PLANAR | POUCO CONVEXO | MODERADAMENTE CONVEXO | MUITO CONVEXO | PARABÓLICO | | | | | | | |
| | | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | | |
| | | | PONTIAGUDO | PONTIAGUDO COM ZONA AXIAL | RETÂNGULAR | RÔMBICO | ENVELOPE | CONCÊNTRICO | | | | | | | |
| | | | O | 1 | | 2 | | 3 | | P | 1 | | | | |
| | | | | GRAUS DE CURVATURA | | | | | | | MICRO-DISCONDÂNCIA | | | | |
| | Q | GRAU DE HERANÇA LAMINAR | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | R | 1 | | 2 | |
| | | | BAIXO | MODERADO | ALTO SIMÉTRICO | ALTO ASSIMÉTRICO | ZONA AXIAL | | | | | | | | |
| | | | 3 | | | | | | | | | | | | |
| | | | ALTO ZONA AXIAL | | | | | | | | | | | | |
| | S | ESTRUTURA LAMINAR MARGINAL | 1 | | 1 | | 2 | | 3 | | | | | | |
| | | | ADENTRA-SE NO SEDIMENTO | SEM SUPERPOSIÇÃO | SUPERPOSIÇÃO PARCIAL | SUPERPOSIÇÃO EXTENSA | INFLETIDA | | | | | | | | |

Figura 3.2. Guia para descrição de estromatólitos utilizado em campo e em laboratório (Parte 3 de 3).

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1. Considerações Gerais

A Formação Mirassol D'Oeste exibe espessura de 15 metros e é constituída por dolomita fina, com coloração rosada, organizada em camadas finamente laminadas lateralmente contínuas por dezenas de metro (Figura 4.1). Texturalmente, o dolomito é dominado, da base ao topo, por peloides micríticos com importante contribuição de cimento espático e, na maior parte da seção, grande porosidade fenestral. Dolomicrito e doloespato muito fino são comuns, mas volumetricamente muito subordinado aos peloides. Mais para o topo da formação observa-se betume comumente em fenestras e outros poros. Acima do intervalo basal de 2 m de *grainstone-packstone* peloidal em estratos finamente laminados, plano-paralelos a curvos, apresentando truncamentos de baixo ângulo e sem fenestras (Figura 4.2 A,B), seguem 10 m de *boundstone* peloidal com porosidade fenestral na forma de estromatólitos dômicos, estratiformes (Nogueira & Riccomini, 2006) e irregularmente ondulados. Estruturas tubulares, localmente numerosas (às vezes referidas como “*tubestone*”), cortam verticalmente a sucessão microbiana junto ao topo dos domos estromatolíticos. Próximo ao topo da formação os microbialitos cedem lugar para *grainstones-packstones* acumulados por processos trativos, com destaque à presença de megapeloides e megamarcas onduladas.

Neste estudo foram analisados três pontos em duas localidades na região-tipo da Formação Mirassol D'Oeste no município homônimo em Mato Grosso: a Mineração Terconi (Ponto 1, UTM 21L 0384789/8266421; e Ponto 2, UTM 21L 0385167/8266488), o local-tipo (Nogueira & Riccomini, 2006), onde Nogueira *et al.* (2003) caracterizaram esta

formação e a parte basal da Formação Guia, sobrejacente, como uma capa carbonática relacionada à glaciação Marinoana (Neoproterozoico terminal); e a Fazenda Santo Antônio (Ponto 3, UTM 0384397/8265740). Nesta região a formação tem direção NE e mergulha suavemente (5-6°) para SE.

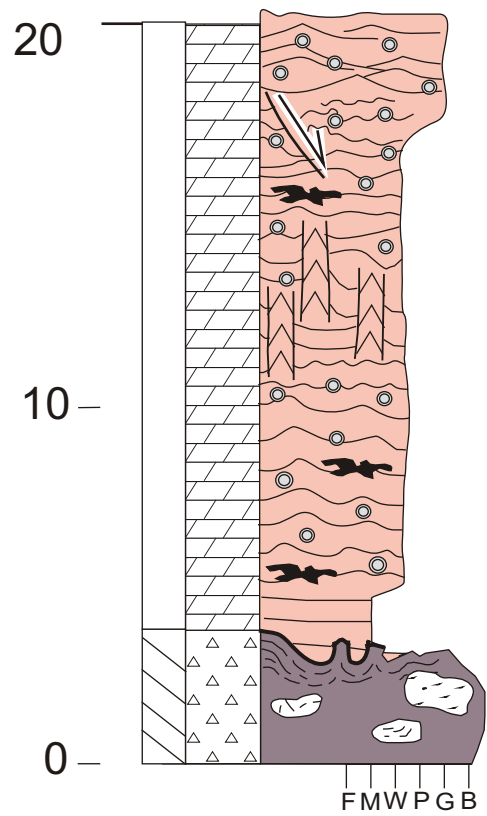
Ponto 1, dentro da mineração Terconi, é um afloramento natural ao lado da estrada entre a sede da mineração e a pedreira, onde se vê o contato brusco e irregularmente ondulado (com até 65 cm de relevo) entre as formações Puga (diamictito glaciogênico, subjacente) e Mirassol D'Oeste (dolomito rosado fino da capa carbonática) (Figura 2.6 A). O ponto 2 é a pedreira propriamente dita, agora inativa, onde a Formação Mirassol D'Oeste se expõe em três lados ortogonais, de quase 40 metros de altura máxima, e em manchas irregulares no piso. A Figura 4.1 A apresenta a estratigrafia dos afloramentos da mineração Terconi (Nogueira, inédito).

O ponto 3 fica a 1 km a sudoeste da mineração Terconi, no mesmo município, onde o dolomito da Formação Mirassol D'Oeste constitui o topo de um pequeno morro. Ao lado da estrada de terra que dá acesso à fazenda aflora a Formação Puga, composta de diamictito seixoso glaciogênico, com clastos, alguns estriados e/ou facetados, desde grânulos até matacões, de litologias variadas (arenito, quartzito, granito, xisto, entre outros) (Figuras 4.2C). Neste local, o contato entre as duas formações está encoberto, mas sua posição pode ser inferida pelo aumento de vegetação e pelo desaparecimento de seixos no solo ao subir o morro. Antes de chegar aos afloramentos desta formação, passa-se por alguns maciços decamétricos e outros blocos grandes deslocados, ou até rolados, de suas posições originais. O solo desenvolvido nas rochas carbonáticas sustenta uma vegetação de arbustos e pequenas árvores que dificulta o acesso aos afloramentos da Formação Mirassol D'Oeste no morro. Por se tratarem de exposições naturais, as superfícies do dolomito apresentam-se

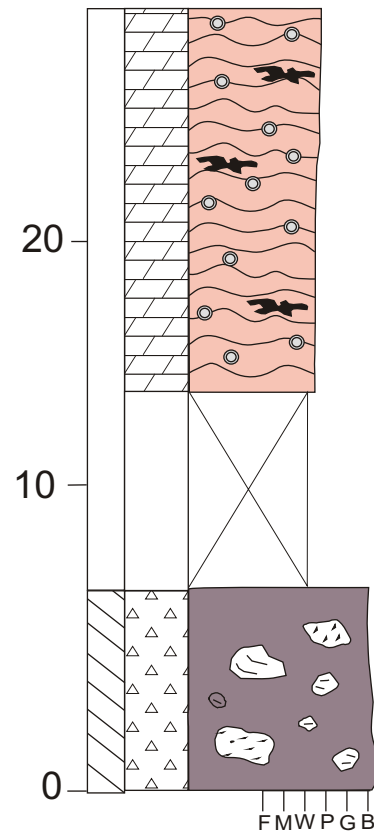
alteradas pelo intemperismo e geralmente cobertas de “limo” (colônias de microorganismos e sujeira), o que limita observações no local. A Figura 4.1B mostra a seção estratigráfica da formação na Fazenda Santo Antônio (Nogueira, inédito).

Em toda a formação, as cores das rochas, ao olho nu, refletem diferenças na textura e porosidade das lâminas. Tonalidades mais claras de rosa ou amarelo correspondem a texturas mais finas (maior proporção de lama carbonática) e porosidade menor, enquanto tonalidades mais escuras correspondem a texturas com menor proporção de lama carbonática e porosidade maior. Próximo ao topo da formação (e principalmente na Formação Guia, sobrejacente), as rochas apresentam cores cinza a preto dependendo do grau de impregnação por betume (Figura 2.6 D).









Figura 4.1. Seções estratigráficas esquemáticas da Formação Mirassol D'Oeste na Mineração Terconi (A, Pontos 1 e 2) e Fazenda Santo Antônio (B, Ponto 3), Município de Mirassol D'Oeste, MT. (Gentilmente cedidas pelo A.C.F. Nogueira, UFPA).



A. Mineração Terconi



B. Fazenda Santo Antônio

-  Falha sinsedimentar
-  Megamarcas onduladas
-  Estromatólito estratiforme
-  Estruturas tubulares
-  Peloide
-  Porosidade fenestral
-  Diamictito
-  Dolomito fino

- F M W P G B - Brecha/conglomerado
- Grainstone
- Packstone
- Wackestone
- Mudstone
- Folhelho

4.2. Sucessão microbiana

Microbialitos aparecem aproximadamente 2 m acima da base da Formação Mirassol D'Oeste e continuam ininterruptamente por mais 10 m para cima. Morfologicamente, podem ser diferenciados em três tipos: estromatólitos estratiformes, dômicos e irregularmente ondulados (Figuras 4.2 D, 4.3- 4.6, 4.7 A,C). O grau de herança laminar em lâminas sucessivas nos três tipos geralmente é alto. Estromatólitos estratiformes aparecem abaixo, junto e imediatamente acima dos estromatólitos dômicos, que ocorrem desde próximo à base até próximo ao topo do intervalo microbiano. As formas irregularmente onduladas sempre ocorrem próximo ao topo do intervalo microbiano, pouco acima das últimas formas dômicas. A 3 m do topo da formação, os estromatólitos passam gradativamente para *grainstones-packstones* claramente depositados sob influência de processos trativos, como evidenciado pela presença de megamarcas onduladas.

A laminação nos domos e nos estromatólitos estratiformes é bem definida nos três pontos. Ao olho nu e em luz refletida, vê-se, nos dois tipos de estromatólitos, uma alternância brusca entre lâminas delgadas, claras, submilimétricas (0,2 mm até 1 mm) e lâminas mais espessas submilimétricas a milimétricas (0,4 mm até 3,3 mm), mais escuras, com fenestras submilimétricas relativamente abundantes. Em luz transmitida, o efeito é o oposto. Por causa da maior opacidade dos cristais mais finos e maior transparência de espato e poros, são as lâminas delgadas que se mostram opacas enquanto as lâminas mais espessas são mais translúcidas.

A sucessão estromatolítica na Formação Mirassol D'Oeste inicia-se a cerca de 2 metros acima do contato com a Formação Puga com estromatólitos estratiformes e estruturas dômicas bem definidas, evidentes nos três pontos estudados (Figuras 4.2 D, 4.3-

4.5, 4.6A). Os domos são relativamente grandes, variando em largura entre 1 e 2 m e em altura entre 0,6 e 3 m. Apresentam alternância milimétrica a submilimétrica de lâminas rosa clara, mais finas, e lâminas rosa escura, mais espessas. Nos pontos 1 e 2 os domos afloram de modo espaçado, sem contato lateral direto entre domos adjacentes. Em planta no ponto 2, os domos estão separados por pelo menos 1,25 m (Figuras 4.4 B- D).

No ponto 3, por outro lado, os poucos domos que foram localizados ocorrem mais próximos entre si (Figuras 4.3 D, 4.5). Por exemplo, em um bloco rolado, dois domos estão tão próximos que a laminação que liga os dois tem a forma da letra V. Isto cria uma falsa impressão, neste bloco estratigraficamente invertido, de uma seção longitudinal através de um estromatólito colunar coniforme do tipo *Conophyton* (Figura 4.2 D). Desta ocorrência é possível estimar em 30 cm o relevo sinóptico máximo (diferença em altura entre os pontos mais baixo e alto da mesma lâmina estromatolítica) que as estruturas em vida teriam apresentado acima do substrato adjacente. Em outro conjunto observaram-se três grande domos estromatolíticos, quase contíguos, de 3 m de altura e larguras entre 1,6 e 2 m (Figura 4.5). O relevo sinóptico destas estruturas chegava a 25 cm.

Ao longo dos últimos 2 a 3 m da sucessão microbiana, os domos passam, gradativamente, para uma laminação estromatolítica estratiforme nos pontos 1 e 2, com as mesmas características da laminação nos domos. Logo em seguida a laminação estromatolítica passa a irregularmente ondulada (Figura 4.7 A, C). No ponto 3, a seção imediatamente acima dos domos foram removidos por erosão recente. No bloco solto no ponto 2 ilustrado na figura 4.7, pode-se ver, claramente, a diferença entre os estromatólitos irregularmente ondulados e os estromatólitos estratiformes. As ondulações variam em forma, tamanho e distribuição, o que torna muito pouco provável uma origem por processos mecânicos (trativos). Partes elevadas dessas ondulações chegam a 26 cm de largura e

afetam até 23 cm de seção, com relevo sinóptico de 6 cm e apresentam certa assimetria, que talvez reflita movimentos da água junto ao fundo. Aliás, acima desses estromatólitos aparecem estratos de *packstones* e *grainstones* peloidais claramente depositados por processos mecânicos, como evidenciados pela presença de megamarcas onduladas e lentes de megapeloides.

As megamarcas onduladas observadas na pedreira Terconi são caracterizadas por uma laminação milimétrica lenticular que se acumula em de cristas (Figura 4.7). As cristas exibem amplitudes de até 10 cm, mas a distâncias entre cristas é irregular e cristas sucessivas podem mostrar deslocamento lateral (Figura 4.7 E). As cristas tem orientação NNW-SSE e podem se estender por mais de 3 m.

4.3. Estruturas tubulares

Conjuntos de estruturas tubulares verticais, subcilíndricas a cilíndricas, localmente atravessam à laminação estromatolítica, sem, contudo, deformar a laminação para cima ou para baixo no sedimento adjacente (Figuras 4.3 C. D, 4.4, 4.6). Embora geralmente irregulares, seus contornos transversais tendem a ser equidimensionais e os longitudinais alongados, com orientação vertical. Exibem comprimentos entre 3 e 19 cm e larguras entre 0,2 e 3,2 cm, podendo variar entre milimétrica e centimétrica na mesma estrutura. Devida à rugosidade das superfícies naturais onde foram observados, foi difícil identificar os pontos de origem e terminação em cortes longitudinais.

Na Pedreira Terconi as estruturas tubulares foram observadas em pelo menos dois intervalos estratigráficos no trecho entre ponto 1 e ponto 2 ao longo de uma sucessão estimada em 9 m de espessura. No ponto 1 as estruturas foram observadas próximo à base

da formação, confinadas a um intervalo estreito de 26 cm de espessura (Figura 4.3 C, D), dentro da laminação estromatolítica estratiforme, diretamente acima de um estromatólito dômico. No ponto 2 foi analisado outro intervalo, bem mais espesso (2m), no topo da sucessão de 9 m, onde as estruturas tubulares afloram tanto na parede como no piso da pedreira (Figuras 4.4 e 4.6). Entre pontos 1 e 2, blocos de dolomito com estas estruturas afloram *in situ*, esporadicamente, ao longo da estrada de terra que dá acesso à pedreira, e devem representar intervalos estratigráficos intermediários.

As estruturas tubulares em geral ocorrem localmente em maior ou menor abundância, mas nunca de modo solitário. Apenas uma amostra foi observada (e coletada) na Fazenda Santo Antônio, mas lá a formação foi profundamente erodida. Estas estruturas estão sempre e unicamente associadas aos estromatólitos dômicos, justamente à parte mais plana da porção superior deles e logo acima. Pouquíssimos tubos se desenvolveram sobre os flancos. Os primeiros tubos aparecem aproximadamente no mesmo nível porém o término dessas estruturas não ocorre em um nível bem definido. O espaçamento entre estruturas tubulares, tanto em perfil como em planta, é algo irregular, mas em geral elas ocorrem próximas e mais ou menos equidistantes umas das outras (Figuras 4.4 B-D ,4.6). O preenchimento destas estruturas é muito fino (micrítica a espática muito fina) e mais homogêneo do que o sedimento adjacente, do qual também se destaca, comumente, pela cor mais rosada e uniforme.

Figura 4.2. As formações Puga (A) e Mirassol D'Oeste (B-D) na Fazenda Santo Antônio (Ponto 3), no Município de Mirassol D'Oeste, MT. (Martelo nas figuras mede 28 cm.)

A. Diamictito seixoso da Formação Puga exposto ao lado da estrada na entrada da fazenda. Observar a variedade de tamanho e litologia dos clastos e a ausência de acamamento.

B,C. Laminação plano-paralela da base da Formação Mirassol D'Oeste (B) e interpretação gráfica de sua laminação (C), próximo ao topo do morro na fazenda.

D. Bloco invertido (rolado) da Formação Mirassol D'Oeste. Topo fica para baixo neste bloco. A laminação com forma quase parabólica (linha pontilhada) representa a junção entre dois domos estromatolíticos. Estimar do relevo dos domos em vida (relevo sinóptico) = 25 cm.

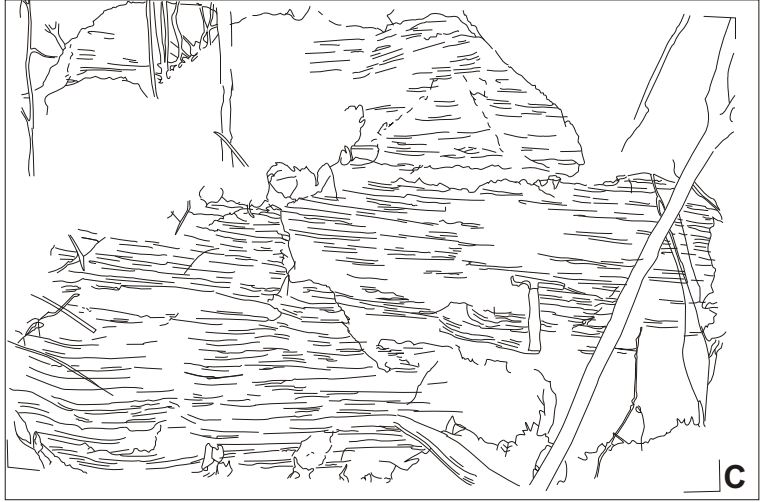


Figura 4.3. Estromatólitos dômicos, Formação Mirassol D'Oeste na Mineração Terconi, Município de Mirassol D'Oeste, MT.

A, B. Ponto 2. Domo (A) e interpretação gráfica de sua laminação (B). Martelo mede 28 cm.

C. Ponto 1. Estruturas tubulares cortando os estromatólitos estratiformes logo acima de um domo. Escala = 7 cm.

D. Desenho representativo da relação entre os domos e as estruturas tubulares. Linha mais grossa marca o topo do domo.

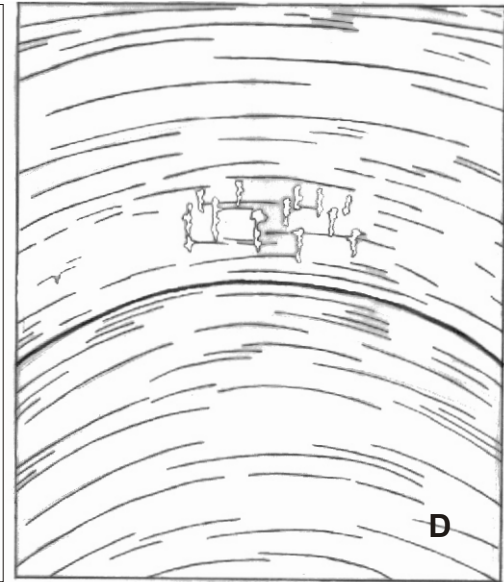
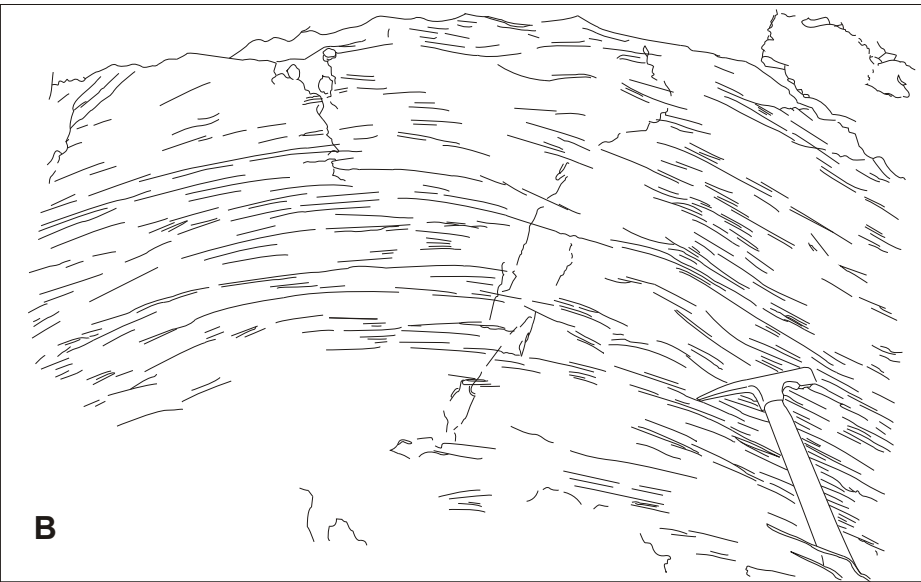


Figura 4.4. Estromatólitos dômicos, Formação Mirassol D'Oeste na Mineração Terconi, ponto 2, Município de Mirassol D'Oeste, MT.

A. Domo exposto na pedreira. Linha tracejada marca o limite entre o domo e a laminação microbiana estratiforme acima. Régua mede 1 metro.

B-D. Estruturas tubulares (B e C) e estromatólitos dômicos (D) expostos no piso da pedreira. Observar abundância, espaçamento e similaridade em diâmetro das e ausência delas em D. Setas vermelhas em D assinalam domos distintos e seta *amarela* aponta o espaço entre os dois. Escalas em B e C = 7 cm; em D = 5 cm.

E. Desenho representativo da relação entre os domos e as estruturas tubulares baseado nas figuras A-D.

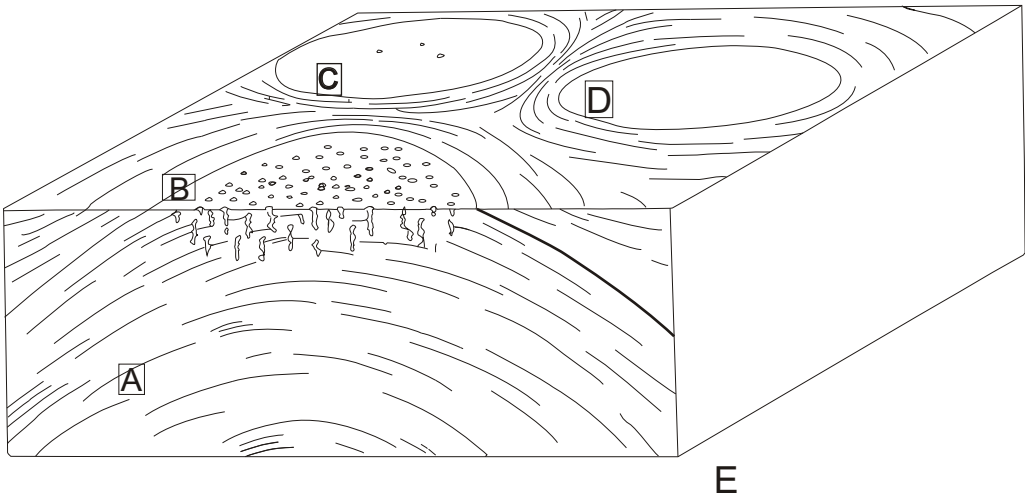
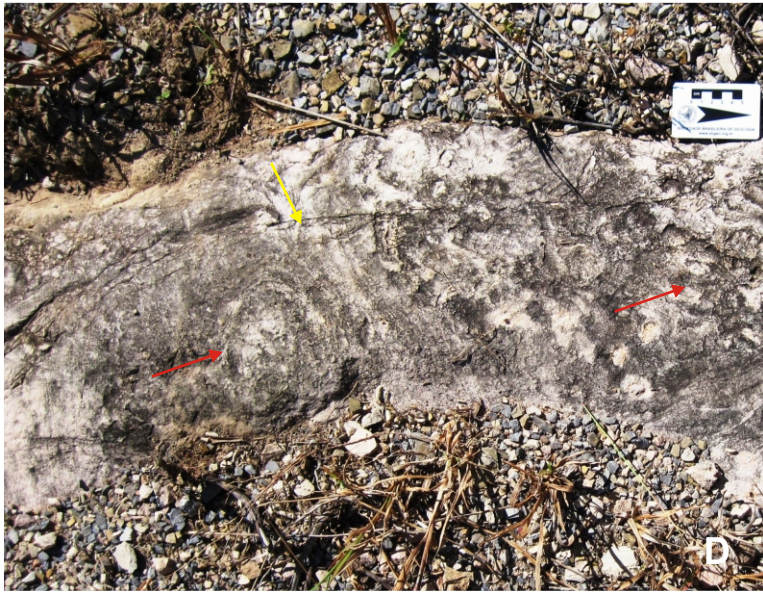
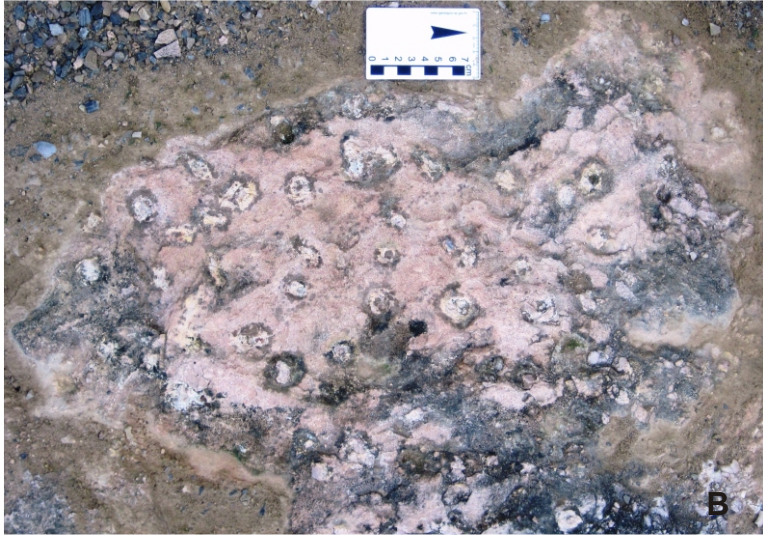


Figura 4.5. Conjunto de três domos estromatolíticas quase contíguos da Formação Mirassol D'Oeste, próximo ao topo do morro na Fazenda Santo Antônio (Ponto 3), no Município de Mirassol D'Oeste, MT.

A. Fotomontagem dos três domos.

B. Interpretação gráfica da laminação de *A.*

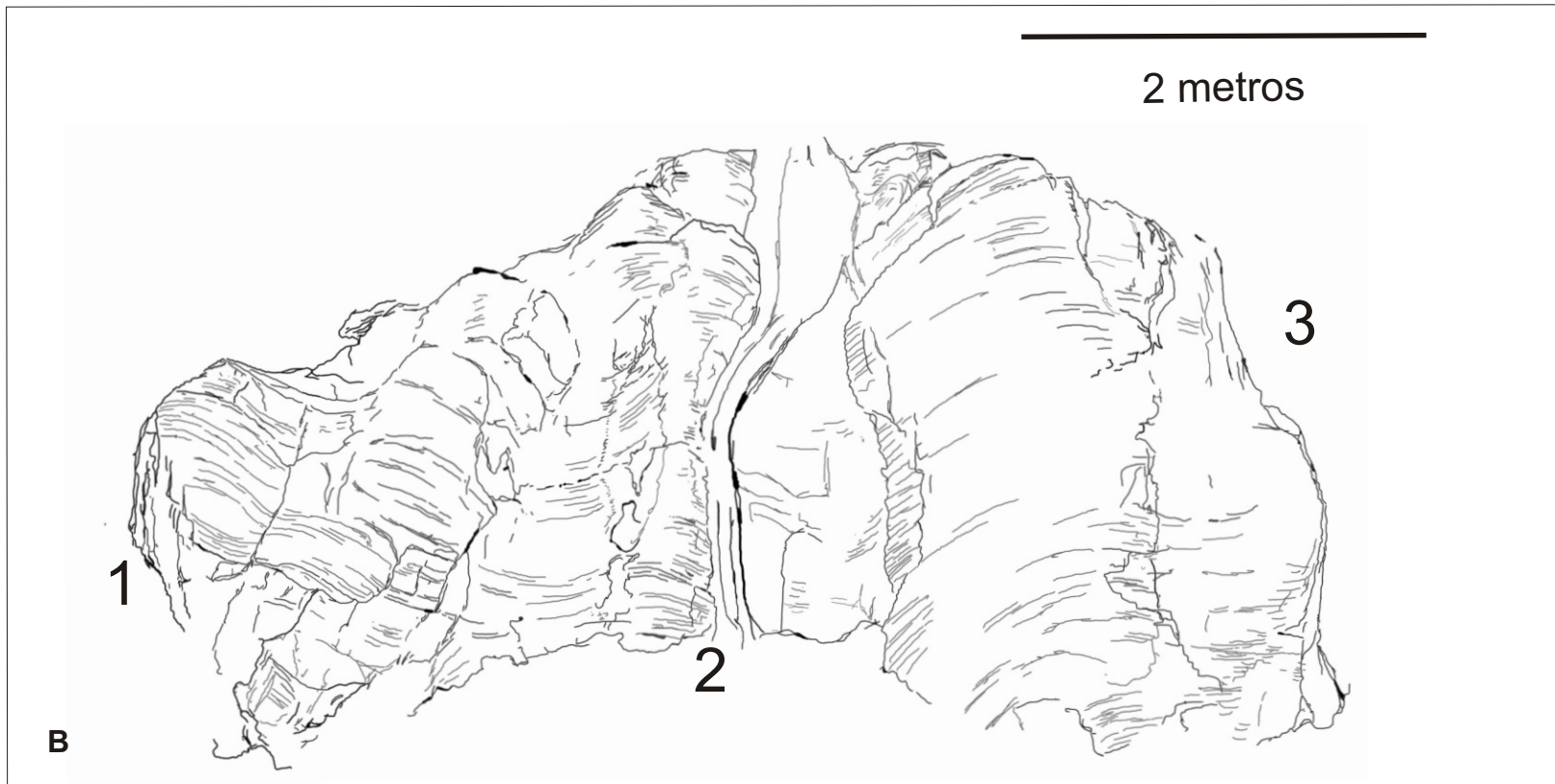


Figura 4.6. Estruturas tubulares da Formação Mirassol D'Oeste na pedreira da Mineração Terconi (Ponto 2), Município de Mirassol D'Oeste, MT. Escala em A = 7 cm; em B = 8 cm.

A. Estruturas tubulares vistas na Mineração Terconi. Escala descansa no topo de um domo estromatolítico.

B. Detalhe do retângulo em A. Observar a aparente continuidade vertical da estrutura próxima à margem direita da figura. Por causa da rugosidade da superfície do afloramento, a estrutura apresenta-se irregular e interrompida.

C. Desenho interpretativo da relação entre as estruturas tubulares, os domos estromatolíticos e os microbialitos estratiformes acima dos domos.

D, E. Blocos cortados longitudinalmente (amostras TRF-3 e FSA-01) mostrando as estruturas tubulares. Observar o preenchimento micrítico, a irregularidade das bordas e a ausência de laminação evidente no preenchimento. A estrutura em E parece ter se originado a partir de um nível mais micrítico (seta preta). Mas este nível e o próprio tubo foram modificados por dissolução posterior. Observar o espato preenchendo espaços criados pela dissolução (setas vermelhas).

F. Corte transversal de uma estrutura tubular (amostra TRF-4).

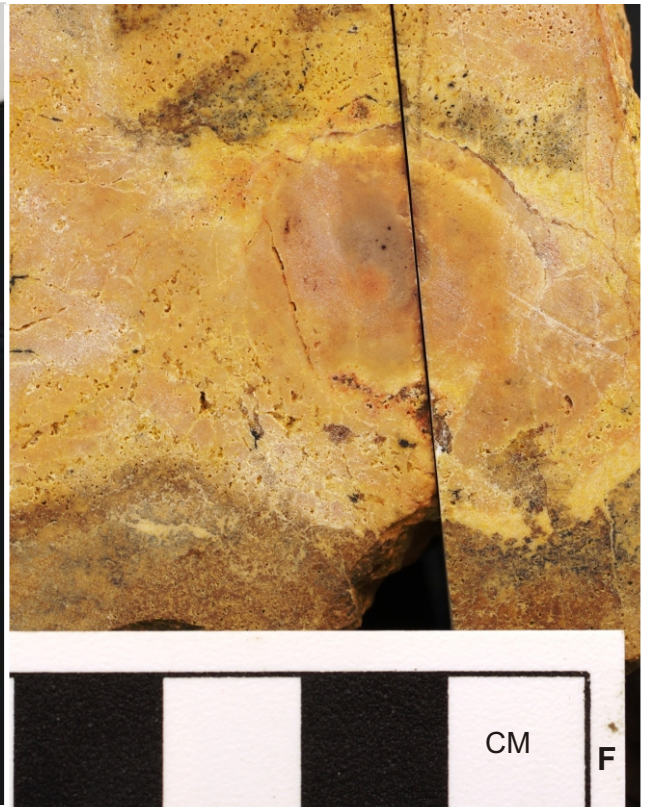
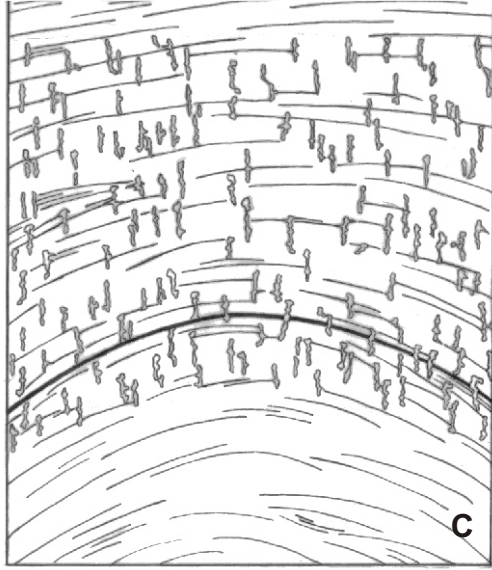
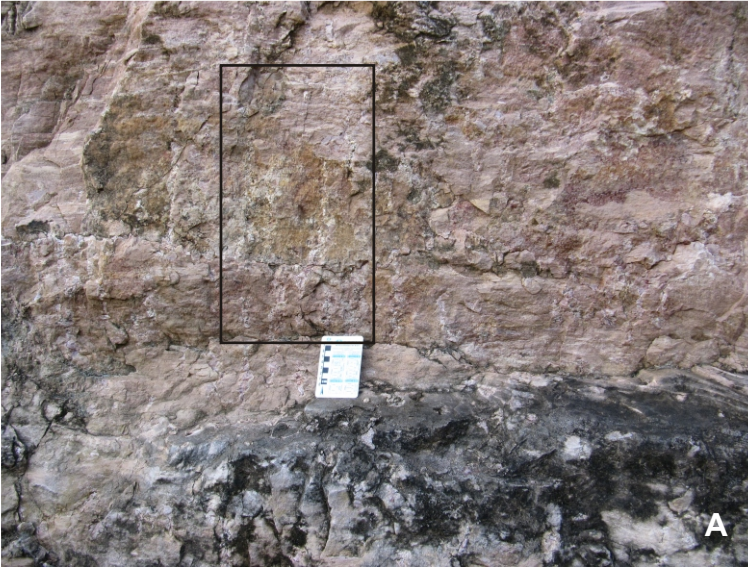


Figura 4.7. Parte superior da Formação Mirassol D'Oeste na pedreira da Mineração Terconi (Ponto 2), Município de Mirassol D'Oeste, MT. Figura A é uma fotomontagem. Escala em A, D e F = 5 cm.

A. Vista de grande bloco caído

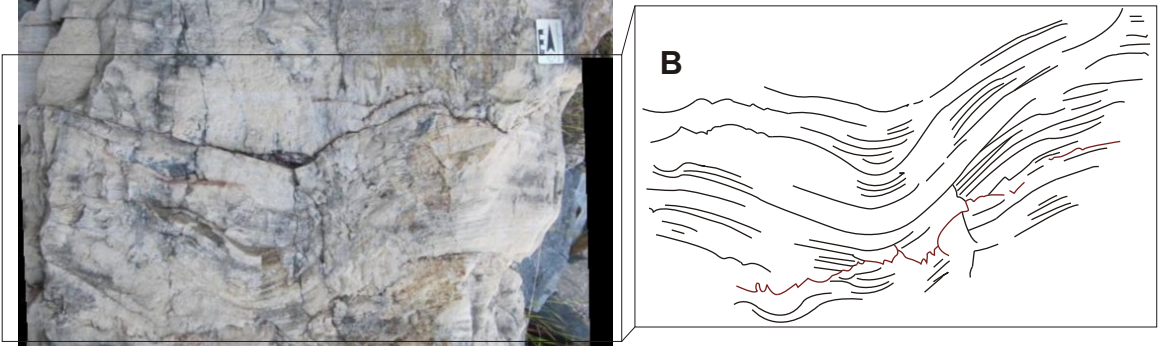
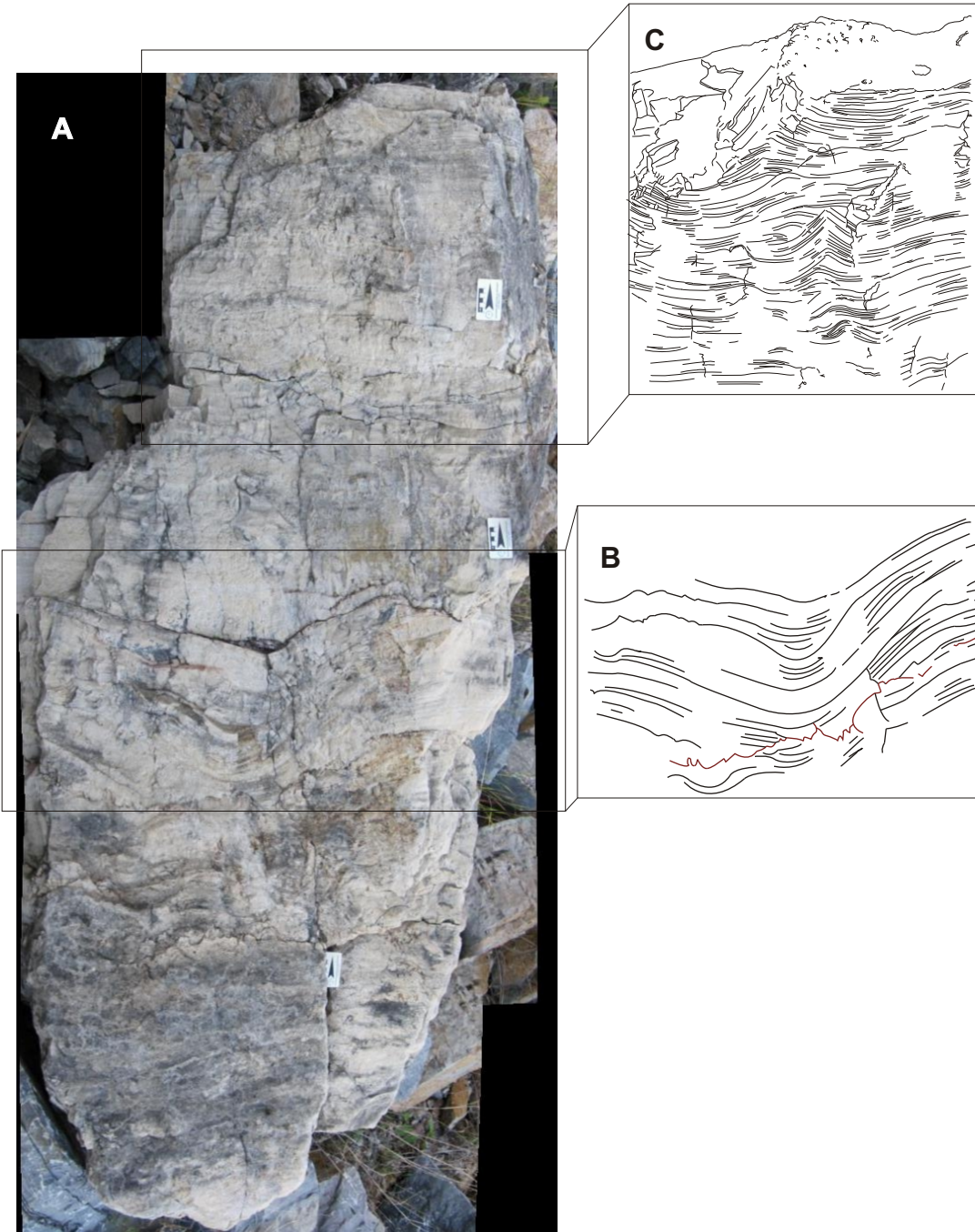
B. Ilustração da laminação microbiana dos estromatólitos irregularmente ondulados que ocorrem acima do intervalo dos estromatólitos.

C. Ilustração da laminação de origem trativa relacionada às megamarcas onduladas.

D. Vista em planta da crista de uma megamarca ondulada.

E. Dois blocos do intervalo de megamarcas onduladas. Bloco menor, do lado esquerdo, é ilustrado em F. No bloco maior observar a lenticularidade da laminação, o deslocamento de cristas de eventos sucessivos e a cor preta do dolomito onde betume preenche a porosidade.

F. Corte através da crista de uma marca ondulada. Linha pontilhada marca a posição de cristas sucessivas (amostra TRF-7).



4.4. Petrografia

Os dolomitos da Formação Mirassol D'Oeste são rochas carbonáticas puras; não foi observado nem silte nem areia de origem terrígena. Os principais componentes da capa carbonática desta formação em sua seção-tipo são peloides, cimento e poros. O preenchimento das estruturas tubulares consiste de espato muito fino, maciço e muito uniforme mas também ocorrem localmente, grumos peloidais e poros. As bordas destas estruturas mostram-se, comumente, modificados por fraturas e estilólitos.

4.4.1. Peloides

Os peloides aparecem soltos nas camadas basais plano-paralelas e nas camadas com megamarcas onduladas no topo da Formação Mirassol D'Oeste (Figura 4.8 A, B, D-I). Na parte intermediária da formação, nos microbialitos, os peloides estão aglomerados em massas compactas ou, mais comumente, em agregados botrioidais ou arredondadas, que serão chamadas de *grumos* neste trabalho (cf. Turner et al., 2000) (Figura 4.9 C, 4.10 C, F-H). Os agregados podem lembrar o que na literatura são chamados de calcimicróbios (Riding, 2000) ou trombos (*thromboides* de Turner et al., 2000), mas diferem dos primeiros em dois aspectos e dos segundos, em um. Ao contrário dos calcimicróbios, os grumos peloidais da Formação Mirassol D'Oeste não apresentam forma arbustiforme nem hábito de crescimento ereto, mas parecem ter se desenvolvido aleatoriamente, em conjuntos de pequenas colônias, sem crescimento polarizado. As massas de grumos nos microbialitos da Formação Mirassol D'Oeste formam lâminas bem diferenciadas, o que as caracteriza como estromatólitos, bem distintos de trombólitos que, por definição, não apresentam laminação nítida.

Os peloides são corpos bem arredondados, equidimensionais, esféricos a elipsoidais, compostos de cristais muito finos (dolomicrita), o que lhes confere aspecto opaco em microscopia de luz transmitida. Diferem de outros componentes aloquímicos como ooides, intraclastos e bioclastos em geral pela ausência de estruturação interna.

Na Formação Mirassol D'Oeste, os peloides variam em diâmetro de poucas dezenas de micra nos microbialitos até tamanhos milimétricos (“megapeloides”) nos estratos lenticulares das megamarcas onduladas (Figura 4.8 D-G). Os grãos no dolomito plano-paralelo finamente laminado da base da formação são ligeiramente maiores que os peloides nos microbialitos e menores que os peloides associados às megamarcas onduladas (Figuras 4.8 A-C). Não está claro se estes grãos, em particular, correspondem a peloides, pois foram parcialmente recristalizados por neomorfismo.

Na base e no topo da formação, nos estratos depositados por processos mecânicos, os peloides tendem a ocorrer como grãos individuais (Figuras 4.8 B, D, E-H), justificando assim a designação textural destas rochas como *packstone* ou *grainstone* (Dunham, 1962). Nos estratos interpretados como microbialitos, os peloides tendem a se agregar ou amalgamar em conjuntos equidimensionais, alongados ou irregulares, com empacotamento frouxo a denso, mas de aspecto geralmente botrioidal (Figuras 4.9 C, 4.10 C, F- H); podem formar massas maiores, densas e maciças, de forma indefinida (Figura 4.10 A, D, E). Esta predominância de grumos peloidais de tamanho, forma e grau de empacotamento diversos na mesma lâmina sedimentar é que sustenta a interpretação destas rochas como *boundstones* microbianos.

O arranjo interno das lâminas mais delgadas na sucessão microbiana da Formação Mirassol D'Oeste difere um pouco da descrição no parágrafo anterior, que caracteriza as lâminas mais espessas. Vê-se, nas lâminas delgadas, que os peloides constituem uma

massa lateralmente mais contínua, menos porosa, e de aspecto mais compacto e menos grumoso (Figura 4.9 A). Dolomicrita é mais importante nestas lâminas, aparecendo entre os peloides e em finas lamelas descontínuas.

Os peloides maiores associados às megamarcas onduladas variam consideravelmente em tamanho dentro e entre lâminas sedimentares. Na Figura 4.8 G, os peloides nesse nível exibem uma série de pontos claros (espato muito fino) em sua parte central que contrasta com a porção periférica, micrítica, que parece ter uma fraca orientação concêntrica. Na Figura 4.8 F dois dos peloides parecem ter sido sofrido fragmentação ou desagregação incipiente ou parcialmente de seu soterramento final.

4.4.2. Cimento

Várias gerações de cimento foram observadas nos dolomitos microbianos da Formação Mirassol D'Oeste. O mais comum é doloesparito muito fino (10-20 μ m), que se formou entre peloides e grumos muito próximos entre si e também como a primeira geração de cimento em torno dos poros maiores (fenestras) (Figura 4.9 A, C). Cristais euédricos de dolomita rômbrica também aparecem junto às bordas das fenestras (Figura 4.9 A).

Muitos poros apresentam preenchimento por um ou poucos cristais espáticos, que podem alcançar vários milímetros, ou maior, especialmente em poros e *vugs* secundários associados às estruturas tubulares nos microbialitos. Pode se distinguir nas Figuras 4.9 D, E, por exemplo, três gerações de cimento tardio, a partir da borda de um grumo peloidal. Da borda para o centro do poro ocorre uma franja zonada de carbonato acicular (originalmente aragonita ou calcita fibrosa) passa para calcita prismática com terminações perfeitas e o espaço restante está preenchido por calcita espática em cristais milimétricos.

4.4.3. Estruturas tubulares

De modo geral, as estruturas tubulares são caracterizadas por bordas claramente definidas e relativamente retas (Figura 4.10), mas podem, no entanto, apresentar certa variação, como, por exemplo, reentrâncias que contornam grumos peloidais do sedimento adjacente (Figura 4.10 G, H), ou bordas algo difusas (Figura 4.10 C) ou, ainda, margens secundariamente alteradas por fraturas (Figura 4.10 D, E) ou dissolução (estilólitos) (Figura 4.10 F).

Petrograficamente, o preenchimento destas estruturas é bem distinto do sedimento em torno delas, pois consiste, via de regra, em doloesparito maciço muito fino e muito uniforme (Figura 4.10 A, B). Podem ocorrer grumos peloidais (Figura 4.10 H), desgarridos, aparentemente, do sedimento ao lado, mas em alguns casos (Figura 4.10 C), tem-se a nítida impressão de que o limite entre o sedimento e o tubo é transicional, com a estrutura grumosa esvanecendo gradativamente tubo a dentro. Em outros lugares, percebe-se estruturação interna junto à borda, ora uma tênue laminação (Figura 4.10 G), ora com aspecto local possivelmente fragmentado (Figura 4.10 D). Contudo com exceção a esta última possibilidade bastante discutível, não foi observado nenhum acúmulo de clastos angulosos dentro dos tubos que pudessem representar fragmentos do sedimento que ocupava o espaço onde a estrutura tubular se instalou. Também é significativo que não há evidência de qualquer tipo de colonização das bordas internas dos tubos, nem por cianobactérias (peloides), nem por calcimicróbios arbustiformes (como ocorre em habitats crípticos em recifes fanerozóicos) (cf. Kobluk, 1988).

Em torno dos tubos, o sedimento pode apresentar coloração diferenciada, clara e escura, como também alterações na estrutura grumosa da rocha (Figura 4.10 A, D, E).

Estes fenômenos, contudo, não mostram nenhum padrão consistente, e por isso são interpretados como de origem diagenética. Também não se observou nenhum tipo de cimento diferenciado incrustando as bordas dos tubos. Neste sentido, a Figura 4.10 H pode parecer problemática, pois ilustra um poro preenchido de espato que contorna um grumo botrioidal da margem e se estende irregularmente para dentro do próprio preenchimento do tubo. Pelo princípio de relações entrecortantes, o poro teria de ser posterior ou contemporâneo ao preenchimento do tubo. Mesmo assim, com base em todas estas observações, parece correto e significativo afirmar que não há evidências de que o tubo teria ficado aberto o tempo suficiente para a colonização microbiana ou a formação de cimento em suas paredes.

Figura 4.8. Fotomicrografias em luz polarizada de lâminas petrográficas representativas das partes basal e superior da Formação Mirassol D'Oeste, no município homônimo, MT. Mineração Terconi (ponto 1 – fotos A-C; ponto 2 – fotos D-I). Nicóis cruzados: B, H. Abreviações: *d* = lâmina delgada; *e* = lâmina espessa.

A-C (Lâmina TRF-5). Laminação plano-paralela da base da formação.

A. Vista geral da alternância de lâminas mais espessas com lâminas mais delgadas e mais micríticas.

B. Detalhe de lâmina mais espessa, predominantemente microespática, com grãos arredondados equidimensionais de tamanho areia fina, parcialmente neomorfizados. Observar poros com cimento em franja e cristais rômnicos de dolomita. Parte central do grão no canto inferior à direita foi dissolvida.

C. Detalhe de lâmina mais delgada, composta predominantemente por grãos micríticos, arredondados equidimensionais (peloides?), do tamanho de silte, separados por espato fino. Porosidade nula.

D, E (Lâmina TRF-7): Laminação típica das megamarcas onduladas, próximo ao topo da formação.

D. Vista geral da laminação, caracterizada pela alternância de lâminas mais espessas (*packstone*) com lâminas mais delgadas e mais micríticas (*wackestone* ou *packstone*) menos porosas.

E. Detalhe da lâmina mais espessa constituída por peloides (do tamanho de silte-areia fina) e cimento espático fino. Observar fenestras.

F-I (Pel 01): Laminação com peloides grandes associada às megamarcas onduladas, próximo ao topo da formação. Alguns poros (preto) estão preenchidos por betume.

F. Vista geral da alternância de lâminas delgadas, mais micríticas, e lâminas peloidais mais espessas, com destaque para a lâmina de peloides grandes (do tamanho de areia média), muito maiores que os peloides na parte basal e intermediária da formação. Observar fragmentação incipiente nos peloides no meio da figura. Linhas tracejadas indicam os limites das laminações.

G. Detalhe de lâmina lenticular de peloides grandes (tamanho de areia média). Observar o baixo grau de compactação dos grãos e o amplo espaço intergranular agora preenchido por espato. Embora ao haja neles uma estruturação interna claramente definida, notar em alguns dos peloides a diferença entre as partes central, mais espática, e periférica, mais micrítica com tênue organização concêntrica.

H. Detalhe de peloide grande. Observar textura cristalina fina (micrita a espato muito fino) e padrão particulado (peloidal muito fino) relativamente uniforme.

I. Detalhe da lâmina abaixo dos peloides grandes em G, mostrando padrão peloidal e fenestras abundantes preenchidas por betume.

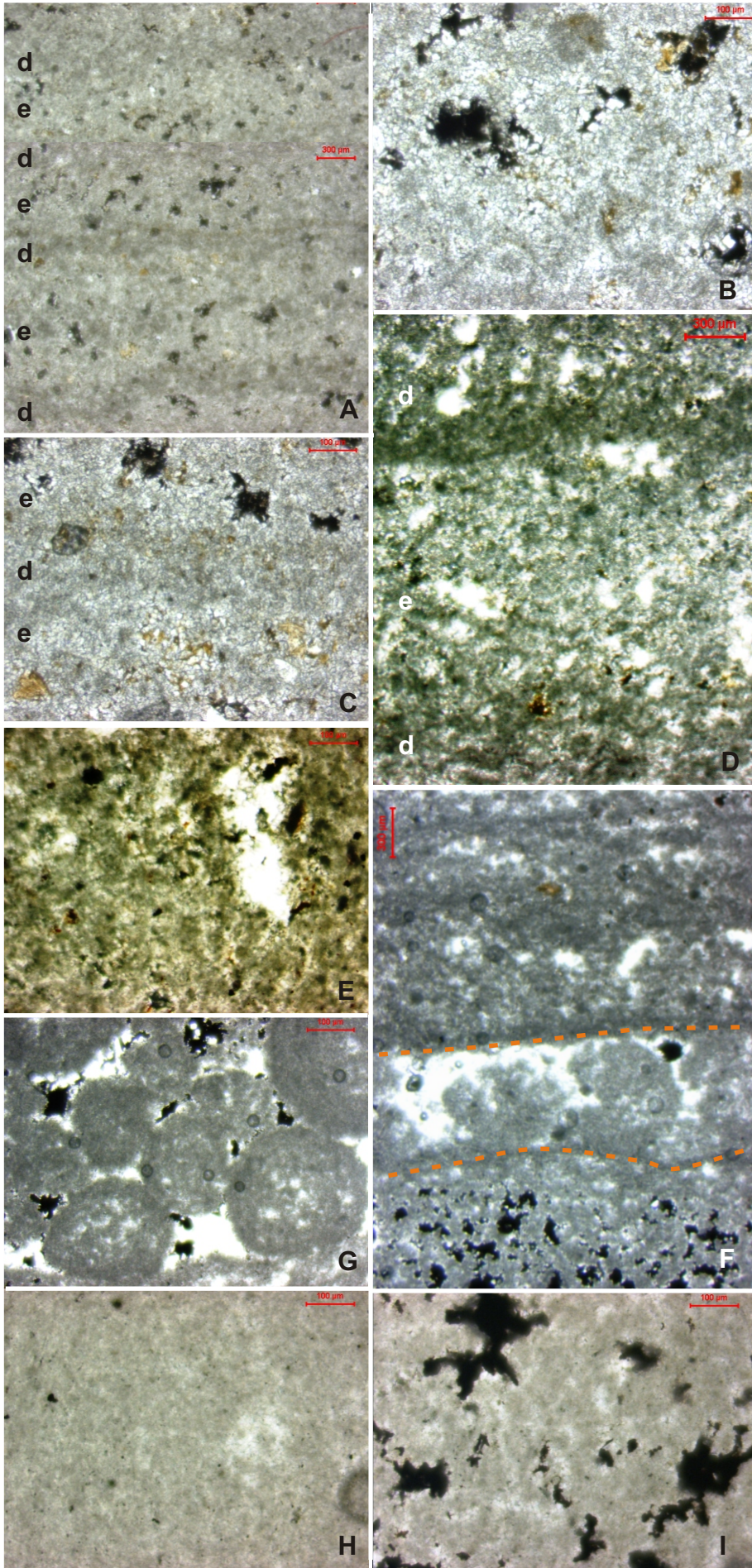


Figura 4.9. Fotomicrografias em luz polarizada de lâminas petrográficas do intervalo estromatolítico da Formação Mirassol D'Oeste, no município homônimo, MT. Mineração Terconi (ponto 2 – fotos A e B); Fazenda Santo Antônio (ponto 3 – fotos C-E), Nicóis cruzadas: C. Abreviações: *d* = lâmina delgada; *e* = lâmina espessa.

A (Lâmina TRF-2): Vista geral da laminação na sucessão estromatolítica da Formação Mirassol D'Oeste. Observar alternância das lâminas, que variam em espessura, na proporção micrita/espato e na quantidade relativa de fenestras (porosidade original).

B (Lâmina TRF-2): Padrão reticulado observado localmente, possivelmente o resultado da micritização de microorganismos filamentosos, ou, mais provavelmente, o produto de neomorfismo incipiente.

C-E (Lâmina FSA-1): Poros e cimento.

C. Fenestra entre peloides agregados em grumos de lâmina espessa. Observar cimento dolomítico em franja e cristais rômnicos de dolomita associados. Parte central é vazia.

D. Poro milimétrico preenchido por três gerações de cimento: 1) acicular, zonado e isópaco; 2) prismático; e 3) espático, grosso.

E. Detalhe de *D.*

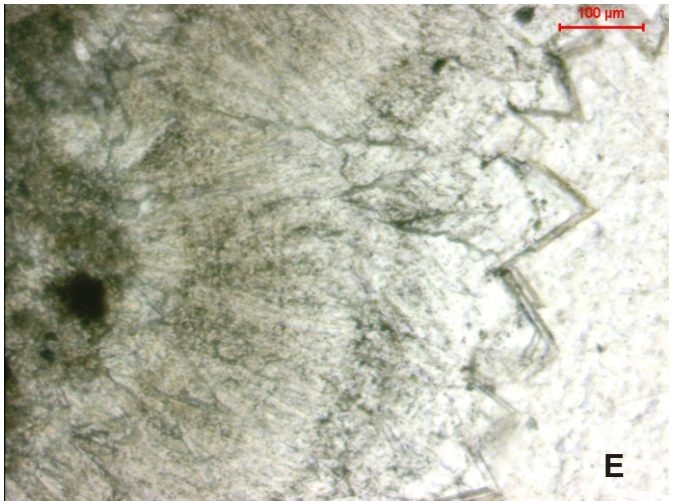
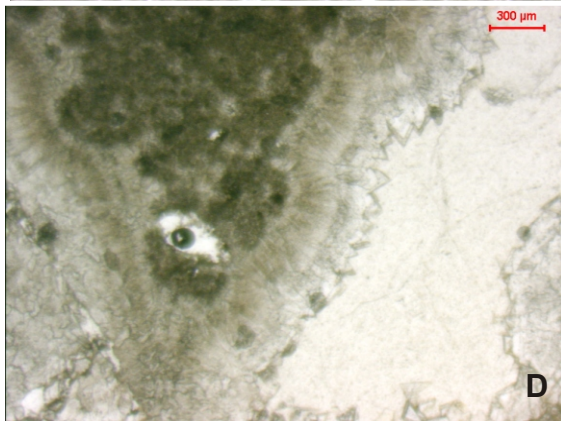
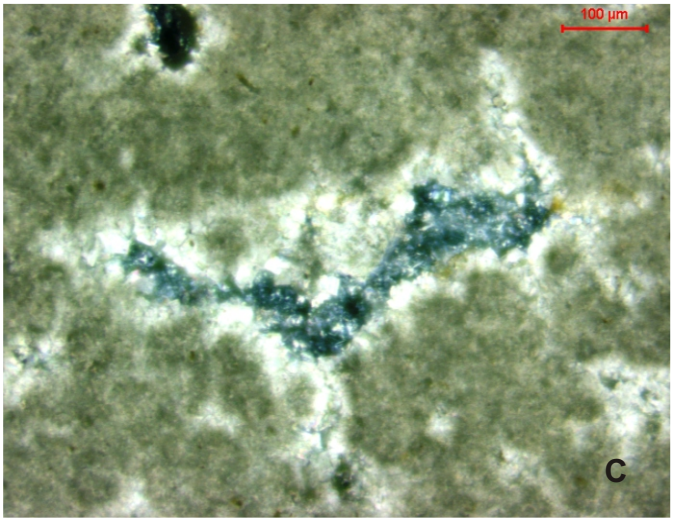
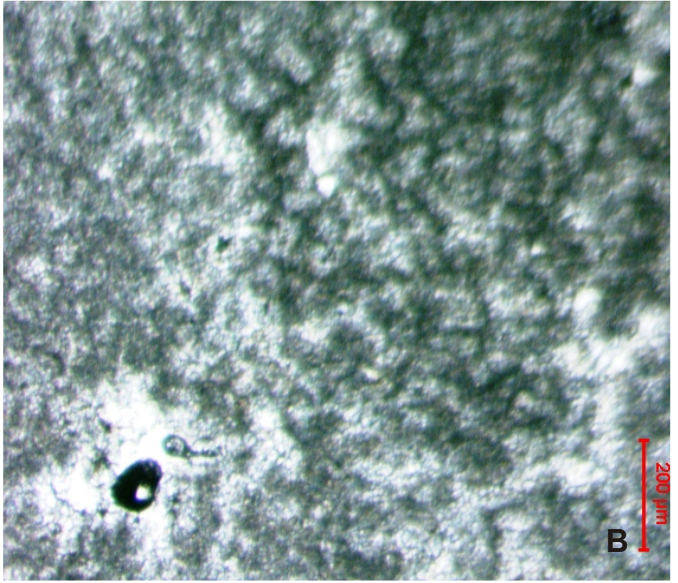
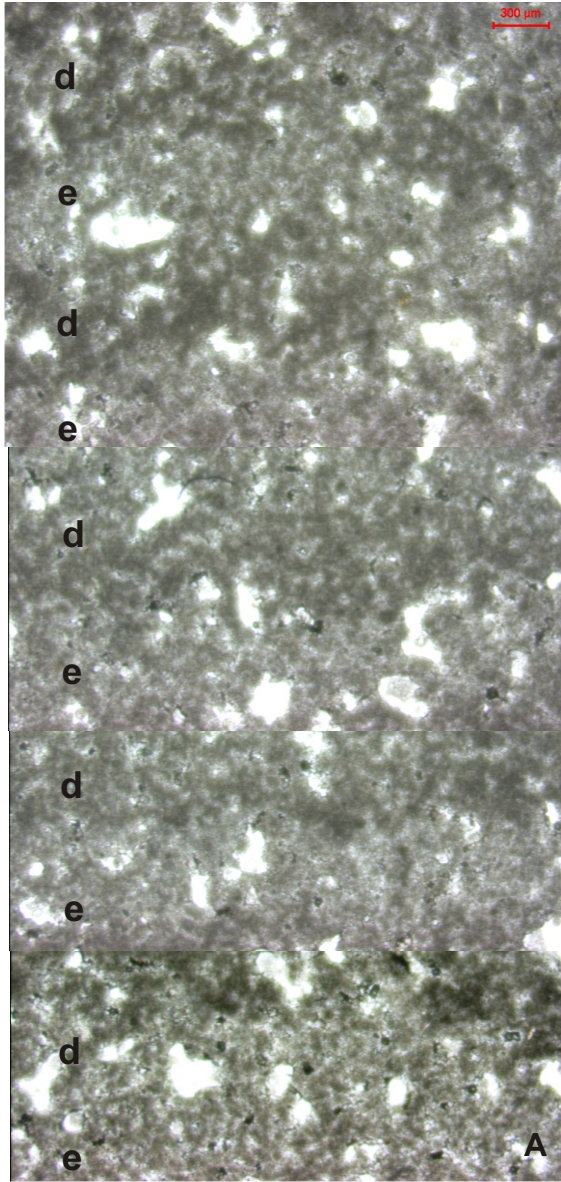


Figura 4.10. Fotomicrografias em luz polarizada de lâminas petrográficas de estruturas tubulares no intervalo estromatolítico da Formação Mirassol D'Oeste, no município homônimo, MT. Mineração Terconi (ponto 1 – fotos A-C; ponto 2 – fotos D-I); Fazenda Santo Antônio (ponto 3 – foto B). Nicóis cruzadas: B, E. Abreviações: *p* = preenchimento das estruturas tubulares; *s* = sedimento em torno das estruturas tubulares; *g* = grumo peloidal.

A. (Lâmina TRF-4) Contato entre sedimento e preenchimento de estrutura tubular. Observar a cor alterada e aspecto maciço do sedimento.

B. (Lâmina FSA-01) Detalhe da textura espática fina típica do preenchimento das estruturas tubulares.

C. Aspecto (reliquiar?) no preenchimento de estrutura tubular parecido com o padrão peloidal grumoso distinto no sedimento adjacente. Observar fenestra desenvolvida no limite entre o sedimento e o preenchimento.

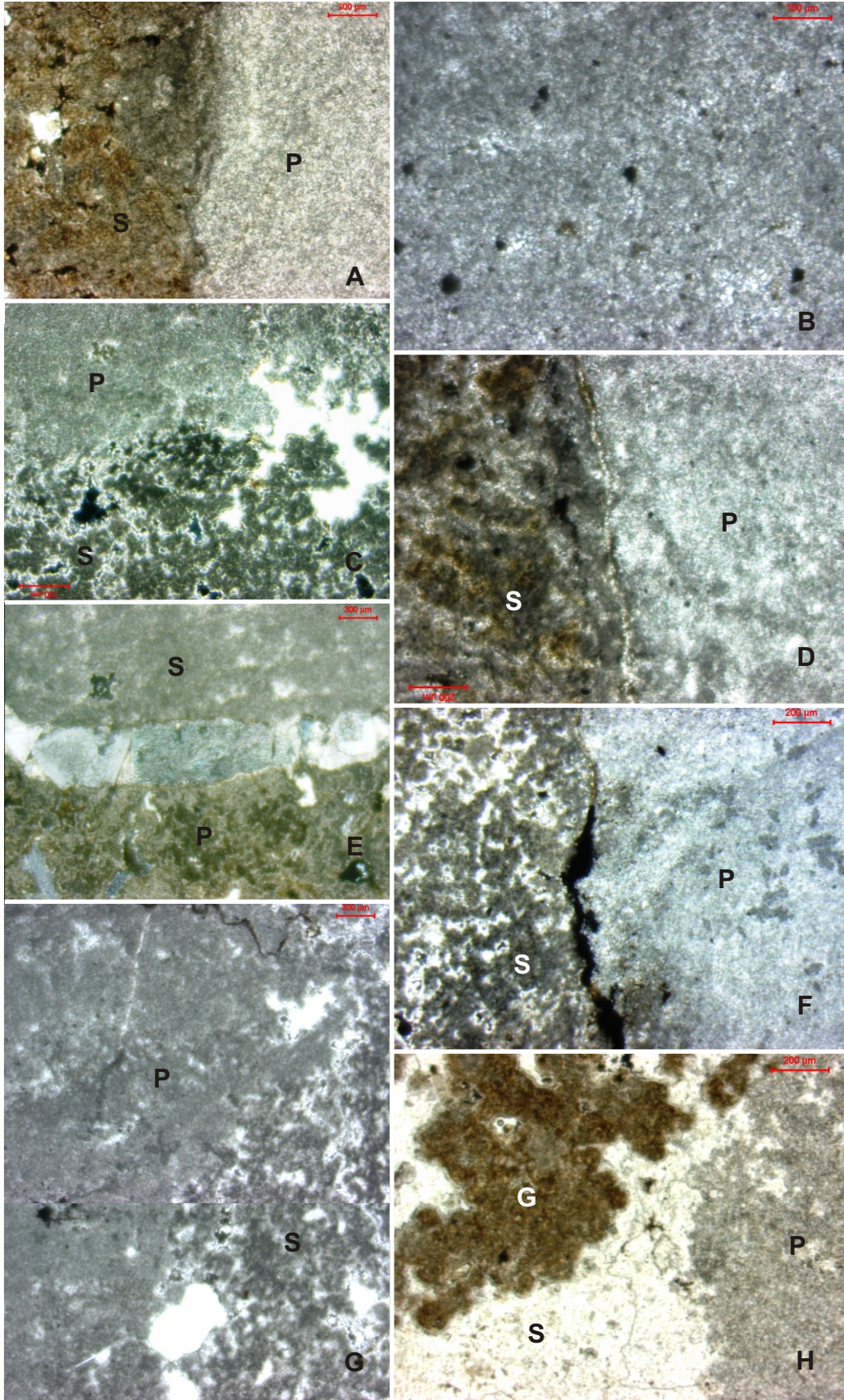
D. Padrão grumoso no sedimento e padrão apagado brechoide no preenchimento de uma estrutura tubular. Uma fratura fina se desenvolveu no contato entre o sedimento e o preenchimento.

E. Fratura preenchida por espato grosso no contato entre o preenchimento de um tubo e o sedimento adjacente.

F. Preenchimento de estrutura tubular com pontos de recristalização incipiente (cinza mais escuro). Observar estilólito (opaco) desenvolvido no contato entre sedimento e preenchimento do tubo.

G. Sedimento peloide grumoso em contato com preenchimento do tubo. Seta indica possível estruturação laminada dentro do preenchimento, fracamente visível entre a fenestra no canto superior, à direita, da figura, e o canto inferior, à esquerda.

H. Grumo peloidalilhado em grande fenestra desenvolvida no contato entre o sedimento e o preenchimento da estrutura tubular.



CAPÍTULO 5

DISCUSSÃO

5.1. Generalidades

Na base do Grupo Araras (Nogueira e Riccomini, 2006), logo acima de seu contato brusco com os diamictitos da Formação Puga, ocorre uma sucessão carbonática de 20 m de espessura, interpretada como uma capa carbonática pós-glaciação marinoana, que se inicia com os dolomitos rosados da Formação Mirassol D'Oeste (15 m), estendendo-se para os 5 m basais da Formação Guia, sobrejacente (Hoffman et al., 1998; Nogueira et al., 2003; Ridgwell et al., 2003; Santos et al., 2004; Halverson et al., 2005; Narbonne, 2005; Alvarenga et al., 2007; Allen & Etienne, 2008; Meert & Lieberman, 2008). Esta interpretação é sustentada pela posição estratigráfica dos carbonatos diretamente acima de diamictitos glaciomarinhos em contato brusco, porém concordante (Nogueira et al., 2003); por dados quimioestratigráficos, exemplificados pelo valor negativo de $\delta^{13}\text{C}$ do carbonato (-5‰_{PDB}) (Nogueira et al., 2003; Font et al. 2006) e pela razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a 0,7082 (Halverson et al., 2005); e pela presença de uma constelação de feições sedimentológicas já observadas em outras capas carbonáticas pelo mundo e reconhecidas como restritos, temporal e estratigraficamente, ao período imediatamente após eventos glaciais do Neoproterozoico, e cuja origem seria coerente com a recuperação paleoclimática proposta no modelo do *Snowball Earth* (Hoffman et al., 1998; Ridgwell et al., 2003; Nogueira et al., 2003). Estas feições incluem uma proporção significativa de estratos de origem microbiana (estromatólitos), estruturas tubulares (“*tubestones*”), peloides descomunalmente grandes (megapeloides) e megamarcas onduladas desenvolvidos nos dolomitos rosados finos da

Formação Mirassol D'Oeste, bem como crostas (*cementstones*) e leques (*crystal fans*) macroscópicas de cristais aciculares de aragonita (agora calcita) na parte basal do calcário calcítico da Formação Guia.

A formação de capas carbonáticas dolomíticas diretamente em cima de diamictitos glaciogênicos é explicada pelas conseqüências da rápida elevação de temperaturas em escala global, talvez até 50°C em média (comparada à média atual em torno de 14°C). A causa deste aumento, postulada pelo modelo *Snowball* de glaciação (Hoffman & Scharg, 2002), teria sido um efeito estufa extremo provocado pelo acúmulo de CO₂ vulcanogênico durante uma glaciação de ampla magnitude, que culminou em condições extremamente áridas. Sem índices pluviométricos globais significativos e sem exposições rochosas, o intemperismo químico (que consome CO₂ atmosférico), praticamente cessou nos continentes. Em conseqüência das altas temperaturas, teria havido degelo generalizado dos mantos de gelo sobre os continentes e oceanos, elevação do nível do mar, afogamento das margens continentais e saturação dos oceanos em CaCO₃ (Hoffman et al., 1998; Ridgwell et al., 2003; Nogueira et al., 2003).

No caso da margem sul e sudoeste do cratón Amazônico em geral, e nos afloramentos estudados nesta dissertação em particular, a transgressão marinha promovida pelo degelo marinoano teria gerado extensas rampas carbonáticas (Nogueira & Riccomini, 2006), onde foi depositado, primeiro, o dolomito da base da Formação Mirassol D'Oeste, em finas lâminas plano-paralelas, com truncamento por ondas de baixo ângulo, em *onlap* diretamente em cima da superfície irregularmente ondulada do topo do diamictito glaciomarinho da Formação Puga. A contínua elevação do nível do mar aumentou o espelho de água na região, criando condições no fundo de águas calmas, abaixo do nível de

base de onda, mas, na aparente ausência de carga siliciclástica significativa em suspensão, bem iluminadas, dentro da zona fótica (Nogueira *et al.* 2003).

5.2. Sucessão microbiana da Formação Mirassol D'Oeste

Sob essas novas condições, comunidades microbianas fotossintetizantes, dominadas por cianobactérias, colonizaram o fundo e estabeleceram extensas esteiras orgânicas sobre os depósitos plano-paralelos iniciais, dando origem aos estromatólitos estratiformes, dômicos e irregularmente ondulados que ocupam a parte intermediária da Formação Mirassol D'Oeste. Corroborando este cenário, Font *et al.* (2006) concluíram que matéria orgânica recobria a interface água/sedimento e que o ambiente era de baixa energia, pelo menos até a formação de megamarcas onduladas, próximas ao topo da formação, comentadas mais abaixo (Figura 2.7).

Que as rochas desta sucessão devem ser consideradas microbialitos (estromatólitos) é sustentado pelas seguintes observações: não se observam no arcaibouço destas rochas nem silte nem areia siliciclástica e nem grãos carbonáticos aloquímicos de outra origem (ooides, intraclastos, extraclastos, etc.), a não ser peloides individuais ou em grumos, acompanhados de quantidades subordinadas de matriz micrítica e fenestras, ao longo de todo o intervalo em discussão. Isto sugere uma considerável constância e simplicidade nos fatores físico-químicos responsáveis pela formação de toda esta sucessão. Os peloides nas lâminas mais delgadas se encontram envolvidos e interligados por uma massa micrítica à semelhança de esteiras microbianas micritizadas. Nas lâminas mais espessas, observa-se uma variedade muito grande no tamanho e grau de empacotamento interno dos grumos e massas de peloides, que não seria esperada em acúmulos regidos por processos hidrodinâmicas. A espessura e alternância das lâminas são parecidas com o que se vê em estromatólitos

modernos e antigos (cf. Walter, 1976). Os estratos deste intervalo exibem formas macroscópicas dômicas e onduladas com relevos sinópticos (distância vertical entre o ponto mais baixo e o ponto mais alto de uma lâmina na estrutura) altos de 25 a 30 cm e de 6 cm, respectivamente, e distribuição irregular sobre o fundo, ao contrário de estruturas sedimentares hidrodinâmicas.

Conclui-se deste conjunto de observações, portanto, que os componentes destas rochas se formaram por processos químicos e físicos simples e constantes atuantes no local, sem contribuições alóctones ou transporte lateral significante. Interpretamos a sucessão como composta de *boundstone microbiano*, formado *in situ* pelo crescimento de esteiras compostas de cianobactérias cocoidais reunidas em colônias arredondadas individuais ou aglomeradas. Não ausência do registro de fenômenos hidrodinâmicos ou químicos no local que pudessem explicar a uniformidade tanto nos componentes aloquímicos, como na constituição e alternância das lâminas delgadas e espessas, propõe-se aqui que o fator mais importante no estabelecimento dos padrões observados nestas rochas teria sido biológico, especificamente, a taxa de crescimento dos microorganismos nas esteiras. Alternâncias deste tipo poderiam ter envolvido mudanças regulares, talvez anuais, na luminosidade (maior ou menor nebulosidade, alternância sazonal no ângulo de inclinação do eixo terrestre) ou na temperatura da água (relacionada a pulsos de degelo?) que teriam favorecido ora microorganismos de crescimento em colônias globosas (lâminas mais espessas), ora microorganismos envolvidos por mucilagem intercolonial e de crescimento mais lento.

Os estromatólitos na Formação Mirassol D'Oeste consistem de formas lateralmente contínuas e morfológicamente simples, aqui designadas de estromatólitos estratiformes, dômicos e irregularmente ondulados. Ao longo dos dez metros da sucessão microbiana

ocorrem estromatólitos estratiformes com estruturas dômicas, de métricas em tamanho com relevo de poucos decímetros, e irregularmente espalhadas lateral e verticalmente até dois ou três metros do topo da sucessão. Neste ponto, os domos dão lugar a um intervalo estratiforme que passa rapidamente para formas onduladas, comumente assimétricas, de tamanho diverso e muito irregularmente distribuídas lateral e verticalmente. Estas, por sua vez, são recobertas por estratos não microbianos, com megamarcas onduladas. Não foram observadas formas oncolíticas ou colunares, nem evidências de exposição ou de superfícies significativas de erosão.

As formas dômicas e as formas irregularmente onduladas parecem resultar de processos distintos - os domos em águas calmas em função do crescimento localmente mais intenso da comunidade microbiana, e as ondulações irregulares possivelmente sob a influência das ondas que começaram revolver o fundo ao fim da fase microbiana na Formação Mirassol D'Oeste. De fato, teria sido o retrabalhamento do fundo por estas ondas que teriam destruído as últimas esteiras na sucessão e soterrado a sucessão, como está explicado em maior detalhe abaixo no sub-capítulo que conta a história da sedimentação da capa carbonática.

Os peloides representariam, essencialmente, restos micritizados de colônias microbianas equidimensionais, ora mais soltas ou agregados em grumos (nas lâminas mais espessas), ora ligeiramente menores e envolvidas por quantidades proficuas de mucilagem (nas lâminas mais delgadas). Alternativamente, a dolomicrita nestas lâminas poderia representar uma lama carbonática trazida em suspensão talvez, mas neste caso, seria de esperar mais lama também entre os peloides e grumos das lâminas mais espessas.

É significativo, no presente caso, que os poros e fenestras entre peloides parecem ter se formado juntamente com o crescimento e amalgamação de colônias microbianas, pois as

fenestras, via de regra, preservam a forma externa botrioidal dos peloides e costumam apresentar uma franja de cimento doloespático muito fino, diageneticamente muito precoce (Flügel, 1992). Assim, a porosidade fenestral proeminente nas lâminas mais espessas representaria, em grande parte, os espaços entre colônias, enquanto sua raridade nas lâminas mais delgadas talvez se deva à maior proporção de mucilagem (agora micritizada) entre as colônias. De acordo com Hoffman et al. (1980), porém, fenestras em laminações estromatolíticas indicariam pontos de acúmulo de gás derivados da degradação de esteiras mortas. Mesmo nas águas abaixo da base de ondas em Mirassol D'Oeste, a presença de gás pode ter sido um fator na manutenção destes poros abertos até a litificação das esteiras, dependendo da pressão deste gás e da impermeabilidade conferida às esteiras pelas substâncias poliméricas extracelulares (mucilagem) secretadas pelos microrganismos habitantes destas esteiras. Voltaremos a este assunto mais adiante na discussão da formação das estruturas tubulares na Formação Mirassol D'Oeste.

A composição quase que exclusivamente dolomítica, textura cristalina muito fina e boa preservação de estruturas primárias (laminação, peloides, poros) e do cimento doloespático muito fino nas bordas das fenestras, bem como a ausência em geral de evidências de substituição, sugerem uma origem primária para a dolomita da Formação Mirassol D'Oeste. Por analogia com processos geoquímicos observados em microbialitos atuais na Lagoa Vermelha (Estado do Rio de Janeiro), Font et al. (2006) interpretaram a origem desta dolomita como primária e diretamente relacionada ao metabolismo de bactérias decompositoras redutoras de sulfato na parte anóxica das esteiras microbianas (cf. Vasconcelos et al. 2006). Valores de $\delta^{18}\text{O}$ no carbonato (Font et al. 2006) são coerentes com um ambiente anóxico para a formação da dolomita e micritização dos peloides da Formação Mirassol D'Oeste (Mozley & Burns, 1993; Mazzullo, 2000). Assim, enquanto

prosseguiam o crescimento das colônias microbianas e a produção contínua de mucilagem na superfície, decompositores anaeróbicos nas esteiras, pouco abaixo da superfície, consumiam a matéria orgânica morta, induzindo a precipitação de dolomita, aproximadamente na mesma taxa da produção primária. Desta maneira, a renovação das partes orgânicas superficiais era acompanhada pelo litificação das esteiras com microrganismos mortos e com comunidades biológicas com elevada taxa de mortalidade e baixa taxa de reprodução, com boa preservação de sua estrutura peloidal e laminar.

5.3. Mega marcas onduladas

Os estratos marcados pela presença de megamarcas onduladas (Figura 4.7) e megapeloides (Figura 4.8 d-g) nos últimos três metros da Formação Mirassol D'Oeste, representam uma ocorrência sedimentológica desconhecida fora do contexto das capas carbonáticas neoproterozoicas em níveis estratigraficamente homólogos no Brasil, na Austrália, no Canadá, na Namíbia e em Svalbard (Allen & Hoffman 2005). Representam, aparentemente, uma situação talvez paradigmática na história geológica relacionada à rápida transição entre extremos climáticos.

Eles foram descritos, inicialmente, como estruturas *tepee* (James et al., 2001). Contudo, não exibem padrões de plataforma poligonal ou *breccias*, nem zonas de cristas cimentadas, típicas dos *tepees* convencionais. Estas estruturas resultam da expansão volumétrica de crostas de sais debaixo de sedimentos superficiais incipientemente litificados em ambientes evaporíticos (Aitken, 1991; Porter et al., 2004; Kendall & Warren, 1987), em nada parecidos com os ambientes postulados para a Formação Mirassol D'Oeste.

O modelo de *Snowball Earth* explica a formação destas estruturas da seguinte forma: O abrupto aquecimento paleoclimático ao fim da glaciação Marinoana teria

desencadeado o degelo global e, conseqüentemente, uma elevação eustática considerável no nível dos oceanos. A alta média mundial de temperatura nesta época, comentada anteriormente, teria provocado furacões extremos, designados de “*hypercanes*” (Allen & Hoffman, 2005). As ondas imensas associadas a essas tempestades teriam gerado as megamarcas onduladas e os megapeloides pela ação oscilatória intensa junto ao fundo, como está detalhado abaixo na história deposicional da formação.

5.4. Estruturas tubulares

Estruturas tubulares, essencialmente idênticas às descritas nesse trabalho, são conhecidas em capas carbonáticas neoproterozóicas marinoanas na Califórnia, Namíbia, Alasca e Mongólia (Hoffman *et al.* 2009). Estas estruturas, da mesma forma das megamarcas e megapeloides discutidos acima, aparentemente são restritas na história da Terra ao contexto temporal e paleoclimático dos episódios imediatamente posteriores às glaciações postuladas pelo modelo “*SnowBall Earth*”. São três as principais hipóteses para sua origem: como icnofósseis, estruturas discordantes formadas pelo escape de fluidos ou espaços construídos paulatinamente junto à sedimentação estromatolítica (Cloud, 1968, Cloud *et al.* 1974; Hoffman *et al.* 1998; Kennedy *et al.* 2001; Corsetti & Grotzinger, 2005; Font *et al.*, 2006).

Estruturas tubulares na capa carbonática do Dolomito Noonday em Death Valley, Califórnia, são as mais bem documentadas e discutidas na literatura e serviram de base para as três hipóteses listadas acima para sua gênese. O dolomito de Noonday é composto de domos gigantes que chegam a 60 metros de altura por 140 m de comprimento. Estes domos são interpretados como estruturas biossedimentares gigantes, com relevo sinóptico de até 50 m, depositadas após a glaciação Marinoana. Os tubos estão intimamente associados a

esses domos, principalmente, a sua parte central onde ocorrem em grande número, distantes milímetros a centímetros entre si, orientados verticalmente, mas sem ordem aparente em sua distribuição. Apresentam diâmetros centimétricos e comprimentos que podem chegar a mais de 1 metro. O preenchimento dos tubos, dolomicrita, exhibe evidências de uma laminação côncava, submilimétrica. No microscópio, o contato entre o tubo e o sedimento é brusco e percebe-se um empacotamento de estruturas peloidais grumosas junto à parede do sedimento (Cloud et al., 1974; Corsetti & Grotzinger, 2005).

Inicialmente, Cloud (1968) comparou as estruturas tubulares ao icnofóssil *Skolithos*, que é caracterizado por tubos subcilíndricos, verticais, geralmente muito abundantes, de diâmetro milimétrico e com paredes lisas, segmentadas ou estriadas. Posteriormente, este autor reconheceu as incongruências nesta hipótese, tendo em vista que o registro confiável de icnofósseis e metazoários só se iniciou mais de 30 Ma após o fim da glaciação Marinoana.

Em seguida, Cloud et al. (1974) propuseram que as estruturas tubulares teriam sido geradas pelo escape de fluidos decorrentes da morte e decomposição dos microrganismos (e mucilagem associada) das esteiras microbianas responsáveis pela construção dos gigantescos domos estromatolíticos. Para estes autores, interpretaram o preenchimento teria se infiltrado nos tubos quando os estromatólitos foram soterrados. No contato entre o tubo e a matriz estromatolítica, Cloud et al. (1974) observaram empacotamento de peloides em grumos, interpretados por eles como estruturas comprimidas pelo fenômeno formador dos tubos. Posteriormente, Hoffman et al. (1998) e Kennedy et al. (2001) sugeriram escape de gases em vez de líquidos, como o mecanismo de formação das estruturas tubulares da Namíbia.

Por outro lado, Corsetti & Grotzinger (2005) reexaminaram as feições tubulares no dolomito Noonday e interpretaram-nas como depressões formadas entre estromatólitos em períodos de baixa taxa de acúmulo de sedimentos e preenchidas, posteriormente, durante eventos episódicos de taxas sedimentares mais altas.

Para chegar a essa conclusão, estudaram as estruturas tubulares e seus contatos com o dolomito adjacente. A laminação dolomítica com fenestras preenchidas por espato no entorno do tubo foi interpretada como composta por estruturas calcimicrobianas geradas por cianobactérias. O empacotamento de estruturas grumosas na matriz, interpretadas por Cloud et al. (1974) como estruturas comprimidas quando do surgimento dos tubos, foram reinterpretadas como grumos gerados pelo crescimento dendrolítico de cianobactérias, junto à depressões intra-estromatolíticas, em ambiente de baixa sedimentação. Outra evidência coerente com essa interpretação seria o contato aparentemente abrupto quando visto sob estereomicroscópio, mas difuso quando observado em lâminas petrográficas. A laminação côncava submilimétrica do preenchimento dos tubos foi interpretada como produto de sedimentação mais intensa. Algumas lâminas estromatolíticas que atravessam os tubos representariam a colonização dos tubos parcialmente preenchidos pelas esteiras.

As estruturas tubulares na Formação Mirassol D'Oeste foram descritas pela primeira vez por Nogueira (2003) e atribuídas ao escape de gases de origem microbiana, associada ao crescimento e morte das esteiras estromatolíticas. Em trabalho posterior, Font et al. (2006) descartaram o escape de gás metano ao deparar que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do preenchimento da estrutura tubular e da laminação estromatolítica adjacente à estrutura eram muito semelhantes e não muito disparos se o metano tivesse contribuído carbono ao carbonato do preenchimento.

Com a descrição pormenorizada dessas estruturas no capítulo anterior, comparamos os resultados obtidos com os modelos propostos para a formação dessas estruturas. Não existem evidências para interpretar essas estruturas como icnofósseis. Embora a forma subarredondada das estruturas tubulares em planta e seu diâmetro centimétrico lembrem o icnogênero *Skolithos*, a irregularidade das estruturas tubulares em perfil nada se assemelha aos tubos lisos típicos do icnogênero. Além disso, até o momento, não há nenhum registro de fóssil no Grupo Araras que possa sustentar a hipótese de formação destas estruturas pela atividade de metazoários (cf. Hidalgo et al., 2008).

A gênese das estruturas contemporaneamente ao crescimento dos estromatólitos em espaços intra-estromatolíticos também não é evidenciada nas observações da Formação Mirassol D'Oeste. O preenchimento maciço dos tubos de Mirassol D'Oeste difere do preenchimento com laminações côncavas das estruturas tubulares do Noonday e no presente trabalho a uniformidade de tamanho dos cristais de doloespato nos tubos sugere duas possibilidades para sua origem, ou como silte/lama carbonática ou como cimento. Pode-se praticamente eliminar de consideração uma origem por neomorfismo (microespato) de um sedimento carbonático precursor, porque este processo é notório por produzir texturas granulométricas irregulares. A interpretação de origem por precipitação nas depressões intra-estromatolíticas, como cimento, parece menos favorecida, quando se leva em conta o volume de material dentro dos tubos, a ausência tanto de incrustações em suas bordas como de zoneamento centrípeto dentro do preenchimento. Adicionalmente, o fato de haver tantos poros vazios dentro do sedimento adjacente não parece coerente com a idéia do preenchimento dos tubos por cimento espático. Seria de esperar que grande parte da porosidade na rocha adjacente aos tubos também fosse preenchida pelo mesmo evento, o que não é evidenciado aqui.

Além disso, essa hipótese não explica o porquê das estruturas tubulares aflorarem na parte central dos domos estromatolíticos. Se fossem depressões intra-estromatolíticas, esperar-se-ia uma distribuição muito mais aleatória pelos microbialitos, laminação transversal nos tubos, e pontos de origem e término mais regulares, o que não se observa na Formação Mirassol D'Oeste.

Resta, então, a possibilidade de que o preenchimento tenha sido um fenômeno de origem mais mecânica do que química, por exemplo, a infiltração de lama de uma fonte acima, ou sedimento modificado *in situ*, ou, possivelmente, injetada de níveis estratigraficamente abaixo dos tubos. Um processo mecânico foi proposto, de fato, por Cloud et al. (1974), quando atribuíram a formação das estruturas tubulares ao escape de fluídos sob alta pressão.

Porém, não há evidências de laminação microbiana truncada ou intraclastos da laminação estromatolítica no preenchimento destas estruturas na Formação Mirassol D'Oeste. A explicação mais favorável parece-nos, portanto, que foi o próprio sedimento do tubo que foi desagregado e preencheu a estrutura tubular, já que estruturas reliquiares, semelhantes aos grumos de peloides no sedimento, são encontrados no preenchimento dos tubos. Em vista destas observações, o escape de fluídos é a hipótese que parece explica melhor a gênese das estruturas tubulares examinadas neste estudo.

5.5. História deposicional da capa carbonática

Nogueira (comunicação pessoal, julho 2010) oferece a seguinte interpretação para a deposição da capa carbonática (inclusive a parte calcária da Formação Guia). Os depósitos glaciomarinheiros do final da Formação Puga teriam sido entregues no local por *icebergs* oriundos dos mantos de gelo sobre os continentes da época. A transgressão pós-glacial que resultou do degelo afogou a superfície irregular dos diamictitos e logo isolou a área de estudo de áreas emersas que poderiam servir de fontes de material siliciclástico (terrígeno). Com o aumento da temperatura da água e subsequente saturação dos oceanos em carbonato em solução, depositaram-se, por *onlap* sobre a Formação Puga, os dois metros basais dos dolomitos da Formação Mirassol D'Oeste, na forma estratos plano-paralelos, finamente laminados, com superfícies de truncamento de baixo ângulo, indicativos de ação de ondas. O topo da Formação Puga era tão irregular que teria formada barreiras que protegiam os primeiros sítios de deposição dolomítica nas depressões desta superfície.

Na medida em que o nível de mar subia, o fundo nestes sítios ficava cada vez mais profundo e eventualmente deixou de ser revolvido pela ação de ondas na superfície. Mesmo assim, devido à quase ausência de partículas siliciclásticas em suspensão, ainda permaneceu dentro da zona fótica, o que permitiu que fosse intensamente colonizado por comunidades de microorganismos bentônicos fotossintetizantes (sobretudo, cianobactérias, formadoras de esteiras orgânicas), e bactérias decompositoras associadas, que reduziam sulfatos e induzindo a precipitação de dolomita primária. Nestas águas calmas, ainda protegidas da ação das tempestades extremamente violentas da época, desenvolveu-se, assim, uma sucessão de dolomitos primários, que chegaria, eventualmente, a 10 metros de

espessura, composta de estromatólitos estratiformes com estruturas dômicas irregularmente espalhadas lateral e verticalmente até próximo de seu topo.

Com o contínuo aumento do nível do mar, o efeito protetor das antigas barreiras deixou de existir. Desta forma, a região passou a ser assolada por tempestades de grande magnitude, e os estromatólitos, talvez em função dos efeitos das imensas ondas desenvolvidas na superfície, passaram a apresentar formas muito irregularmente onduladas e comumente assimétricas. Eventualmente, o fundo foi atingido pela ação das bases de ondas gigantes que revolveram, intensamente, os sedimentos estromatolíticos apenas litificados de forma incipiente. Como resultado da ação predominantemente oscilatória destas ondas junto ao fundo, as camadas superficiais foram desagregadas e as partículas dolomíticas e orgânicas diminutas assim produzidas colocadas em suspensão. Neste contexto, parte da carga em suspensão foi reaglutinada em megapeloides milimétricos, e, juntamente com o resto da carga, depositados em camadas de até mais de um metro de espessura, caracterizadas pelo empilhamento de megamarcas onduladas de cristas paralelas, mas de distribuição irregular. A passagem destas tempestades aniquilou as comunidades microbianas responsáveis pela construção dos estromatólitos e a precipitação de dolomita primária.

Enquanto isso, o nível do mar continuava a subir. Entretanto, com a perda das comunidades fotossintetizantes e as bactérias redutoras de sulfato associadas, carbonato de cálcio passou a ser depositado junto ao fundo como incrustações e leques de cristais de aragonita, posteriormente, invertida para calcita..

5.6. Tempo de deposição da capa carbonática de Mirassol D'Oeste

Esta é uma questão fundamental para podermos compreender a dinâmica da transição entre o que, provavelmente, foram os climas mais extremos na história da Terra desde o Hadeano. Nogueira et al. (2003) interpretaram o contato irregular, com grande quantidade de lobos e reentrâncias, entre o diamictito da Formação Puga e o dolomito da Formação Mirassol D'Oeste, como o resultado do rápido acúmulo da capa carbonática, da ordem de dezenas de milhares de anos, e seu afundamento dentro de sedimentos glaciomarinhos (agora diamictitos) plásticos e ainda não litificados. No mesmo ano, Trindade et al.(2003) descobriram inversões magnéticas ao longo da seqüência da capa carbonática que os levaram a estimar um período muito mais longo para a sedimentação carbonática, provavelmente, centenas de milhares de anos, com base na freqüência de inversões paleomagnéticas conhecidas no Cenozoico. Font et al (2010) levaram em consideração a taxa anual de acúmulo de dolomita primária observado em esteiras microbianas na Lagoa Vermelha e obtiveram uma nova estimativa de 10.000 a 400.000 anos para os 20 metros da capa carbonática, baseada na pressuposição de que toda a capa resultou da precipitação de dolomita em função do metabolismo de bactérias redutoras de sulfato, o que não nos parece completamente válido como será comentado mais adiante.

Font et al. (2010) julgaram as lâminas na capa como depósitos anuais, o que, com base na constância da alternância e composição interna da laminação e ausência de evidências de erosão ou exposição nos estromatólitos, é, no mínimo, uma consideração interessante, mas somente para os 10 metros do intervalo microbiano. Os 2 metros basais (dolomito plano-paralelo) e os 3 metros finais (megamarcas onduladas) exibem estruturas de acúmulo por processos trativos e não microbianos, o que torna inapropriado utilizar o

modelo da Lagoa Vermelha para estimar o tempo necessário para seu acúmulo. Da mesma maneira, os 5 metros basais da Formação Guia, que completam a capa, formaram-se por processos muito diferentes, como pela precipitação inorgânica de crostas e leques de cristais de aragonita.

Mas a idéia de um ciclo anual para formar um par de lâminas delgadas e espessas talvez explique melhor o caráter tão uniforme da laminação estromatolítica da Formação Mirassol D'Oeste, na qual o fator mais significativo parece ter sido biológico, isto é, a taxa de crescimento das esteiras nos dois tipos de lâminas, como discutido acima. Um período anual para a formação de um par de lâminas sugere efeitos ligados, talvez, a diferenças sazonais em nebulosidade (cobertura de nuvens), luminosidade (ângulo de incidência da luz) ou, provavelmente, quantidades de águas frias de degelo entrando o sistema, todos fatores que poderiam ter afetado a dominância de espécies nas esteiras. Pressupondo, então, que cada par de lâminas teria acumulado em um ano, pode-se utilizar das espessuras máximas e mínimas observadas para as lâminas delgadas e espessas e calcular a duração mínima e máxima necessária para a acumulação dos 10 m de estromatólitos. Com efeito, o par de lâminas teoricamente mais grossa teria 4,3 mm e a mais fina, 0,6mm. Dividindo 10 m por estes valores anuais sugere um período entre 2.500 e 16.700 anos para formar a sucessão de estromatólitos na Formação Mirassol D'Oeste. Se os sedimentos nos 2 metros basais e 3 metros superiores da formação, que não são estromatólitos, se formaram *em algum outro lugar* pelo mesmo processo microbiano e foram então retrabalhados e transportados para o Mirassol D'Oeste, o período mínimo necessário para a formação dos 15 metros de dolomito, seria entre 3.750 a 25.000 anos, valores semelhantes aos propostos por Nogueira et al. (2003) e os valores mínimos de Fonte et al. (2010).

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Imediatamente após a glaciação Marinoana há, aproximadamente, 635 Ma, formou-se na parte intermediária da capa carbonática representada pela Formação Mirassol D'Oeste um pacote de dez metros de *boundstones* dolomíticos, formados pelo crescimento de colônias de microrganismos fotossintetizantes agregados em extensos biofilmes (esteiras) mucilaginosos aderidos ao substrato. Bactérias decompositoras nas partes em decomposição destas esteiras reduziam sulfato, induzindo a precipitação precoce de dolomita primária, que transformava as colônias mortas em peloides e a matéria orgânica amorfa (mucilagem) em micrita interpeloidal. Estromatólitos estratiformes e dômicos desenvolveram-se num ambiente plataformal protegido, de águas calmas, abaixo do nível de base de ondas de tempestades, mas bem iluminadas, sem silte ou areia terrígenas (siliciclásticas) em suspensão ou fontes próximas de outros componentes aloquímicos (ooides, intraclastos, etc.). Ao longo do tempo de formação dos estromatólitos, e de toda a Formação Mirassol D'Oeste, o nível do mar subia e eventualmente expôs a região à ação destrutiva de ondas gigantes geradas em mar aberto durante os “hiper-furacões” peculiares ao clima extremamente quente da época pós-glacial. A chegada das primeiras tempestades deste tipo talvez seja registrada nas formas irregularmente onduladas de estromatólitos que caracterizam a parte superior da sucessão microbiana na formação. Bastaram poucas tempestades realmente grandes para por fim ao ecossistema bentônico microbiano e soterrar a sucessão estromatolítica de baixo de alguns metros de sedimentos. Muito deste sedimento pode ter sido gerado no local pelo retrabalhamento das esteiras e estromatólitos

incipientemente litificados e a reorganização em peloides de diversos tamanhos a partir do material desagregado mantido em suspensão pelas mesmas ondas destruidoras.

As curiosas estruturas tubulares associadas às estruturas estromatolíticas nesta e em várias outras capas carbonáticas no mundo continuam sem explicação satisfatória. Uma origem relacionada ao crescimento de esteiras microbianas, postulada para estruturas semelhantes no Dolomito Noonday, não encontra aplicação no caso da Formação Mirassol D'Oeste. E uma origem pelo escape de metano oriundo da decomposição das esteiras microbianas em profundidade esbarra nas evidências isotópicas que mostram valores semelhantes demais de $\delta^{13}\text{C}$ entre o sedimento cortado e o preenchimento dos tubos. Contudo, no presente caso, a restrição destas estruturas às partes mais altas das estruturas dômicas e as evidências de que os tubos não ficaram vazios sugerem uma possível origem pelo escape de fluidos (gases e/ou líquidos), que, impedidos pelos biofilmes microbianos de passar diretamente pela interface sedimento/água, teriam aproveitado a porosidade fenestral dos sedimentos para se concentrar nos pontos mais altos da topografia do fundo oceânico da época, ou seja, nos domos estromatolíticos. Talvez, ao atingir áreas menos consolidados nos domos, estes fluidos teriam passado borbulhando pelo sedimento, reduzindo-o, com o tempo, a uma lama doloespática maciça e alguns grumos peloides mais resistentes que acabariam por preencher o próprio tubo, o que conservaria o sinal de $\delta^{13}\text{C}$ do sedimento adjacente.

Para verificar essa hipótese teria que se estudar mais detalhadamente a morfologia dos tubos e, em especial, como e onde essas estruturas começam e terminam, tanto vertical, como lateralmente, procurar estágios iniciais e intermediários em seu desenvolvimento e realizar análises isotópicas de detalhe nos diversos tipos de preenchimentos e em série a partir das bordas dos tubos.

Este estudo contribui para a compreensão do período imediatamente após a glaciação Marinoana no Brasil, pois permitiu identificar eventos que podem ser resumidos nas três linhas-mestres se estabelecem os padrões da história geológica do planeta – tendências seculares, eventos cíclicos e eventos de importância singular. Para começar, o próprio intervalo em questão parece ter sido quase único em suas características, como evidenciado pela série única de feições sedimentológicas associadas às capas carbonáticas marinoanas. Segundo, identificou-se aqui um padrão secular no desenvolvimento da sucessão estromatolítica e sedimentos sobrejacentes da Formação Mirassol D'Oeste que coadunam com observações prévias que sugeriram uma contínua elevação do nível do mar durante a formação da capa. Como foi demonstrado acima, a passagem dos estromatólitos de estratiformes para dômicos para irregularmente ondulados e depois para sedimentos caracterizados por megamarcas onduladas é coerente com os efeitos do aumento do espelho da água sobre a plataforma e a conseqüente exposição do sítio de deposição a tempestades oceânicas extremas. Por fim, a impressionante alternância de lâminas delgadas e espessas constituídas de peloides micrita e fenestras em proporções diferentes levou à interpretação de uma possível ciclicidade anual para a formação da laminação estromatolítica e uma estimativa da ordem de 10^3 a 10^4 anos para a sedimentação microbiana, coerente com outras tentativas para a Formação Mirassol D'Oeste, baseadas em outras linhas de raciocínio.

Referências bibliográficas:

- Aitken, J.D. 1991. Two Late Proterozoic glaciations, Mackenzie Mountains Northwest Canada. *Geology*, 19: 445-448.
- Allen, P.A.; Hoffman, P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, 433: 123-127.
- Allen, P.A.; Etienne, J.L. 2008. Sedimentary challenge to *Snowball Earth*. *Nature Geoscience*, 1: 817-825.
- Almeida, F. F. M. 1945. Ocorrência de *Collenia* em dolomitos da Série Corumbá. *Notas Preliminares e Estudos, Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, 116: 1-11.
- Almeida, F.F. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Geologia do Estado de São Paulo. Boletim*, 41: 182.
- 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.; Filho, A. T.; Campos, D. A. (Ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-193.

- Alvarenga, C.J.S.; Santos, R.V.; Dantas, E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 131 (1-2): 1-21.
- Alvarenga, C.J.S.; Figueiredo, M.F.; Babinski, M.; Pinho, F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 236–241.
- Alvarenga, C.J.S.de, Boggiani, P.C., Babinski, M., Dardenne, M.A., Figueiredo, M.F., Santos, R.V., Dantas, E.L., 2009. The Amazonian Palaeocontinent. *In*: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.), *Neoproterozoic–Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on Southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology*, 16: 15–28.
- Allwood, A.; Walter, M.R.; Kamber, B.S.; Marshall, C.P.; Burch, I.W. 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. *Nature*, 441: 714-718.
- Awramik, S.M. 1971. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance. *Science*, 174: 825-827.
- Awramik, S.M. 1991. Archaean and Proterozoic stromatolites. *In*: Riding, R. (ed.) *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag, p. 289-304.

Awramik, S.M. 2006. Respect for stromatolites. *Nature*, 441: 700-701.

Awramik, S.M.; Margulis, L. 1974. *Stromatolite Newsletter*, 2:5.

Babinski, M.; Kaufman, A.J. 2003. First direct dating of a neoproterozoic post-glacial cap carbonate. IV South American Symposium on Isotope Geology. Abstracts, 1: 321-323.

Babinski, M.; Trindade, R.I.F.; Alvarenga, C.J.S.; Boggiani, P.C.; Liu, D.; Santos, R.V.; Brito Neves, B.B. 2006. Chronology of Neoproterozoic ice ages in central Brazil. V South American Symposium on Isotope Geology. Abstract: 303-306.

Bertrand-Sarfati, J.; Walter, M.R. 1981. Stromatolite biostratigraphy. *Precambrian Research*, 15(3-4): 353-371.

Black, M. 1933. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B*, 222: 165-92.

Boggiani, P. C. 1997. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Mato Grosso do Sul). 181 p. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Boggiani, P.C.; Ferreira, V.P.; Sial, A.N.; Babinski, M.; Trindade, R.I.F.; Aceñolaza, G.; Toselli, A.J., Parada, M.A. 2003. IV South American Symposium on Isotope Geology. Abstracts, 1: 324-327.

- Boggiani, P. C.; Alvarenga, C.J.S. 2004. Faixa Paraguai In Geologia do Continente Sul-Americano, editado por Virginio Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso Dal Ré Carneiro e Benamin Bley de Brito-Neves. São Paulo, SP: BECA. 1: 113-118.
- Brelaz, L.C.; Nogueira, A.C.R.; Truckenbrodt, W. 2009. Microfácies e sequência da capa calcária (base da Formação guia), região de Mirassol D'Oeste, MT, Sul do Cráton Amazônico. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico. Resumos, 1: 70.
- Caldeira, K.; Kasting, J.F. 1992. The life span of the biosphere revised. *Nature*, 360: 721-723.
- Corsetti F.A. & Grotzinger J.P. 2005 Origin and Significance of Tube Structures in Neoproterozoic Post-glacial Cap Carbonates: Example from Noonday Dolomite, Death Valley, United States. *Palaios*, **20**(4):348-362.
- Cloud, P. Pre-metazoan evolution and the origins of Metazoa. *In*: Drake, E.T. Evolution and environment. New Haven: Yale University Press, 1968. p. 1-72.
- Cloud, P. Wright, L. A.; Williams, E. G.; Diehl, P.; Walter, M. R. 1974. Giant Stromatolites and Associated Vertical Tubes from the Upper Proterozoic Noonday Dolomite, Death Valley Region, Eastern California. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 1869-1882.

- Doemel, W.N.; Brock, T.D. 1974. Bacterial stromatolites: origin of laminations. *Science*, 184:1083-1085.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed). *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. Vol.1, p. 21-108.
- Evans, D.A.D. 2000. Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox. *American Journal of Science*, 300: 347-433.
- Font E., Nédélec, A.; Trindade, R.I.F.; Macouin, M.; Charrière, A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters* 250: 89–103.
- Font E., Nédélec, A.; Trindade, R.I.F.; Moreau, C. 2010. Fast or slow melting of the Marinoan snowball Earth? The cap dolostone record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 215–225.
- Flügel, E. Carbonate diagenesis. *In: Flügel, E. Microfacies analysis of limestones*. Berlin: Springer-Verlag, 1982. p. 92-94.

Gaucher, C.; Boggiani, P.C.; Sprechmann, P.; Sial, A.N.; Fairchild, T.R. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumba Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, 120: 241-278.

Garret, P. 1970. Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals. *Science*, 169:171-173.

Halverson, G.P.; Hoffman, P.F.; Schrag, D.P.; Maloof, A.C.; Rice, A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, 117(9-10): 1181-1207.

Hegenberger, W., 1993. Stratigraphy and sedimentology of the late Precambrian Witvlei and Nama Groups, east of Windhoek. Geological Survey of Namibia, Memoir 17.

Hennies, W.T. - Geologia do Centro Norte Matogrossense. Escola Politécnica Universidade de São Paulo - Tese de Doutorado em Engenharia - São Paulo - 1966.

Hidalgo R.L.L, Petri S., Nogueira A.C.R. 2008. Post-Sturtian and Early Ediacaran microfossils of carbonates sequences in Brazil. *In: IAS Meeting of Sedimentology*, 26th, Bochum, Resumo digital.

Hyde, W. T.; Crowley, Baum, S. K.; Pelitier, W. R. 2000. Neoproterozoic “Snowball Earth” simulations with a coupled climate/ice sheet model, *Nature*, 405, 425-430.

Hoffman, P.F.; Pearson, D.A. B.; Wilson, B. H. 1980. Stromatolites and fenestral fabric in Early Proterozoic Huronian Supergroup, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 17: 1351- 1357.

Hoffman, P.F.; Kaufman, A.J.; Halverson, G.P. 1998a. Comings and goings of global glaciations on a neoproterozoic tropical platform in Namibia. *GSA Today*, 8(5): 1-9.

Hoffman, P.F.; Kaufman, A.J.; Halverson, G.P.; Schrag, D.P. 1998b. A Neoproterozoic *Snowball Earth*. *Science*, 281: 1342-1346.

Hoffman, P.F.; Pope, A.; Mackinnon, K.A. 2009. Tubestone stromatolites as “geoplumb” indicators, with application to Marinoan (635 Ma) glacioeustasy on the foreslope of the Otavi carbonate platform, Namibia.

Hoffman, P.F.; Li, Z.X. 2009. A paleogeographic context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277(3-4): 158-172.

Hofmann, H. *In*: Walter, M.R. (ed). *Stromatolites*. Netherlands: Elsevier, 1976. *Developments in Sedimentology* 20. p. 193-249.

- Hofmann, H.F.; Jackson, G.D. 1987. Proterozoic ministromatolites with radial-fibrous fabric. *Sedimentology*, 34(6): 963 – 971.
- Hoffman P.F. & Schrag D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, 14:129-155.
- James, N.P., Narbonne, G.M. & Kyser, T.K., 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Canadian Journal of Earth Science* 38, 1229-1262.
- Kalkowsky, E., 1908. Oolith und Stromatolith im nord-deutschen Buntsandstein. *Z. dt. geol. Ges.* 60: 68–125.
- 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.
- 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.
- Kirschvink, J.L. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the *Snowball Earth*. In: *The Proterozoic Biosphere*. Schopf, J. W.; Klein, C. (eds.) New York: Cambridge Univ. Press, 1992. pp. 51-52.

- Krumbein W.E. 1983. *Microbial Geochemistry*.- Blackwell, Oxford, 330 p. Margulis et al., 1981.
- Margulis, L.; To , L. T.; Chase, D. 1981. Microtubules, undulipodia and Pillotina spirochetes, *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 361 p. 356–368.
- Mazley, P. S.; Burns, S. J. 1993. Oxygen and Carbon Isotopic Composition of Marine Carbonate Concretions: An Overview. *Journal of Sedimentary Research.* 63.
- Mazzullo S.J. 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 70:10–23.
- Mendes, J. C.; Petri, S. 1975. Pré-Cambriano. *Geologia Histórica, Enciclopédia Brasileira.* v. 4. Biblioteca Universitária, Geociências/Geologia. Instituto Nacional do Livro. MEC, Brasília, p.26-33.
- Meert, J.G.; Lieberman, B.S. 2008. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran–Cambrian radiation. *Gondwana Research*, 14: 5-21.
- Moczyłowska, M. 2008. New records of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Research*, 167: 71-92.

- Monty, C.L.V. The origin and development of cryptalgal fabrics. *In*: Walter, M.R. (ed). Stromatolites. Netherlands: Elsevier, 1976. Developments in Sedimentology 20. p. 193-249.
- Narbonne, G.M. 2005. The Ediacara Biota: Neoproterozoic Origins of Animals and their Ecosystems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33: 421–42.
- Nogueira, A. C. R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- Nogueira, A.C.R. 2009. Capa carbonática neoproterozoica no sudoeste do Cráton Amazônico. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico, Cuiabá. Resumos, 1: 69.
- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C. 2001. High-frequency / low amplitude eustatic parasequences in Neoproterozoic Alto Paraguai basin (Mato Grosso, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73: 463–464.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Fairchild, T.R., 2003. Soft-sediment deformation at the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): conformation of rapid icehouse to greenhouse transition in *snowball Earth*. *Geology*, 31: 613–616.

- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozoico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(4): 576-587.
- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C. 2009. Redescrição e redefinição do Grupo Araras no sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico. Resumos, 1: 69.
- Pinho, F. E. C.; Chemale Jr., F. Relação Cráton Amazônico x Faixa Paraguai – vestígios de uma margem ativa durante o Neoproterozóico. 2009. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico. Resumos, 3: 59.
- Planavsky, N.; Reid, R. P.; Lyons, T.W.; Myshrall, K.L.; Visscher, P.T. 2009. Formation and diagenesis of modern marine calcified cyanobacteria. *Geobiology*, 7: 566–576.
- Porter, S. M., Knoll, A. H. & Affaton, P. 2004. Chemostratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates from the Volta Basin, West Africa. *Precambr. Res.* 130, 99–112.
- Riding R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algalmats and biofilms. *Sedimentology*, 47:179–214.
- Ridgwell, A.J.; Kennedy, M.J.; Caldeira, K. 2003. Carbonate deposition, climate stability, and Neoproterozoic ice ages. *Science*, 302:859-862.

Romero, G.R.; Fairchild, T.R.; Petri, S.; Nogueira, A.C.R. 2009. Estromatólitos do Grupo Araras: evidências biogênicas pós-glaciação neoproterozoica no sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico. Resumos, 1: 73.

Santos, R.V.; Alvarenga, C.J.S.; Babinski, M.; Ramos, M.L.S.; Cukrov, N.; Fonseca, M.A.; Sial, A.N.; Dardenne, M.A.; Noce, C.M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 27-39.

Sallun Filho, W. 1999. Análise dos estromatólitos do Grupo Itaiococa (Proterozóico), ao sul de Itapeva, SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado: 126 pp.

Schopf, J.W., 1994, The oldest known records of life: Early Archean stromatolites, microfossils, and organic matter: in Bengtson, S., ed., *Early life on Earth*: New York, Columbia University Press, p. 193-206.

Schopf, J.W. Archean Paleobiology *In*: Schopf, J.W.; Klein, C. (eds). *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study*. New York : Cambridge University Press, 1992. p. 195-218.

- Semikhatov, M.; Raabens, M. 1994. Dynamics of global diversity of Proterozoic stromatolites, 1, Northern Eurasia, China and India. *Strat. Geol. Correl.*, 2: 492-513.
- Semikhatov, M.; Raabens, M. 1996. Dynamics of global diversity of Proterozoic stromatolites, 2, Africa, Australia, North America and general synthesis. *Strat. Geol. Correl.*, 4: 24-50.
- Shinn, E.A. 1983. Tidal flat environment. In: *Carbonate Depositional Environments* (Eds A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore), *AAPG Mem.*, 33: 171–210.
- Soares, J.L.; Nogueira, A.C.R.; Truckenbrodt, W. 2009. Deformações sin-deposicionais na capa carbonática neoproterozoica da região de Tanagará da Serra - MT. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico. *Resumos*, 1: 70.
- Trindade R.I.F., Font E., D'Agrella-Filho M.S., Nogueira A.C.R., Riccomini C. 2003. Lowlatitudeand multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova*, 15(6):441-446.
- Turner, E.C.; James, N.P.; Narbonne, G.M. 2000. Taphonomic control on microstructure in Early Neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites. *Palaios*, 15: 87-111.
- Walker, J.C.G. 2001. Strange weather on Snowball Earth. *Earth System Processes Global Meeting*, Session No. T5. Disponível em: http://gsa.confex.com/gsa/2001ESP/finalprogram/abstract_7029.htm.

Walter, M. R., 1976: *Developments in Sedimentology* 20, *Stromatolites*, 790 p. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

Walter, M.R. 1977. Interpreting stromatolites. *American Scientist*, 65(5): 563-571.

Walter, M.R.; Heys, G.R.1985. Links between the rise of the metazoa and the decline of stromatolites. *Precambrian Research*, 29(1-3): 149-174.

Walter, M.R.; Grotzinger, J.P.; Schopf, J.W. Proterozoic stromatolites. *In*: Schopf, J.W.; Klein, C. (eds). *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study*. New York : Cambridge University Press, 1992. p. 253-260.

Zaine, M. F. 1991. Análise dos fósseis da parte da faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental.. 215p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências , Universidade de São Paulo, São Paulo.

Zaine, M.; Fairchild, T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW do Brasil. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Anais 1: 797-807.