

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**GEOBIOLOGIA DE MICROBIALITOS DO EDIACARANO DA FAIXA
PARAGUAI E SUL DO CRATON AMAZÔNICO (MS E MT): IMPLICAÇÕES
PALEOAMBIENTAIS, PALEOECOLÓGICAS E ESTRATIGRÁFICAS**

Guilherme Raffaeli Romero

Orientador: Prof. Dr. Thomas RichFairchild

TESE DE DOUTORADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2015

Versão Corrigida

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

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

Romero, Guilherme Raffaelli

Geobiologia de microbialitos do Ediacarano da Faixa Paraguai e sul do Craton Amazônico (MS e MT): Implicações paleoambientais, paleoecológicas e estratigráficas. / Guilherme Raffaelli Romero. - São Paulo, 2015.

215 p. + anexos.

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Fairchild, Thomas Rich

1. Paleontologia 2. Estromatólitos 3.
Ediacarano I. Título

*“Dedicado ao futuro,
com honra ao passado”*

Neil Peart

AGRADECIMENTOS

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

À Universidade de São Paulo, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP, processos 2010/02677-0 e 2012/1331-8), ao programa de Pós-graduação de Geoquímica e Geotectônica do IGc-USP e Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pelo apoio logístico e financeiro.

Ao meu orientador Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild por ter me dado a oportunidade de realizar esta pesquisa de doutoramento, abrindo muitas portas que permitiram todas as condições para o desenvolvimento de um bom trabalho, auxiliado por suas sugestões técnicas, incentivos e principalmente por sua amizade, bom humor e críticas sinceras.

Ao Prof. Dr. Setembrino Petri por ter todo seu apoio, críticas, discussões e principalmente por todo seu interesse genuíno, irrestrito e sincero nesta pesquisa. Todo o aluno de pós-graduação em paleontologia do IGc-USP tem uma formação privilegiada por conviver com o senhor, muito obrigado!

Ao Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira pelas críticas e sugestões em vários momentos da tese, sempre regadas de bom humor e boas ideias e por me apresentar e permitir trabalhar junto de seu grupo de estudos na UFPA (GSED). Um grande abraço aos amigos do GSED do Instituto de Geociências da UFPA, Hudson, Valber, Salem, Formiga, Jose, JB, Joelson e em especial a Roberto Cesar Barbosa e Isaac Rudnitzki por ceder à morada do Forte do Pavor quando estive em Belém.

Aos amigos e colaboradores Isaac Rudnitzki, Evelyn Aparecida Sanchez Bizan e Luana Morais, pelo incentivo, ideias, correções e mais correções de meus textos, principalmente durante os “tempos de atlas”, muito de minha confiança nos resultados e discussões apresentadas nesta tese foram devido à contribuição destas pessoas. Meu mais sincero e efusivo obrigado a vocês, e espero trabalhar com vocês por muito tempo ainda.

A professora Dr. Mirian Liza Alvez Forancelli Pacheco pelos anos de amizade, brigas, mau humor, cafés, brigas, cafés e mais cafés, mas principalmente pela amizade que desenvolvemos e por ter pensando em minha carreira me abrindo muitas portas.

A minha formação recebeu, sem dúvida, um importante acréscimo com o convívio com o grupo de pesquisadores formado por alunos e ex-alunos programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do IGc-USP, com os companheiros mais próximos de sala e amigos Mst. Bruno Becker, sempre crítico e que me auxiliou com alguns desenhos da tese, com Gustavo Evangelista Prado com o senso de humor e ajuda na fase final para montar esta tese, Gabriel GABSSS Osés, por sua teimosia, interesse e ajuda no trabalho da Formação Sepotuba que ainda está em andamento, Dr. Felipe Figueiredo, Dr. Lucas Warren, Dra. Fernanda Quaglio, Dr. Cleber Calça; Dr. Bernardo Tavares Freitas, Mst. Gisele Utida, Dr. Arthur Chahud, Mst. Victor Badaró, entre outros.

Aos amigos Dr. Fabio Rodrigues (IQ) e Dr. Douglas Galante (LNLS) pela ajuda, crítica e pela possibilidade de aprender a organizar eventos e pelas discussões, muito obrigado!

Aos professores doutores Willian Sallum Filho e Paulo César Boggiani por críticas na banca de qualificação desta tese. Acredito que o texto final demonstra que o exame de qualificação serviu para definir um melhor enfoque nesta tese. A Professora Doutora Juliana de Moraes Leme Basso pelas oportunidades de monitoria e pelo conhecimento adquirido. Ao engenheiro Dr. Isaac Jamil Sayeg, não só pela sua disponibilidade em me atender no laboratório de microscopia eletrônica, mas principalmente pela amizade que desenvolvemos ao longo desses anos.

Agradeço também os funcionários do IGC- USP, em especial os funcionários da gráfica e da secretária de pós-graduação por todo auxílio durante o período de minha pós-graduação.

O mundo é cinza sem amigos. Mesmo com a vida nos levando para diferentes caminhos sempre agradeço o convívio e a amizade de Rodrigo Campos, Sergio André Castelanni, Raone Botteon, Ari Pinheiro, Sara Santos, Marize Schons, Raquel Caparroz, Leandro Lopes, Gabriel Soares, Liliane Pazini Soares, Luzo Dantas, Marcus Reis, Leonardo Carvalho, Sergio Henrique dos Santos, Barbara BABS Medeiro Silva, Silvio

Yuji, Rafael Cassati, Sabrina Pascoli, Wagner Terra da Rocha e se eu esqueci alguém fica aqui meu mea culpa.

Ao conselho, Lucas da Rocha Suíça Lima, Fernando Tumulto Cassaro, Fernando Chapola Henrique Polo e Lory Presidenta dos Santos Cruz e Silva pelas discussões, piadas, cervejas, piadas e mais piadas que me fizeram me distrair nos melhores e piores momentos de desenvolvimento deste documento.

Em alguns dos momentos mais difíceis da tese recorri aos escritos de duas pessoas que muito me influenciaram, Neil Peart e Steve Hogarth, obrigado por tudo.

E por último, mas mais importante, a minha família Valter Romero, Ivone Raffaeli Romero e Mariana Raffaeli Romero por todos os anos de sacrifício que me permitiu chegar neste volume. Nenhuma palavra que conheço indica o amor incondicional que eles demonstraram por mim, seria necessária uma nova palavra para expressar meu agradecimento a eles por todos estes anos.

Resumo

A Faixa Paraguai é uma faixa de dobramentos neoproterozoicos ao sul do Cráton Amazônico. No Brasil, está, localizada nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Esta faixa tem sido alvo de constantes discussões sobre questões paleoambientais, paleoecológicas e evolutivas globais, uma vez que, em suas unidades ocorrem depósitos pós-glaciais marinoanos, as chamadas capas carbonáticas, típicas do início do Ediacarano, além de *Cloudina lucianoi*, fóssil índice do Ediacarano final, associado a outros metazoários. Nesta tese, foram estudados oito afloramentos: três pertencentes à Faixa Paraguai Sul- Formação Bocaina (FB) – Grupo Corumbá e cinco, à Faixa Paraguai Norte- Grupo Araras, sendo dois afloramentos na Formação Mirassol D'Oeste (FMO), base do grupo e três afloramentos na Formação Nobres (FN), última formação do Grupo Araras. No total foram analisadas 73 amostras representativas de estromatólitos e 37 lâminas petrográficas de estromatólitos e rocha encaixante. Em três afloramentos, definidos como capas carbonáticas, a análise e a comparação entre a associação de estruturas tubulares e estromatólitos indicou que estas estruturas sedimentares são um importante marcador estratigráfico dos depósitos de capas carbonáticas Marinoanas. No entanto, as estruturas previamente descritas como tubulares no afloramento de Porto Morrinhos (FB), são interpretados aqui como estromatólitos colunares sem associação com os eventos do início do Ediacarano. Com a caracterização das associações de estromatólitos e estruturas tubulares nos afloramentos de Morraria do Sul e Forte de Coimbra, foi proposto, neste trabalho, que estes afloramentos não fazem parte da Formação Bocaina, e sim cronocorrelatos à Formação Mirassol D'Oeste, no início do Ediacarano. O escape de fluidos foi considerado a explicação mais adequada para a origem das estruturas tubulares, corroborando alguns estudos originais. Neste sentido, é provável que o fluido tenha se originado do acúmulo de matéria orgânica nos estromatólitos. A comparação entre diferentes ocorrências de estruturas tubulares indicaram que estas possuem uma origem comum, porém, diferem em relação a sua história sedimentar. Em alguns ambientes, as estruturas tubulares eram espaços abertos na interface água-sedimento, enquanto que em outros eram espaços sem esse tipo de contato. A textura dos microbialitos de capas carbonáticas é composta por peloides amalgamados em grumos arredondados interpretados como restos micritizados de colônias coccooidais de cianobactérias. A alternância laminar observada na Pedreira Terconi pode ser relacionada a mudanças sazonais das comunidades dominantes. Os laminitos microbianos de capa carbonática formaram-se em plataformas bem iluminadas, calmas, abaixo do nível de ondas de tempestade, sem contribuição de siliciclásticos, concordante com o ambiente transgressivo proposto para o pós-glacial. A Formação Mirassol D'Oeste, base do Grupo Araras, apresenta aproximadamente 10 metros de laminitos microbianos seguidos de camadas de megamarcas onduladas com lentes de megapelóides gerados pela ação de ondas de “*hypercanes*” que ocorreram durante a deposição das capas carbonáticas Marinoanas. Estes furações e a ação de ondas foram o motivo para o fim da deposição microbiana na Formação Mirassol D'Oeste. Na Formação Nobres, última formação do Grupo Araras, foram identificados 15 níveis de estromatólitos, silicificados. A silicificação ocorreu durante a diagênese, obliterando em muitos níveis a laminação estromatolítica. Os estromatólitos da Formação Nobres foram divididos em quatro associações de morfotipos. A distribuição, desenvolvimento e abundância dos morfotipos foi regida por fatores sedimentológicos, devido a variações do nível do mar. O fim dos estromatólitos da Formação Nobres é concomitante com o fim da

sedimentação carbonática do Grupo Araras. A evolução dos estromatólitos do Grupo Araras revelou uma variação nas formas e participação dos estromatólitos na composição litofaciológica desta plataforma carbonática. Na Formação Mirassol D'Oeste, os estromatólitos são abundantes e considerados um dos principais componentes arquiteturais da plataforma carbonática, enquanto na Formação Nobres, apesar da alta frequência e variação de morfotipos dos estromatólitos, a contribuição na composição litofaciológica da plataforma carbonática é mínima. As variações de formas e abundância dos estromatólitos ao longo do Grupo Araras sugerem mudanças em relação importância dos microbialitos na composição das unidades estratigráficas, bem como a alteração nas condições de sedimentação do sistema deposicional -variação do nível do mar e influxo de siliciclásticos- do Grupo Araras.

Palavras Chave- Estromatólitos, Período Ediacarano, Faixa Paraguai, Grupo Araras, Grupo Corumbá, capas carbonáticas, estruturas tubulares.

Abstract

The Paraguay Belt is a Neoproterozoic fold belt at the south of the Amazon Craton. In Brazil, the Paraguay belt is located in the states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, central Brazil. The Paraguay Belt has been the subject of constant discussion of paleoenvironmental, paleoecological and evolutionary questions, since, in their units occur the Marinoan post-glacial deposits, the so called “cap carbonates”, typical of the beginning of the Ediacaran, and *Cloudina lucianoi*, index fossil of the late Ediacaran, associated with other metazoans. In this thesis, eight outcrops were studied: three belonging to the Southern Paraguay Belt -Bocaina Formation (FB)-Corumbá Group and five outcrops belonging to the Northern Paraguay Belt- Araras Group, two outcrops in Mirassol D'Oeste Formation (FMO), the group's base and three outcrops in the Nobres Formation (FN), the last unit of the Araras Group. In total 73 representative samples of stromatolites and 37 thin sections of stromatolites and host rock were analyzed. In three outcrops, defined as cap carbonates, analysis and comparison of the tubestone structures and microbial laminites association indicated that these sedimentary structures are an important stratigraphic marker for the deposits of Marinoan cap carbonates. However, the tubular structures previously assigned as tubestone structures in Porto Morrinhos outcrop (FB) are interpreted here as columnar stromatolites unassociated with the events of the early Ediacaran. With the characterization of the tubestone-stromatolite association in the outcrops of Morraria do Sul and Forte de Coimbra, it was proposed in this study that these outcrops are not part of Bocaina Formation but are cronocorrelated to Mirassol D'Oeste Formation, at the beginning of the Ediacaran. The fluid escape was considered the most suitable explanation for the origin of tubestone structures, corroborating some original studies. Therefore, it is likely that the fluids had originated from the accumulation of organic matter in the stromatolites within the cap carbonates. The comparison between different occurrences of tubular structures indicated that they have a common origin, however, differ in their sedimentary history. In some environments, the tubular structures were open spaces in the water-sediment interface, while others were in areas the structures were without such contact. The texture of cap carbonate microbialites comprises peloids amalgamated into rounded microclots interpreted as micritization remains of coccoidal colonies of cyanobacteria. The laminar alternation observed in the quarry Terconi (Mirassol D'Oeste Formation) may be related

to seasonal changes of the dominant communities. The microbial laminites of the Marinoan cap carbonates formed in well-lit platforms, calm, below the level of storm waves, without contribution of siliciclastic, concordant with the transgressive environment proposed for the post-glacial. At the Mirassol D'Oeste Formation, base of the Araras Group, approximately 10 meters of microbial laminites were described, covered by a packstone deposit of megaripple marks with megapelooid lenses generated by the action of wave "hypercanes" that occurred during the deposition of the Marinoan Cap Carbonates. These hypercanes and the wave action were the reason for the waning of microbial deposition in Mirassol D'Oeste Formation. In the Nobres Formation, at the upper part of the Araras Group, 15 levels of silicified stromatolites were identified. The silicification occurred during late diagenesis, obliterating many portions of stromatolitic lamination. Stromatolites of Nobres Formation were divided into four morphotypes associations. The distribution, development and abundance of morphotypes was governed by sedimentological factors, due to sea level variations. The end of stromatolites in the Nobres Formation is concomitant with the end of carbonate sedimentation of the Araras Group. In Mirassol D'Oeste Formation, stromatolites are plentiful and considered one of the major architectural components of the carbonate platform, while the Nobres Formation, despite the high frequency and morphotypes variation of stromatolites, the contribution in the lithofaciological composition of carbonate platform is minimal. The variations of forms and the abundance of stromatolites along the Araras Group suggest changes regarding importance of microbialites in the composition of stratigraphic units as well as the change in the depositional system – variation in sedimentation conditions of the sea level and the influx of terrigenous in the Araras Group.

Key Words- Stromatolites, Ediacaran period, Paraguay Fold Belt, Araras Group, Corumbá Group, Marinoan cap carbonates, tubestone structures.

Índice de figuras

Capítulo 1

1.1. Distribuição de formações glaciogênicas que compõem o modelo <i>Snowball Earth</i>	22
1.2. Litologias e estruturas que compõem o padrão típico de sucessões pós-Marinoanas encontradas em diversas localidades mundiais	25
1.3. Reconstituição da posição dos paleocontinentes em baixa latitude no início do Ediacarano, com ocorrências de diamictitos da glaciação Marinoana	26
1.4. Perfis representativos de $\delta^{13}\text{C}$ de sucessões estratigráficas neoproterozoicas na Namíbia, no Canadá e na Austrália. Notar o perfil negativo logo após as glaciações....	27
1.5. Estromatólitos de Hamelin Pool, SharkBay, Austrália. Colunas nos microbialitos são de ~25 cm. Em detalhe estão diferentes comunidades de cianobactérias que compõem a comunidade do microbialito.....	32
1.6. Esteira microbiana recente com a disposição das comunidades de acordo com o tipo de metabolismo.....	36
1.7. Estromatólitos cônicos do tipo <i>Conophyton</i> , onde fenestras encontram-se preferencialmente na zona axial, pois é a região onde as cianobactérias filamentosas estão em maior quantidade, realizando fotossíntese. Escala-2 mm.....	38
1.8. Forma macroscópica de trombólitos, parte escura da rocha, do Grupo Araras fotografado em campanha de campo na Região da cidade de Nobres, Mato Grosso.....	41
1.9. Laminação de microbialitos da Lagoa Mormona, Baja California, México.....	42
1.10. Morfologia dos estromatólitos em função da paleobatimetria do ambiente sedimentar.....	44

1.11. Abundância de morfotipos de estromatólitos no tempo geológico.....	45
--	----

Capítulo 2

2.1. Mapa geológico da Faixa Paraguai em suas porções norte- estado do Mato Grosso e sul- Mato Grosso do Sul.....	50
---	----

2.2.Reconstrução paleogeográfica baseada em dados paleomagnéticos	51
---	----

2.3.Coluna estratigráfica esquematizada do Grupo Corumbá.....	54
---	----

2.4. Carta litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram na parte norte da Faixa Paraguai, com destaque para o Grupo Araras.....	58
---	----

Capítulo 3

3.1. Nomenclatura de estromatólito de acordo com o a nomenclatura Linneana.....	63
---	----

Capítulo 4

4.1.Geological map of the Paraguay Belt along the southeastern border of the Amazon Craton and Rio Apa Block in the states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, Brazil.....	73
---	----

4.2. Distribution of the Bocaina Formation within the state of Mato Grosso do Sul and location of the three outcrops discussed in this paper.....	75
---	----

4.3. Lithostratigraphic column for the outcrops of Morraria do Sul (MS) and Forte de Coimbra (FC).....	77
--	----

4.4. Tubestone–microbial laminite association at Morraria do Sul (MS) and Forte de Coimbra (FC).....	78
--	----

4.5. Photomicrographs of thin sections of the tubestone–microbial laminite association at MS and FC in plane-polarized light (Crossed Nicols).....	80
--	----

4.6. The columnar stromatolites of Porto Morrinhos.....	83
---	----

Capítulo 5

5.1. Geological map of the northern Paraguay Belt along the southeastern border of the Amazon Craton in the state of Mato Grosso, Brazil.....	95
5.2. Lithostratigraphic columns for the outcrops of Terconi Quarry (MS) (modified from Nogueira et al. 2003 and Romero, 2010) and Santo Antonio Farm (modified from Romero, 2010).....	100
5.3. Macroscopic forms of microbial laminites at the Terconi Quarry (A, C, E) and their graphic interpretations (B, D, F).....	101
5.4. A) Set of three nearly contiguous domical microbial laminites on the Santo Antonio Farm (Point 3). B-C) Detail of typical microbial laminae from point 3. Observe in B the abundant fenestrae in the thicker laminae. C) Weathered fragment of microbial laminite clearly showing alternating thick and thin laminae.....	102
5. 5. Megaripples in the Terconi Quarry.....	103
5.6. Photomicrographs of microbial laminae in the laminites of the Mirassol D'Oeste Formation, in plane-polarized light.....	104
5.7. Tubestone structures in the microbial laminites of the Mirassol D'Oeste Formation in the Terconi Quarry.....	106
5.8. A model for the waxing and waning of the microbial laminites of the Mirassol D'Oeste Formation.....	116

Capítulo 6

6.1. Tubestone structures deposits occurrence associated with Marinoan cap carbonates	119
6.2. Geological map of the Paraguay Belt along the southeastern border of the Amazon Craton and Rio Apa Block with the outcrops of Morraria do Sul and Terconi Quarry in highlight in the states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, Brazil.....	121

6.3. Schematic comparison of the stratigraphic units of the Araras and Corumba groups and the Puga Formation in the Paraguay Belt.....	122
6.4. Tubestone structures of the Terconi quarry, Mirassol D'Oeste Formation.....	126
6.5. Tubestone structures of Morraria do Sul outcrop.....	128
6.6. Photomicrographs of thin sections of the tubestone–microbial laminite association at Mirassol D'Oeste (A, C, E) and Morraria do Sul (B, D, F) in plane-polarized light (crossed nicols).....	130
6.7. A model for the origin of the tubestone structures within Marinoan Cap carbonates.....	140

Capítulo 7

7.1. Mapa geológico da porção norte da Faixa Paraguai e de afloramentos na borda do Craton Amazônico, estado do Mato Grosso, Brasil. 1- Pedreira Emal-Camil, 2- BR 070 km 689; 3 BR 070 km 700.....	144
7.2. Colunas estratigráficas da Formação Nobres na região de Cáceres com as ocorrências de associação de estromatólitos (Modificado de Rudnitzki & Nogueira, 2012) com curva isotópica de C e O (Nogueira <i>et al.</i> 2007). 1- Pedreira Emal-Camil, 2- Afloramento BR 070 km 689, 3- Afloramento BR 070 km 700.....	148
7.3. Associações de morfotipos (AM) I a IV de estromatólitos encontrados na Formação Nobres, região de Cáceres, MT.....	151
7.4. Associação de estromatólitos AM-I, Pedreira Emal-Camil.....	154
7.5. Associação de estromatólitos AM-II, Pedreira Emal-Camil.....	155
7.6. Associação de morfotipo III, na estrada BR-070, próximo à cidade de Cáceres, MT.....	156
7.7. Associação de estromatólitos AM-IV, na estrada BR 070, km 700 próximo a cidade de Cáceres, MT.....	159

7.8. Fotomicrografias de lâminas petrográficas de estromatólitos silicificados da Formação Nobres, região de Cáceres.....	162
7.9. Mapeamento RAMAN e espectros pontuais da matriz e do material opaco, disperso na matriz.....	163
7.10. Distribuição das associações de morfotipos de estromatólitos (AM-I a -IV)) ao longo do sistema deposicional da Formação Nobres.....	172
7.11. Distribuição de estromatólitos no Grupo Araras.....	179

Índice de tabelas

Capítulo 3

3.1. Localidades estudadas para o presente estudo.....	60
3.2. Escalas de observação adotadas para este estudo.....	62
3.3. Guia para caracterização de microbialitos por Fairchild & Sanchez (2015).....	64

Capítulo 6

6.1. Comparison of different aspects of tubestone structures and host rock of cap carbonates worldwide. 1) Corumbá Group- Morraria do Sul; Mirassol D'Oeste Formation, Terconi quarry; Tangará da Serra Quarry (Soares <i>et al.</i> 2013); Nooday Dolomite- Death Valley A (Cloud <i>et al.</i> 1974); Nooday Dolomite – Death Valley B (Corsetti & Grotzinger, 2005); Dreigratberg cap carbonate- Namibia (Bosak <i>et al.</i> 2013), Mayberg cap carbonate- Namíbia (Hoffman, 2011).....	132
---	------------

Capítulo 7

7.1. Resumo das características e posição estratigráfica das Associações de Morfotipos I a IV da Formação Nobres, região de Cáceres, MT.....	165
--	------------

Sumário

Apresentação	17
Objetivos	20
Capítulo 1. Contexto Ambiental das glaciações globais do Neoproterozoico e a ocorrência de microbialitos em capas carbonáticas	21
1.1 Modelo paleoclimático do Snowball Earth	21
1.2 <i>Slushball Earth</i> : Uma visão alternativa ao rigoroso clima do Neoproterozoico	28
1.3 Evidências de glaciações Neoproterozoicas no registro geológico do Brasil	29
1.4 O contexto dos microbialitos em capas carbonáticas Neoproterozoicas	30
Capítulo 2- Contexto Geológico – A Faixa Paraguai e os grupos Araras e Corumbá nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul- Brasil.....	49
2.1 Considerações Gerais - Faixa Paraguai	49
3. Materiais e Métodos	59
3.1 Generalidades	59
3.2 Afloramentos estudados nesta pesquisa	60
3.3 Estudos de Microbialitos	61
3.4 Palinologia de Microfósseis Orgânicos.....	68
3.5 Espectroscopia Raman	68
Capítulo 4 “Tubestone and microbial laminites association in the Corumbá Group (Ediacaran, Brazil): Geobiological and stratigraphic implications of a Marinoan cap carbonate”	69
1. Introduction	70
2. Geological Setting	72
3. Methods.....	74
4. Results	76
5. Discussion	84
6. Conclusions	90
Capítulo 5 “Waxing and waning of microbial laminites in the aftermath of the Marinoan event- Evidence from the Mirassol D’Oeste Formation, southern margin of the Amazon Craton (Brazil)”	92
1. Introduction	93
2. Geological Setting	94
3. Methods.....	97
4. Results	98
5. Discussion	107
6. Conclusions	117
Capítulo 6 “Ediacaran tubestone structures associated with cap carbonate microbialites: different structures, same origin?”	118

1. Introduction	118
2. Geological setting.....	120
3. Methods.....	124
4. Results.....	125
5. Discussion– Testing the hypotheses for the origin of cap carbonate tubestone structures	133
6. Conclusion.....	141
Capítulo 7 “Estromatólitos da Formação Nobres- Diagenese e evidências de mudanças paleoambientais ao fim da sucessão carbonática do Grupo Araras”	142
1. Introdução	142
2. Contexto Geológico	143
3. Formação Nobres – Aspectos gerais e Paleoambiente	145
4. Materiais e Métodos	149
5. Resultados	150
6. Discussão.....	164
7. Conclusão.....	180
Conclusões da Tese	182
Referências Bibliográficas	186
ANEXO I- Listagem de amostras deste estudo depositadas no Laboratório de Paleobiologia do IGc – USP	208
ANEXO II- Listagem de lâminas petrográficas deste estudo depositadas no Laboratório de Paleobiologia do IGc – USP.....	212

Apresentação

Durante a Era Neoproterozoica (ca. 1000 a 542 Ma), as comunidades microbianas bentônicas, que até então dominavam o planeta, passaram a compor uma nova configuração de ecossistemas a partir da origem e diversificação dos metazoários e de outros eucariotas. Esse evento bioevolutivo teve sua intensificação marcada no registro fossilífero Ediacarano (635 a 542 Ma), no contexto de grandes modificações ambientais e climáticas (Knoll & Sergeev, 1995, Li *et al.* 2010, Narbonne, 2010), como a fragmentação de continentes (McKerrow *et al.*, 1992) e as glaciações globais (Hoffman & Schrag, 2002).

De especial importância, as glaciações de extensão global (muitas vezes definidas em um cenário de congelamento total da superfície da Terra - hipótese *Snowball Earth*) teriam ocorrido em pelo menos dois momentos: há ~725 Ma (Esturtiano) e ~ 635 Ma (Marinoano). Estes eventos de resfriamento global tiveram implicações paleoceanográficas, principalmente na geoquímica dos oceanos, o que pode ter repercutido na irradiação dos metazoários (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Li, 2009, Li *et al.* 2010, Narbonne, 2010).

Resfriamentos extremos, até chegar-se nas condições de *Snowball Earth*, teriam paralisado o ciclo hidrológico do carbono causando a extinção quase total da vida. Essa premissa começou a ser modificada com o surgimento da hipótese *Slushball Earth*, na qual porções equatoriais do globo estariam livres do gelo, com um sistema marinho aberto, ciclo hidrológico ativo e expansão da zona fótica, explicando, assim, a manutenção da biota nesse período. (Hoffman *et al.* 1998; Hyde *et al.* 2000; Moczyłowska, 2008). A presença de fitoplâncton e de assembleias complexas de organismos procarióticos e eucarióticos, incluindo estromatólitos em camadas depositadas durante e após o período de extrema glaciação, parece indicar que os eventos glaciais não influenciariam de modo brusco na diversidade ou na extinção das espécies (Corsetti *et al.* 2006). Averiguar o quanto a vida proliferou em intervalos de extremos climáticos como no Neoproterozoico pode fornecer informações bioevolutivas importantes para o entendimento de ecossistemas que precederam a “explosão” de vida cambriana.

A Faixa Paraguai, região central do Brasil, é considerada uma das mais importantes para o estudo do Neoproterozoico (Nogueira *et al.* 2003; Boggiani *et al.* 2006; Hoffman & Li, 2009; Babinski *et al.* 2013). A presença de capas carbonáticas, que evidenciam o evento de glaciação global do Criogeniano, bem como a ocorrência de microfósseis e, principalmente, de estromatólitos ao longo de uma sucessão carbonática pós-glacial, com centenas de metros de espessura, expostos em pedreiras e em cortes de estrada, constituem um dos melhores exemplos para testar as hipóteses de extremos climáticos (Nogueira *et al.* 2003, 2007, Alvarenga *et al.* 2004, Romero *et al.* 2009). Diante disso, esse trabalho investigou evidências de vida microbiana bentônica, em contextos de microbialitos, analisando as diversas morfologias de estromatólitos que ocorrem na Faixa Paraguai, nos estados de Mato Grosso (MT) e Mato Grosso do Sul (MS), em afloramentos dos grupos Araras (MT) e Corumbá (MS), pertencentes a Faixa Paraguai.

As pesquisas sobre microbialitos na Faixa Paraguai, têm se desenvolvido de forma mais pragmática, nos últimos anos (Almeida, 1945; Zaine, 1991; Boggiani, 1997; Nogueira, 2003; Nogueira *et al.*, 2003, Font *et al.* 2006; Romero, 2010; Morais, 2013). Contudo, os estudos sobre esse tema ainda apresentam caráter descritivo e esparso, sem relacionar os microbialitos a questões globais do Pré-Cambriano, como o declínio dos microbialitos ou as glaciações Neoproterozoicas, além de suas consequências bioevolutivas (Bosak *et al.* 2013). A análise em detalhe desses estromatólitos pode elucidar aspectos significativos sobre as deposições carbonáticas na Faixa Paraguai durante o Ediacarano, ajudando a compor a síntese de conhecimentos sobre as mudanças ambientais globais nesse intervalo de tempo, além de revelar importantes informações de âmbito local, como as variações paleoambientais dos depósitos dos grupos Araras e Corumbá.

Esta tese está organizada em sete capítulos que incluem uma revisão teórica e conceitual sobre os microbialitos e sobre as glaciações do Neoproterozoico (Capítulo 1), bem como os aspectos geológicos da área e materiais e métodos (capítulos 2 e 3). Os resultados estão apresentados na forma de 4 artigos científicos. O primeiro artigo (Capítulo 4), denominado **“Tubestone-microbial laminite association in the Corumbá Group (Ediacaran, Brazil): Geobiological and stratigraphic implications of a Marinoan cap carbonate”**, apresenta resultados do estudo de microbialitos em três afloramentos na Faixa Paraguai Sul, atribuídos, inicialmente, a depósitos pós-

glaciais do início do Ediacarano (Boggiani et al. 2010; Morais, 2013). O segundo artigo (Capítulo 5), intitulado **“Waxing and waning of microbial laminites in the aftermath of the Marinoan event- Evidences from Mirassol D’Oeste Formation, southern margin of the Amazon Craton (Brazil)”**, aborda a ocorrência de depósitos formados quase que exclusivamente por microbialitos na Formação Mirassol D’Oeste, discutindo a relação destas estruturas com outras estruturas típicas de capas carbonáticas pós-Marinoanas, no início do Ediacarano, o início e o fim destes depósitos biossedimentares e como as formas macroscópicas destes depósitos foram modificadas pelos eventos ambientais deste período. O terceiro artigo (Capítulo 6), com título **“Ediacaran tubestone structures associated with cap carbonate microbialites: different structures, same origin?”** integrou os resultados obtidos nos dois capítulos anteriores com ênfase na origem das estruturas tubulares, estruturas típicas de capas carbonáticas Marinoanas cuja origem ainda é incerta. O quarto artigo (Capítulo 7), com o título **“Estromatólitos da Formação Nobres- Diagênese e evidências de mudanças paleoambientais ao fim da sucessão carbonática do Grupo Araras”** discorre sobre a última ocorrência de microbialitos na Formação Nobres, o que estas estruturas indicam sobre o paleoambiente desta formação e sobre o declínio na abundância das estruturas estromatolíticas no Grupo Araras. Por fim, o último capítulo (Capítulo 8) refere-se às considerações finais e conclusões dos temas abordados nos capítulos, respondendo aos objetivos dessa tese.

São apresentadas nos anexos, a lista de amostras representativas de microbialitos e lâminas petrográficas utilizadas neste estudo.

Objetivos

A presente tese de doutoramento teve como objetivo principal o estudo em detalhe de microbialitos da Faixa Paraguai, dentro do contexto da evolução desta sucessão Ediacarana em suas porções norte e sul. A caracterização em detalhe destas estruturas pretendeu contribuir com o refinamento dos conhecimentos geobiológicos desta unidade e contribuir para o melhor entendimento da estratigrafia, paleoecologia e os ambientes pretéritos em que se desenvolveram estas comunidades bentônicas.

Desta forma, os objetivos específicos desta tese são:

- Caracterizar os microbialitos na Faixa Paraguai (relacionados às capas carbonáticas Marinoanas) e suas estruturas associadas, com ênfase em suas informações geobiológicas, paleoambientais e estratigráficas;
- Interpretar a origem das estruturas tubulares relacionadas aos estromatólitos em depósitos na Faixa Paraguai Norte e Sul, à luz de hipóteses propostas para estruturas semelhantes em outras capas carbonáticas marinoanas;
- Caracterizar os microbialitos da Formação Nobres, parte superior do Grupo Araras, para melhor entender sua gênese, diagênese e informações paleoambientais, e a relação destas estruturas com o declínio de microbialitos durante o Neoproterozoico;
- Definir a paleogeografia e a paleoecologia da assembleia de microbialitos, ao longo do Grupo Araras;
- Relacionar as informações obtidas durante este estudo com o contexto paleoambiental do Ediacarano mundial.

Capítulo 1. Contexto Ambiental das glaciações globais do Neoproterozoico e a ocorrência de microbialitos em capas carbonáticas

O Neoproterozoico (1000 a 542 Ma) intervalo de tempo onde ocorreram mudanças de ordem biológica, tectônica e climática singulares, que influenciaram a história da Terra, mas que ainda não foram devidamente esclarecidas. Dentre essas transformações, destacam-se drásticas alterações no ciclo biogeoquímico do carbono, evidenciado por incursões positivas e negativas nos $\delta^{13}\text{C}$ registradas em carbonatos, o declínio na abundância de estromatólitos e a origem e diversificação dos metazoários.

Na década de 90, foi proposto o modelo climático do *Snowball Earth* (Terra Bola de Neve) para explicar alguns desses cenários, o qual se tornou um dos alicerces para a pesquisa do Neoproterozoico. De acordo com esse modelo, severas glaciações alcançaram baixas latitudes do planeta, promovendo congelamento total da superfície da Terra, com a paralisação dos ciclos hidrológico e do carbono e a extinção parcial total da vida. Eventos assim foram observados pelo menos duas vezes no registro geológico desta era: A glaciação Sturtiana (~750 Ma) e a Marinoana (~635 Ma), além do registro de uma terceira glaciação, de caráter pontual, denominada de “Gaskiers” (~580 Ma). Posteriormente, foi sugerido outro modelo paleoclimático denominado *Slushball Earth* (*slush*, termo em inglês que indica um estágio intermediário entre água e gelo), baseado em simulações paleoclimáticas com glaciações de alta amplitude, porém com partes do globo (equatoriais) não recobertas por gelo, com um sistema marinho aberto, com ciclo hidrológico ativo e com livre acesso da luz ao mar, que explicaria a manutenção da biota nesse período (Hyde *et al.* 2000; Schrag & Hoffman, 2001).

1.1 Modelo paleoclimático do Snowball Earth

O modelo paleoclimático *Snowball Earth*, “Terra Bola de Neve”, foi criado por Kirschvink (1992) com o intuito de explicar o padrão de rochas sedimentares glaciogênicas recobertas por sequências carbonáticas, depositadas em ambientes de baixa latitude durante o Neoproterozoico, e que hoje afloram em diversas localidades do planeta (Figura 1.1).

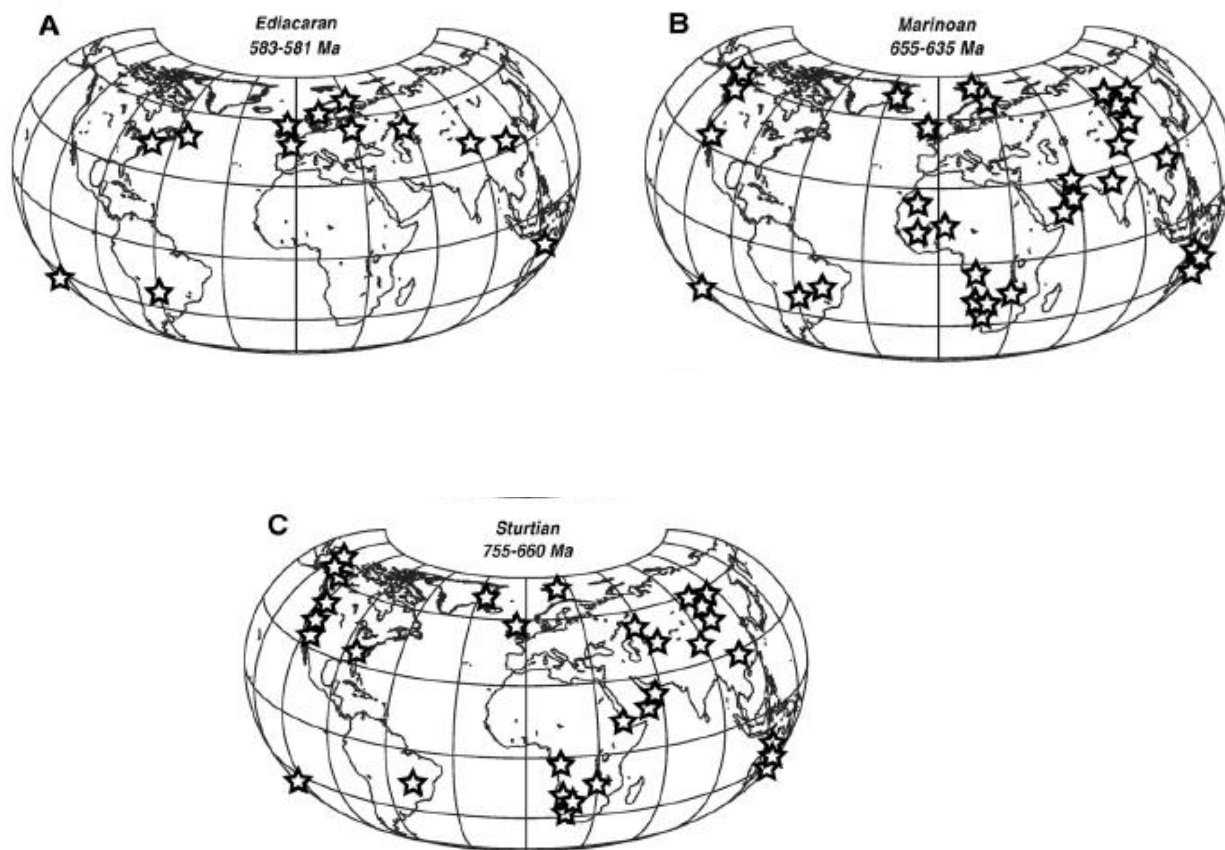


Figura 1.1. Distribuição de formações glaciogênicas que compõem o modelo *Snowball Earth*. Em (a), a Glaciação Gaskiers ou Ediacarana, a mais recente das três; em (b), a Glaciação Marinoana; em (c), a Glaciação Sturtiana, a mais antiga das três. (Extraído de Hoffman & Li 2009).

Dentre os trabalhos que modelaram o *Snowball Earth*, estão os estudos realizados por Hoffman *et al.* (1998 a, b). De acordo com Hoffman e colaboradores (1998a), três eventos glaciais neoproterozoicos – Sturtiano (ca. 740 Ma), Marinoano (ca. 635 Ma) e Gaskiers (ca. 580 Ma) – foram resultantes de vários fatores, dentre os quais a fragmentação do supercontinente Rodínia, a alta obliquidade orbital, a redução da luminosidade e do índice de albedo se destacam como gatilhos.

Grandes glaciações globais neoproterozoicas teriam se iniciado através de condições de baixas concentrações de CO₂ atmosférico, causadas pelo aumento do intemperismo de massas continentais, soergidas como produto da fragmentação do supercontinente Rodínia com um conjunto de continentes menores em baixas latitudes,

perto dos trópicos. A diminuição de CO₂ atmosférico reduziu a temperatura global, levando às glaciações. O avanço das geleiras em direção ao equador teria aumentado a reflexão da luz solar (índice de albedo) e levado à formação de calotas e banquisas de gelo em áreas continentais e oceânicas em todo o planeta (Hoffman & Schrag, 2002). A duração dos períodos pós-glaciais foi sugerida ser de algumas centenas milhares de anos, com base em reversões de polaridade magnética em depósitos pós-glaciais (Trindade *et al.* 2003).

Em sub-ambientes abaixo das banquisas de gelo teria ocorrido a instalação de condições afóticas e de baixas temperaturas da água oceânica, isolando a vida fotoautotrófica em estreitas faixas de águas abertas no equador. O recobrimento dos oceanos pelo gelo teria favorecido a diminuição de oxigênio livre e gerado condições de anoxia, que teriam perdurado por milhões de anos. Como consequência disso, teria havido diminuição também da combinação do oxigênio e de ferro ferroso, que permaneceria em solução e em grande quantidade. Esta situação permitiria o incremento de ferro em solução à medida que fumarolas de fundo oceânico continuariam a expelir gases com abundância do elemento.

Durante as glaciações a atividade vulcânica nunca cessou, aumentando paulatinamente o CO₂ na atmosfera. Além da atividade vulcânica, a desestabilização de depósitos de metano, presos em *permafrost*, podem ter colaborado para o aumento da concentração de gases estufa (Kennedy *et al.* 2001). Tais processos levaram a concentração de gases estufa até o nível crítico, que corresponde a aproximadamente 1000 vezes o nível atual (Hoffman & Schrag, 2002). Essa condição teria aumentado a temperatura média global, diminuindo assim as banquisas de gelo nos oceanos em baixas latitudes, posteriormente mudando as condições paleoclimáticas glaciais para condições de efeito estufa, descrito na literatura como o modelo de *Greenhouse Earth*.

Ao mesmo tempo, a temperatura do planeta teria aumentado gradativamente através de emanções de vulcões em superfície. A consequência disso foi o término gradativo do isolamento pelo gelo e, por consequência, à entrada de O₂ no sistema oceânico, o que teria permitido a precipitação de óxidos de ferro em solução e condicionado sua precipitação como depósitos sedimentares denominados formações ferríferas bandadas (BIF) (Kirschvink, 1992, Hoffman & Schrag, 2002). Esses depósitos são identificados em várias localidades do mundo, tais como Austrália, Canadá e

Namíbia, regiões que, durante o Neoproterozoico, estavam em posições de baixas latitudes, supostamente equatoriais.

O efeito estufa teria elevado a temperatura média mundial à aproximadamente 50°C, o que propiciou um intenso ciclo de evaporação e precipitação (Hoffman & Schrag, 2002). O intenso processo de intemperismo nas porções continentais, em regiões tropicais, elevou as taxas de lixiviação de cálcio para os oceanos e levou a precipitação de carbonatos, através da combinação com CO₂, principalmente em áreas mais quentes, levando à formação de fácies peculiares a essa situação paleoclimática denominadas “capas carbonáticas” (Hoffman *et al.*,1998). Estes depósitos não se repetiram nas glaciações Fanerozoicas.

O aumento da temperatura também teria elevado de forma abrupta o nível do mar, gerando grandes tempestades, chamadas por Allen & Hoffman (2005) de *hypercanes*. As evidências de tal fenômeno, conhecidas como “megamarcas onduladas” (*megaripples*), encontram-se em capas carbonáticas da Austrália, do Brasil, do Canadá, da Namíbia e em Svalbard e teriam se formado a uma profundidade entre 200 e 400 metros, sob influência de ventos de mais de 20 m s⁻¹, com geração de ondas de até 18,3 m de altura.

O resultado no registro geológico desse modelo paleoclimático é um padrão sedimentar formado por diamictitos recobertos por rochas carbonáticas rosadas, ou por capas carbonáticas (do inglês *cap carbonates*), tipicamente dolomíticas, que exibem diversas feições sedimentares, tais como leques de aragonita (*cementstones*), megamarcas onduladas e, eventualmente, estromatólitos (Figura 1.2).

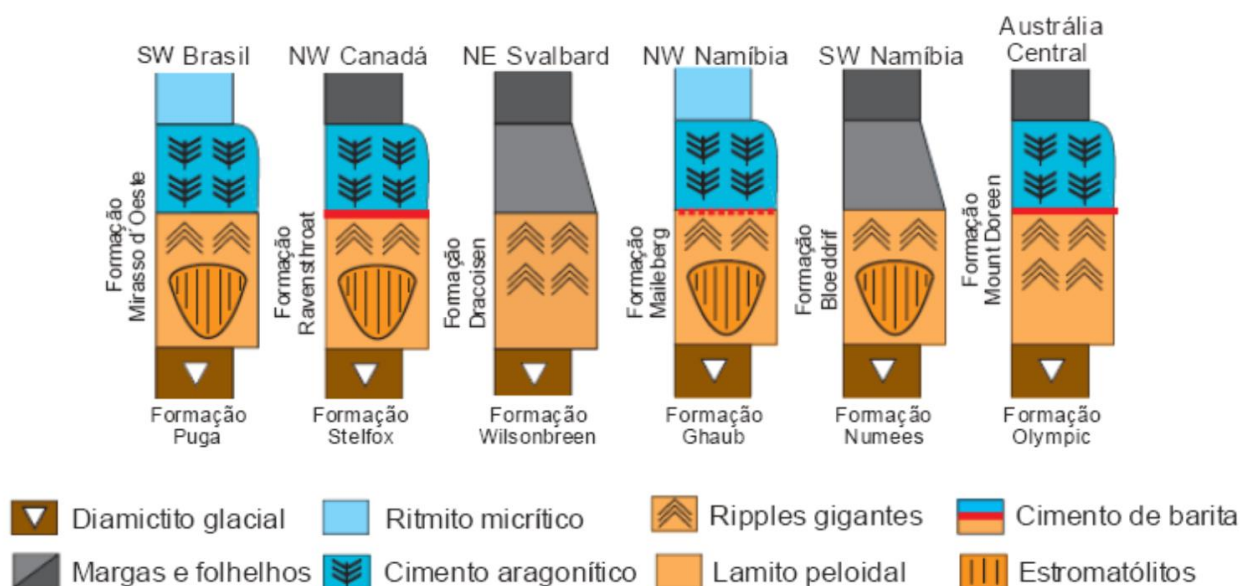


Figura 1.2 Litologias e estruturas que compõem o padrão típico de sucessões pós-Marinoanas encontradas em diversas localidades mundiais (Modificado de Allen & Hoffman, 2005).

Dados paleomagnéticos suportam o modelo de glaciação em baixas latitudes, reconstruções dos depósitos Neoproterozóicos da época indicam que os continentes estavam em baixas latitudes (i.e. Trindade *et al.* 2003; Hoffman & Li, 2009) (Figura 1.3). Durante a gênese de rochas sedimentares, os minerais magnéticos no sedimento tendem a alinhar-se com o campo magnético terrestre, possibilitando estabelecer a latitude na qual se depositaram (Hoffman & Li, 2009).

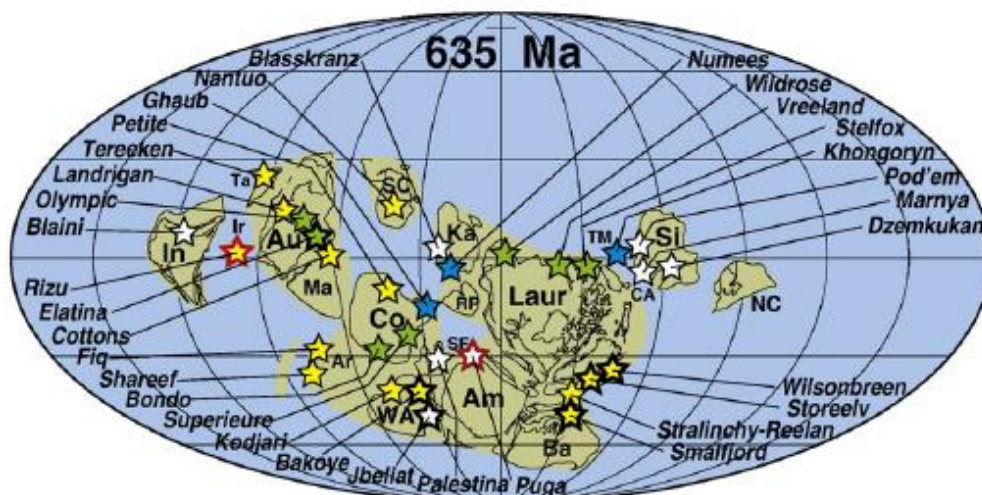


Figura 1.3. Reconstituição da posição dos paleocontinentes em baixa latitude no início do Ediacarano, com ocorrências de diamictitos da glaciação Marinoana, estrelas indicam os pontos amostrados para a reconstituição (Extraído de Hoffman & Li, 2009).

Além das evidências sedimentares e paleomagnéticas, o modelo é suportado por dados de assinaturas isotópicas de carbono e estrôncio.

Segundo Halverson e colaboradores (2010), o registro de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos nos períodos Toniano (1000 a 750 Ma) e Criogeniano (750 a 630 Ma) do Neoproterozoico é caracterizado por valores relativamente altos: ($> +5\text{‰}$) de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos. No entanto, após as glaciações Sturtiana a Marinoana, ocorreram fortes desvios negativos (para -6‰ ou menos), para, em seguida, chegarem, gradativamente, a valores positivos após a glaciação Sturtiana, e a valores menos negativos após a glaciação Marinoana.

O aumento da concentração de CO_2 e da temperatura na água oceânica foi acompanhado pelo aumento da acidez na água de degelo, que resultaria da interação com detritos glaciais ricos em cálcio, o que teria acelerado a mistura com águas oceânicas profundas enriquecidas em ^{12}C e culminado na precipitação de capas carbonáticas com valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ sobre depósitos glaciais pré-existentes (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002) (Figura 1.4).

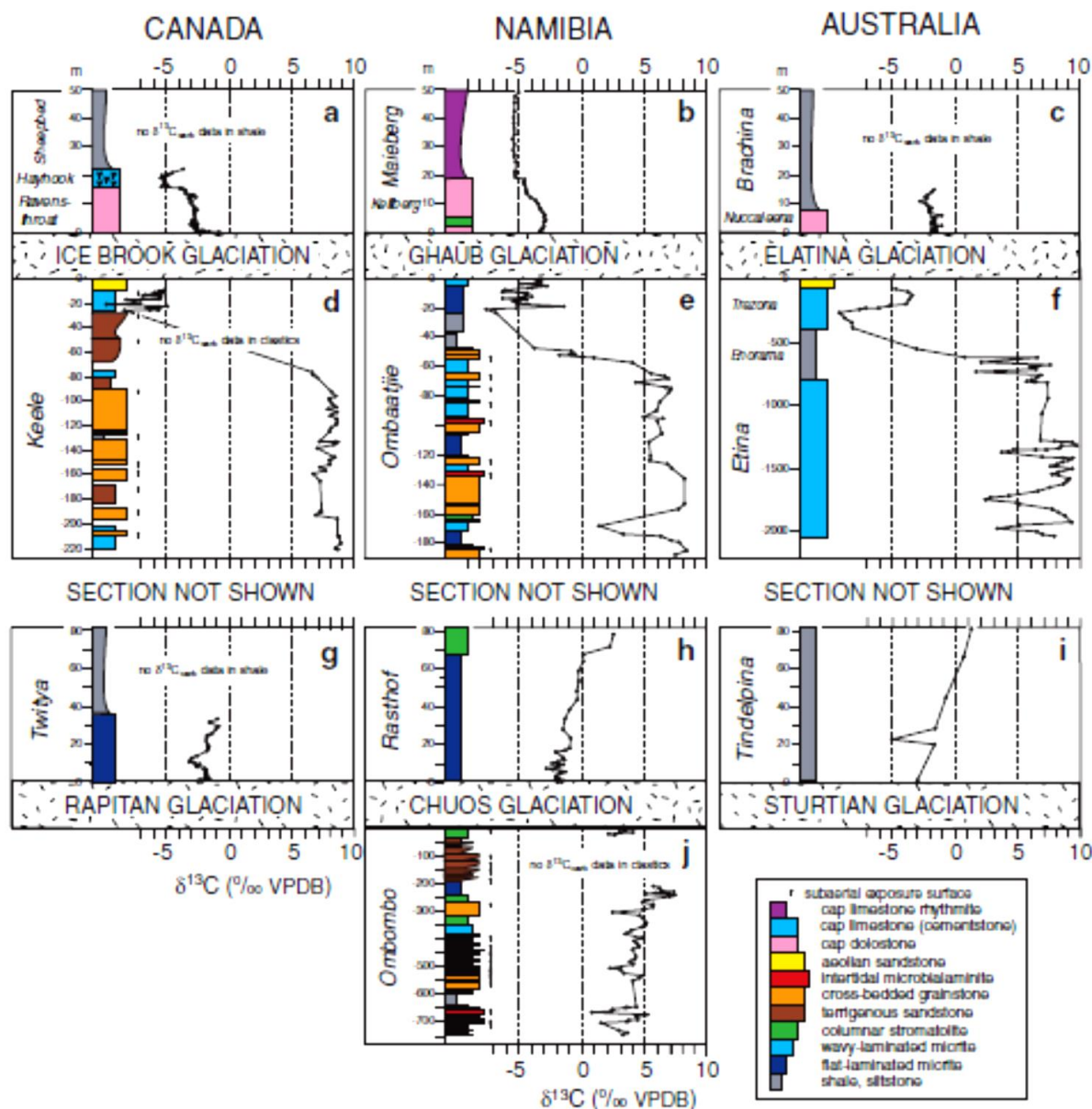


Figura 1.4 Perfis representativos de $\delta^{13}\text{C}$ de sucessões estratigráficas neoproterozoicas na Namíbia, no Canadá e na Austrália. Notar o perfil negativo nos níveis acima dos glaciais (Extraído de Hoffman & Schrag, 2002).

Valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentaram progressivamente de <0.7055 a <0.7080 ao longo do Neoproterozoico, especialmente no Toniano e no Criogeniano (1000 a 635 Ma), e são utilizados para a correlação e a datação relativa de rochas depositadas nesses períodos. Esses valores refletem a dominância da contribuição de estrôncio radiogênico derivado dos continentes por intemperismo químico em relação ao estrôncio de origem hidrotermal, registrando assim mudanças globais em regimes tectônicos e climáticos na escala de vários a dezenas de milhões de anos (Halverson *et al.* 2010). Quando aliados a datações absolutas em determinadas sequências, servem de marcadores cronoestratigráficos em sequências que carecem de datações. Além de servir para estudos cronoestratigráficos, esses isótopos também auxiliam em interpretações paleoambientais, já que aumentos bruscos imediatamente após as glaciações Sturtiana e Marinoana representam aumentos nas taxas de intemperismo químico dos continentes, coerentes com o rápido aumento na quantidade de dióxido de carbono postulado pela teoria do *Snowball Earth* (Halverson *et al.* 2010).

No que concerne à influência das glaciações neoproterozoicas sobre a biosfera, as primeiras versões do modelo *Snowball Earth* defendiam um cenário severo, adverso à vida (Hoffman *et al.* 1998). Entretanto, com o desenvolvimento dos conhecimentos sobre o paleoambiente neoproterozoico, hoje acredita-se que a espessura delgada das geleiras teria viabilizado a passagem da luz solar, utilizada para fotossíntese, o que manteria formas procariontes e eucariontes produtores, sustentando os ecossistemas. Outro fator relevante foi a alternância entre períodos glaciais e de efeito estufa, a qual teria favorecido gargalos evolutivos. Esse mecanismo evolutivo é aventado como uma das causas que teria favorecido a origem e a diversificação dos metazoários antes do último episódio glacial (Gaskiers), atestadas pelas evidências fósseis da biota de Ediacara e pela irradiação dos metazoários no Cambriano (Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag, 2002; Saul & Schwartz, 2007).

1.2 *Slushball Earth*: Uma visão alternativa ao rigoroso clima do Neoproterozoico

O modelo do *Slushball Earth* foi proposto por Hyde e colaboradores (2000) e baseia-se em modelagens matemáticas, propondo que a Terra teria passado por condições ambientais semelhantes ao *Snowball Earth*; porém, em regiões oceânicas

próximas ao Equador, haveria áreas não congeladas, ou recobertas apenas por finas camadas de gelo. Nesse cenário, os organismos que fazem fotossíntese podiam sobreviver. Além de mostrar uma abordagem alternativa para a biosfera, esse cenário viabilizaria a manutenção do ciclo hidrológico, onde as geleiras cobririam 60% do oceano. Além disso, a temperatura global seria bem mais amena que a das condições de *Snowball Earth*, em média de 0°C comparada com a média inferida de -50°C no modelo *Snowball Earth* (Condon *et al.* 2002).

De acordo com o modelo *Slushball Earth*, variações moderadas nos níveis de CO₂ ou de metano (CH₄) poderiam gerar condições para o início e o fim das glaciações neoproterozoicas, seguidas por um período de efeito estufa curto e não tão extremo quanto o proposto pelo modelo de *Snowball Earth* (Hyde *et al.* 2000).

A argumentação de Hoffman & Schrag (2002) rebateu esses dados para a sustentação de eventos glaciais de longa duração que só seriam possíveis com o recobrimento total dos oceanos e dos continentes por uma capa de gelo, favoráveis à manutenção do índice de albedo. Outro argumento levantado por esses autores contra o modelo de *Slushball Earth* é o de que a formação de capas carbonáticas e as estruturas sedimentares associadas a mudanças climáticas rápidas e formadas sob condições de temperatura extrema não podem ser explicadas em um cenário de congelamento parcial dos oceanos.

1.3 Evidências de glaciações Neoproterozoicas no registro geológico do Brasil

No Brasil, há registros das três glaciações neoproterozoicas, evidenciadas em unidades sedimentares do Centro-Oeste brasileiro. No Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, está registrada a glaciação Marinoana (Boggiani *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2003; 2007; Babinski *et al.* 2013), evidenciada pelos diamictitos da Formação Puga na Faixa Paraguai, e na porção norte da faixa, no estado do Mato Grosso, capa carbonática da Formação Mirassol D'Oeste, base do Grupo Araras, que sobrepõe os diamictitos da Formação Puga. Estratigraficamente acima do Grupo Araras, ocorre a Formação Serra Azul, evidenciada por diamictitos e siltitos, que unidos aos dados quimioestratigráficos

e com idade de 580 ± 2 Ma, obtida por U-Pb, é interpretada como uma capa carbonática do episódio Gaskiers, há 580 Ma (Alvarenga *et al.* 2007).

A Formação Sete Lagoas na Faixa Brasília (parte inferior do Grupo Bambuí), em Minas Gerais e em Goiás, foi datada em 740 ± 22 Ma pelo método Pb-Pb (Babinski *et al.* 2007), que, por sobrepor os diamictitos da Formação Jequitá e por seu conteúdo quimioestratigráfico, foi interpretada como uma capa carbonática pós-Sturtiana depositada no Criogeniano (Alvarenga *et al.* 2007). Posteriormente Caixito e colaboradores (2012) reinterpretaram a quimioestratigrafia (C e Sr) e junto da ocorrência de capa carbonática dolomítica com *cementstones* de aragonita e microbialitos, típicos da capa carbonática Marinoana (635 Ma), e propuseram que toda a Formação Sete Lagoas se depositou desde o início do Ediacarano.

Posteriormente Warren e colaboradores (2013) relataram fósseis de metazoários (*Cloudina* sp. e *Corumbella* sp.), na parte superior da Formação Sete Lagoas. *Cloudina* é um fóssil guia para o final do Ediacarano, o que sugere que a porção superior da Formação Sete Lagoa foi depositada ao final do Ediacarano. Apesar da interpretação dos autores para a parte superior da Formação Sete Lagoas como final do Ediacarano, a mesma interpretação não se aplica obrigatoriamente ao momento de deposição para a base da formação, que teria se depositado no começo do Ediacarano.

1.4 O contexto dos microbialitos em capas carbonáticas Neoproterozoicas

1.4.1 Definição do Termo Microbialito - Um século para uma definição abrangente para estas estruturas biossedimentares

O termo *stromatólito* foi cunhado por Ernest Kalkowsky, em 1908, para descrever estruturas do Triássico Inferior no calcário de Buntsandstein na Bacia de Subhercyan, na Alemanha. O termo reúne o prefixo grego *stroma*, que significa “camada” e o sufixo *lithos* que significa “rocha” (Awramik, 1991). Porém, no século XIX, trabalhos sobre estruturas semelhantes já tinham sido publicados. Por exemplo, Hofman (1826- apud Grey *et al.* inédito) e Orsted (1842- apud Grey *et al.* inédito)

descreveram depósitos laminados em sedimento siliciclástico, posteriormente atribuídos a esteiras microbianas (Fenchel *et al.* 1998). Em 1883, Hall caracterizou estruturas sedimentares em rochas da área de Saragota Springs, Estado de New York, e inferiu que foram construídas por algum animal desconhecido, classificando-as como *Cryptozoon proliferum* (Grey *et al.* inédito).

Autores como Cohn (1864), Kalkowsky (1908), entre outros, sugeriram a contribuição de algas e cianobactérias na formação de depósitos biossedimentares. Em 1914, Walcott descobriu restos de cianobactérias coccoideais e filamentosas em estromatólitos, e comparou esses microfósseis com cianobactérias modernas associadas a depósitos carbonáticos em lagos. Nesse trabalho, Walcott concluiu que os estromatólitos eram produzidos por cianobactérias que precipitavam o carbonato de cálcio (Awramik, 1991; Grey *et al.* inédito). Em 1927, Pia publicou sua monografia na qual agrupa diferentes estruturas biossedimentares no termo *Porostromata* (Grey *et al.* inédito).

No entanto, a origem biológica dessas estruturas biossedimentares foi contestada até a década de 30, quando os primeiros estromatólitos modernos foram documentados nas Bahamas. Black (1933) reportou estruturas constituídas, principalmente, de cianobactérias filamentosas dos gêneros *Schizothrix* e *Phormidium* na Ilha de Andros, Bahamas, e notou que essas esteiras microbianas formavam um tapete na interface água/sedimento, o qual sobrevivia a episódios de sedimentação, crescendo verticalmente através do sedimento (Grey *et al.* inédito). A partir do trabalho de Black (1933), vários outros foram publicados interpretando estromatólitos do Pré-Cambriano como biogênicos e marinhos; porém, a forma macroscópica dessas estruturas era diferente da relatada no Pré-Cambriano (Schopf, 1994).

Apenas a partir da década de 50, estruturas biossedimentares com formas semelhantes à do registro fóssil foram encontradas. Logan (1961) descreveu estromatólitos que ocorrem em Shark Bay, Austrália. Sua forma macroscópica de grandes domos e colunas serviu como análogo moderno para determinar as condições físicas e biológicas que construíam e moldavam os estromatólitos pretéritos (Figura 1.5) (Logan *et al.* 1964).

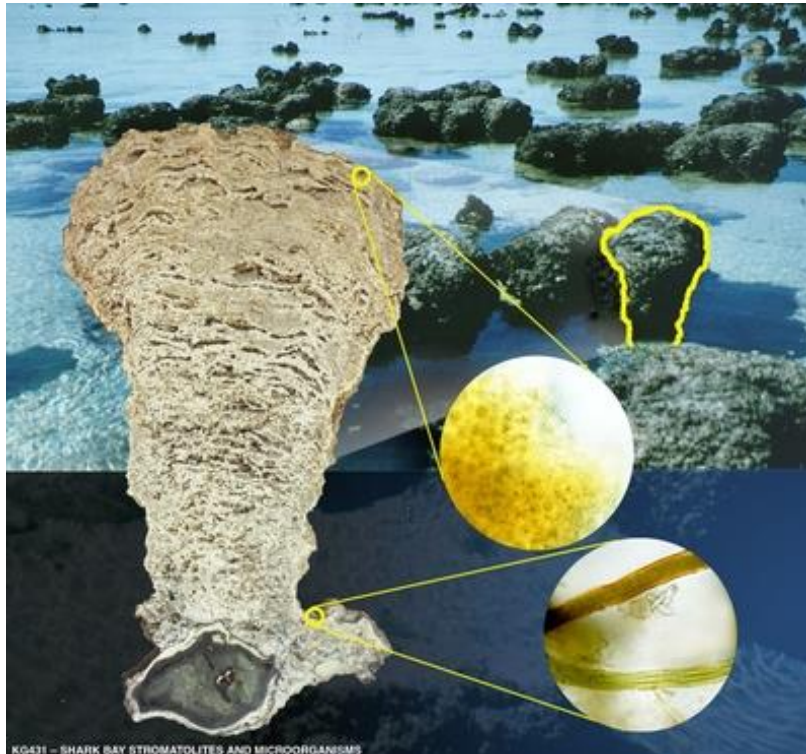


Figura 1.5 Estromatólitos de Hamelin Pool, Shark Bay, Austrália. Colunas nos microbialitos são de ~25 cm de altura. Em detalhe estão diferentes comunidades de cianobactérias que compõem a comunidade do microbialito.

Outra localidade moderna onde foram encontrados microbialitos é a Laguna Mormona, na Baja California, México. Estudos realizados por Horodyski e colaboradores (1975) e Horodyski (1977) não apenas descreveram os depósitos biossedimentares em laminitos microbianos e estruturas trombolíticas, como também propuseram que os processos físico-químicos que ocorriam nesses microbialitos modernos seriam análogos a processos pretéritos, tais como os efeitos de episódios de inundação e de mudança da profundidade da água na laminação dos microbialitos.

A partir da década de 70, ficou evidente na comunidade científica a importância dessas estruturas biossedimentares, tanto para entender processos atuais (e.g. precipitação de dolomita, ecologia de comunidades bentônicas), quanto para entender ambientes pretéritos. Porém, um consenso em relação ao significado do termo “estromatólito” não existia; por isso, foram propostas diversas definições para o termo (Doemel & Brock 1974; Awramik & Margulis, 1974; Krumbein, 1983; Riding, 2000; Riding, 2011, entre outros).

As pesquisas durante o último século revelaram muitos detalhes em relação à natureza e à história dos estromatólitos. Entretanto, com a descoberta de diferentes estruturas (*e.g.*, estromatólitos, trombólitos, oncólito), a definição do termo “estromatólito” para classificar diferentes estruturas não era a mais adequada. Para contornar o problema, a partir da década de 60, uma série de termos para classificar as estruturas biossedimentares foram propostos (Riding, 2011). Aitken (1967) propôs o termo *cryptoalgas* para estruturas em rochas que se originaram através do aprisionamento de sedimento e da precipitação de carbonato pela atividade de algas não esqueletais. Posteriormente, Kennard & James (1986) propuseram o termo *cryptomicrobial* para estruturas formadas por cianobactérias.

Awramik & Margulis (1974) redefiniram o termo “estromatólito” referindo-se a estruturas biossedimentares, atuais ou preservadas em rochas, produzidas pela interação entre as atividades biológicas de comunidades microbianas bentônicas com o sedimento. No mesmo ano, Doemel & Brock classificaram “estromatólitos” como estruturas sedimentares com laminações resultantes de migração diferencial de microorganismos fotossintetizantes. Posteriormente, Krumbein (1983) definiu estromatólitos como estruturas laminadas fixas ao substrato, oriundas de atividade microbiana.

Em vista das definições conflitantes para termos similares, o vocábulo “microbialito” foi proposto por Burne & Moore (1987) e utilizado nesta tese, com significado semelhante ao que Awramik & Margulis (1974) propuseram para “estromatólitos”. De acordo com Burne & Moore (1987), microbialitos são depósitos biossedimentares que se formam como resultado de comunidades bentônicas microbianas, aprisionando e acumulando sedimento detrítico e formando o sítio para a precipitação mineral. Autores como Riding (2000) e Dupraz *et. al.* (2006) consideram a formação de microbialitos um processo biologicamente mediado e dependente do ambiente já que uma litificação precoce é essencial para a acreção e a preservação dessas estruturas. Portanto, microbialitos não são fósseis *sensu stricto*, mas sim icnofósseis macroscópicos, visto que são estruturas sedimentares macroscópicas reliquiares de antigas esteiras microbianas litificadas (Chacón, 2010), e registram a interação entre esteiras microbiana e meio ambiente (Walter, 1977).

O termo “microbialito” é utilizado atualmente para descrever estromatólitos, trombólitos e estruturas similares cuja ocorrência, preservação está diretamente ligada ao ion CO_3 (Riding, 2011). Os microbialitos são diferenciados por sua textura (*e.g.*, estromatólitos e oncólitos - textura laminada; trombólitos - textura grumosa ou em grumos, sem laminação) (Riding, 2000; Riding 2011).

1.4.2 Como se forma um microbialito?

Como acima exposto, os depósitos biossedimentares são formados pelo aprisionamento físico de sedimentos detríticos, pela precipitação mineral nas esteiras microbianas e pelo crescimento das comunidades. De acordo com Grotzinger & Knoll (1999) foram identificados três processos para a formação dos depósitos biossedimentares: (i) o crescimento das esteiras microbianas, (ii) deposição sedimentar e (iii) a precipitação mineral.

Um requisito primordial para a formação de um microbialito é a colonização de um substrato por uma comunidade fundadora (normalmente bactérias ou cianobactérias). Após a colonização da superfície toda a comunidade continua a se estabilizar no substrato através da produção de EPS (substância extracelular polimérica) ou biofilme (Reid *et al.* 2000). EPS ou biofilme são estruturas polissacarídicas complexas que contem enzimas, lipídios, DNA extracelular, proteínas, ácidos nucleicos. Os biofilmes são estruturas adesivas que junto das comunidades formam a esteira microbiana (Dupraz *et al.* 2009). O biofilme possui diversas funções dentro da esteira microbiana, como, por exemplo, transporte de nutrientes, ser hidrolisada e digerida pela comunidade em períodos de escassez de nutrientes e servem como proteção contra raios UV, formando um filtro para as comunidades (Dupraz *et al.* 2009).

As comunidades não ficam fixas no biofilme, mas movem-se em seu material viscoso, porém são comumente divididas em zonas, de acordo com seus processos metabólitos. No topo dos microbialitos, ocorre a zona de crescimento (Figura 1.6). Ela é comumente formada por cianobactérias, que são microorganismos do domínio das bactérias, simples, não nucleados e compostos por células com pouca variedade intraespecífica. Possuem várias formas, sendo as mais comuns: coccoidal, elipsoidal e

filamentosa. São a primeira evidência, no registro fóssil, de organismos capazes de produzir oxigênio através de fotossíntese e o consumir através da respiração aeróbica (Grotzinger & Knoll, 1999; Schopf, 2001).

As cianobactérias são elementos-chave para a formação dos microbialitos. Esses procariontes compõem uma densa esteira na interface água/sedimento, pois demandam luz solar tanto para a realização de fotossíntese, através da clorofila alpha, quanto para a produção de EPS, que é responsável pela aderência de sedimentos detríticos em camadas, formando a unidade básica do microbialito: a laminação (Grotzinger & Knoll, 1999; Riding, 2000, 2011; Schopf, 2001). Através da mucilagem, as cianobactérias são capazes de deslizar em direção à fonte de luz ou afastar-se dela para proteção; essa movimentação é chamada de movimento fototático. Devido a esse deslizar, as cianobactérias filamentosas enrolam-se, conferindo a esteiras microbianas uma textura emaranhada (Grotzinger & Knoll, 1999). O oxigênio produzido na esteira é utilizado pelas cianobactérias ou por bactérias aeróbicas que habitam essa zona; enquanto que o oxigênio restante é liberado na atmosfera (Margulis *et al.* 1981; Schopf, 1992).

Logo abaixo das esteiras de cianobactérias, existe a zona intermediária, a qual apresenta espessura de poucos milímetros, composta de bactérias fotossintetizantes não produtoras de oxigênio e microorganismos aeróbicos facultativos. As bactérias na zona intermediária absorvem a luz do sol em comprimento de onda diferente das cianobactérias, cuja absorção da luz solar é realizada pela bacterioclorofila e por outros pigmentos. É nessa zona que a litificação precoce dos estromatólitos ocorre (Horodyski *et al.* 1975; Margulis, *et al.* 1981; Schopf, 2001; Riding, 2011). O oxigênio da zona intermediária é raro, e é consumido em sua totalidade pelos microorganismos aeróbicos facultativos (Schopf, 2001).

A zona anóxica é a zona mais basal de um microbialito. Possui centímetros de espessura, e é caracterizada pela presença de bactérias e de arquea-anaeróbicas obrigatórias; incluem organismos quimiotróficos que reduzem sulfato e produzem metano, o que deixa no registro geológico um sinal isotópico típico desses organismos. (Margulis *et al.* 1981; Grotzinger & Knoll, 1999; Schopf, 2001).



Figura 1.6 Esteira microbiana recente com a disposição das comunidades de acordo com o tipo de metabolismo. (Foto modificada de Kurt Hanselmann, extraída de Caleffo, 2014).

O movimento fototático dos organismos que compõem as comunidades dos estromatólitos é a causa principal para a formação de laminação pelo aprisionamento de sedimento. Quando em condições ambientais constantes, a zona de crescimento mantém sua forma pois a matéria orgânica, a mucilagem e as cianobactérias são degradadas (Grotzinger & Knoll, 1999). Se o sedimento recobre o estromatólito e bloqueia a luz, as cianobactérias podem migrar através do sedimento para colonizar acima dessa camada. Se as cianobactérias não conseguem transpassar a camada de sedimento, a colônia morre soterrada, podendo o sedimento ser colonizado por outra colônia de cianobactérias. Com a migração e a colonização da nova camada de sedimento pelas cianobactérias da zona de crescimento, os microorganismos que habitam a zona intermediária colonizam a camada disponível. Os microorganismos da zona anóxica também migram para a camada antes habitada pelos microorganismos da zona intermediária, e as bactérias e os arquea-anaeróbicos degradam qualquer matéria orgânica disponível em suas atividades metabólicas (Schopf, 2001).

A composição da textura e da espessura vai depender dos agentes hidrodinâmicos que depositaram os sedimentos (e.g. marés, tempestades, furacões); tais agentes exibem

diferentes frequências, capacidades e, provavelmente, cada um deles atrairá partículas de sedimento detrítico de áreas e de fontes diferentes. Posteriormente, a superposição desses eventos produzirá diferentes ordens de laminação, agrupadas em ciclos (Monty, 1976).

Além da resposta fotostática, Monty (1976) compilou outros modos que os estromatólitos podem gerar laminação:

-Mudança da espécie dominante:esteiras estromatolíticas contêm, normalmente, diferentes populações dominantes de cianobactérias que não se reproduzem ao mesmo tempo e nem nas mesmas condições. Isso aumenta a adaptabilidade da comunidade ao meio. Além disso, a diferença periódica de organismos produz uma laminação diferenciada.

-Crescimento interno:em ambientes hipersalinos, as cianobactérias da camada superior da zona de crescimento do estromatólito ficam fortemente pigmentadas para proteger as células de extrema insolação e evaporação excessiva. Nesses casos, observa-se que ocorre o empilhamento de lâminas abaixo dessa camada superior podendo modificar sua forma macroscópica.

-Calcificação periódica de cianobactérias formadoras de estromatólitos:em alguns estromatólitos, a litificação precoce ocorre em partes do microbialito, enquanto, em outros momentos, a litificação pode ocorrer simultaneamente na esteira. Monty (1976) considera esses eventos como evidências de alternância de espécies dominantes no estromatólito.

-Precipitação de cristais com hábitos diferentes: modificação periódica na química local do mar e consequente precipitação de cristais com hábitos diferentes.

-Alinhamento de partículas: em estromatólitos dômicos, o sedimento detrítico que se deposita nos flancos do estromatólito sofre maior ação da gravidade. Com isso, as partículas grandes de sedimento tendem a ficar alinhadas nos flancos dos estromatólitos.

Um componente comum na laminação dos estromatólitos é a ocorrência de janelas, poros primários não sustentados pelos grãos. Janelas paralelas ao acamamento, são chamadas de *janelas laminares*. Estes poros podem ocorrer, em estromatólitos, devido a diferentes processos (Monty, 1976; Bosak *et al.* 2009). Entre

eles está a formação de gases dentro do estromatólito durante a fotossíntese, que distorcem as esteiras microbianas (Figura 1.7), ou pela decomposição da matéria orgânica, que pode criar bolhas dentro da mucilagem da superfície do estromatólito (Bosak *et al.* 2009). Mudanças locais significativas de pH e na concentração de CO₂ originadas pelas comunidades bentônicas no estromatólito, podem resultar em dissolução do carbonato dentro da estrutura.

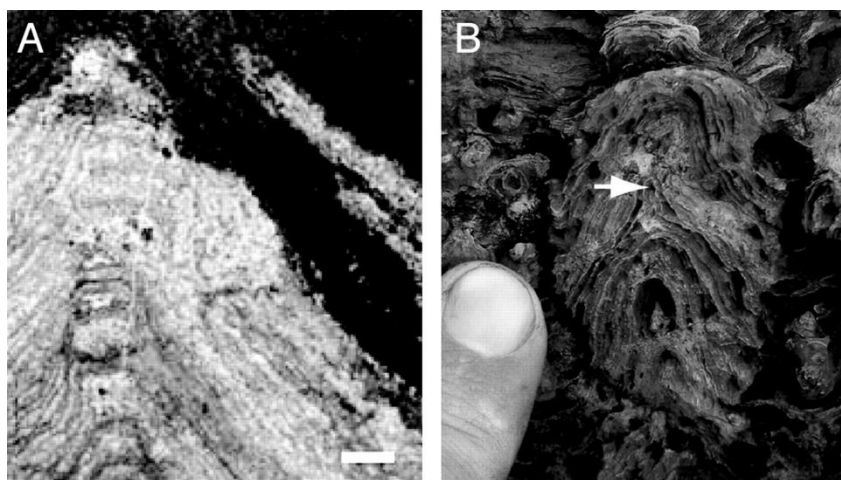


Figura 1.7 Estromatólitos cônicos do tipo *Conophyton*, onde fenestras encontram-se preferencialmente na zona axial, a região onde as cianobactérias filamentosas estão em maior quantidade, realizando fotossíntese, seta em B indica fenestras. Escala-2 mm. (Extraído de Bosak *et al.* 2009).

Outro importante modo para o crescimento dos microbialitos é a precipitação mineral para o crescimento das bioconstruções. Calcificação é o termo utilizado para a referir-se à precipitação de minerais carbonáticos nas esteiras microbianas (e.g. dolomita, calcita, aragonita) (Chacón, 2010). De acordo com Dupraz e colaboradores (2009) a precipitação em esteiras microbianas pode ocorrer de duas formas: Mineralização inorgânica, e organomineralização.

A mineralização inorgânica ocorre com a precipitação sem controle por ação biológica, na presença ou na ausência das comunidades bentônicas. Por exemplo, Bosak e colaboradores (2004) produziram estruturas semelhantes à peloides em laboratório por controle de condições específicas de temperatura, pH e supersaturação em CaCO₃. Outro exemplo é a precipitação de travertinos, que ocorre através da mineralização inorgânica de águas alcalinas supersaturadas em CO₂ e que são aquecidas de modo

geotérmico (Riding, 2000). Porém travertinos ocorrem com texturas diferentes se precipitados com a presença de comunidades de organismos bentônicos.

De acordo com Perry *et al.* (2007) organomineralização é qualquer precipitação mineral através da ação de organopolímeros e componentes não biológicos, sem o controle estritamente biológico ou a formação de esqueletos ou conchas. Quando a atividade metabólica das comunidades pertencentes a esteira microbiana induz a precipitação mineral é chamada de organomineralização (Dupraz *et al.* 2009).

Diversas observações enfatizaram o papel de organismos heterotróficos em esteiras microbianas para a precipitação de carbonato de cálcio (CaCO₃) em ambientes recentes e pretéritos, promovidas por bactérias redutoras de sulfato durante a litificação da esteira (Vasconcelos *et al.* 2006; Nedelec *et al.* 2007; Font *et al.* 2010) ou na micritização das esteiras microbianas ou na formação de grumos peloidais (Riding, 2000; Turner *et al.* 2000). Em laboratório Bosak e colaboradores (2003) identificaram o metabolismo de bactérias redutoras de sulfato influencia positivamente as taxas de precipitação de carbonato mesmo em ambientes supersaturados em carbonato de cálcio, que precipitaria esse carbonato de modo inorgânico, e que as células mortas, dentro das esteiras microbianas são os sítios de nucleação para a rápida nucleação do carbonato.

1.4.3 Principais Morfotipos de Microbialitos- Oncólitos, Trombólitos e Estromatólitos

Os microbialitos são diferenciados por suas formas macroscópica e mesoscópica (Riding, 2000; Srivastava, 2004; Riding, 2011). De acordo com Hofmann (1969) e com modelos atuais (Riding, 2011; Bosak *et al.* 2013), a morfologia macroscópica dos microbialitos tem origem na interação entre o ambiente e as esteiras microbianas. Por isso, o estudo dos estromatólitos pretéritos revela informações sobre o meio em que essas estruturas se formaram, bem como sobre as comunidades responsáveis por sua construção. A morfologia macroscópica reflete os fatores ambientais atuantes durante a formação do microbialito, ao passo que as morfologias mesoscópica e microscópica indicam interações do próprio ecossistema microbiano com o meio ambiente (Bosak *et al.* 2013).

São três os principais tipos de microbialitos: oncóides, trombólitos e estromatólitos.

1.4.3.1 Morfotipo: Oncóides

Oncóides são estruturas laminadas de forma subsférica, ovoide, lobada ou achatada, com laminação concêntrica. Crescem soltos e móveis na interface água/sedimento e na coluna d'água, e atingem tamanhos entre 1 mm à 6cm (Hofmann, 1969; Burne & Moore, 1987). A rocha constituída pelo acúmulo de oncóides é chamada de oncólito.

Este morfotipo é composto de um núcleo (mononucleado) ou de dois ou mais núcleos (polinucleado) de naturezas diversas e um envelope laminados, alternando entre lâminas claras e escuras compostas, principalmente, por cianobactérias filamentosas (Dahanayake, 1977). São típicos, mas não exclusivos, de ambientes de alta energia hidrodinâmica (Fluguel, 2010).

O núcleo pode ser formado tanto por minerais quanto por bioclastos, ou até por intraclastos, como oncóides menores ou fragmentos de estromatólitos ou trombólitos. Porém, muitas vezes, o núcleo e sua origem são difíceis de se reconhecer (Folk, 1965). O formato e o tamanho do núcleo influenciam na forma do oncóide.

A laminação concêntrica desses microbialitos pode apresentar diferentes zonas de crescimento. Por exemplo, o oncóide pode depositar-se no substrato, e uma zona de crescimento preferencial é formada. Com a constante movimentação do oncóide no substrato, novas zonas de crescimento são formadas (Weiss, 1969).

1.4.3.2 Morfotipo: Trombólito

O termo “trombólito” vem da junção das palavras gregas *thrombos*, que significa “grumos” e *lithos*, que significa “rocha”. São depósitos microbianos bentônicos

carbonáticos com forma macroscópica semelhante a estromatólitos, porém sem laminação interna, caracterizados por uma textura grumosa (Figura 1.8) (Aitken,1967; Riding, 2000; Riding, 2011). Ocorrem principalmente em ambientes rasos e de alta energia (Riding, 2011) e são diferenciados em dois tipos: trombólitos formados a partir de microorganismos calcificados e trombólitos em aglutinações “grossas” (Riding, 2000; Riding, 2011).



Figura 1.8 Forma macroscópica de trombólitos, parte escura da rocha, do Grupo Araras fotografado em campanha de campo na região da cidade de Nobres, Mato Grosso. Foto cedida por Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA).

Os trombólitos consistem em grumos de cristais de carbonatos, formados por organismos calcimicrobianos, cercados por sedimento detrítico. Microfósseis calcificados, entre eles os filamentosos de *Girvanella* e as colônias botroidais coccoidais de *Renalcis* são comuns em recifes desse tipo de microbialito a partir do Cambriano (Figura 1.10) (Riding, 2000; Kennard & James, 1986; Frasier & Corsetti, 2003).

Estruturas trombolíticas com aglutinações grossas são conhecidas apenas no Neogeno e são descritas por Aitken (1967) como “trombólitos-estromatólitos”. Pouco se sabe sobre o desenvolvimento desse tipo de microbialito, porém, suspeita-se estar relacionado a esteiras de cianobactérias e algas que aprisionam o sedimento grosso.

Sabe-se que algumas esteiras modernas de cianobactérias, principalmente as dominadas por cianobactérias cocóides *Entophysali*, produzem texturas não laminadas, ou pobremente laminadas, semelhantes a esse tipo de trombólito (Figura 1.9) (Horodyski *et al.* 1975). Autores como Logan (1964) descreveram os microbialitos de Hamelin Pool, Shark Bay, Austrália, como esse tipo de associação.



Figura 1.9 Laminação de microbialitos modernos da Lagoa Mormona, Baja California, México. Notar o aspecto grumoso, não laminado, do microbialito (a) e as várias fenestras (f). GSC significa *hardground* cimentado por gipsita. (Extraído de Horodyski *et al.* 1975).

1.4.3.2 Morfotipo: Estromatólito

Estromatólitos originam-se associados ao substrato, com limites tridimensionais, da estrutura, bem definidos e são caracterizados por laminação que varia de alguns micrometros até alguns centímetros (Riding, 2000; Riding, 2011). Schopf (2001; 2003) caracteriza estromatólitos como comunidades ecológicas autocontidas, formando um ecossistema de microorganismos aeróbicos e anaeróbicos, predadores e presas. A compilação de informações sobre as esteiras microbianas atuais demonstra que os

estromatólitos são comunidades ecológicas, por vezes, autossuficientes (Margulis *et al.* 1981; Schopf, 1992).

A forma de crescimento dos estromatólitos pode ser variada em função do organismo e do ambiente em que ele se forma (Hofmann, 1969, Riding, 2011). O estilo de laminação nos estromatólitos também reflete fatores biológicos, físicos e sedimentológicos. O empilhamento da laminação pode ser distinguido da seguinte forma: laminação repetida – superposição de laminação de natureza similar; laminação alternada ou bimodal – alternância de dois tipos de laminação, com textura ou mineralogia diferentes; e laminação ciclotêmica – sucessão de, pelo menos, três tipos diferentes de laminação (Monty, 1976).

Sua zona de crescimento tende a seguir o contorno da camada subjacente, porém eventualmente a morfologia da laminação pode mudar em função de eventos que levam à interrupção de sua continuidade e/ou mudanças em seu relevo. Logan *et al.* (1964) classificou as formas de estromatólitos com base na geometria em três tipos, a saber: (i) estromatólitos LLH ou domos lateralmente interligados, que podem ser da forma C domos próximos, e forma S, que são domos espaçados; (ii) estromatólitos SH ou estromatólitos colunares e pseudocolunares; e (iii) SS correspondente aos oncóides. Posteriormente, Grotzinger (1989) revisou este trabalho e caracterizou as diferentes formas de estromatólitos de acordo com seu ambiente de ocorrência, sugerindo um padrão de ocorrência de acordo com o ambiente deposicional (Figura 1.10).

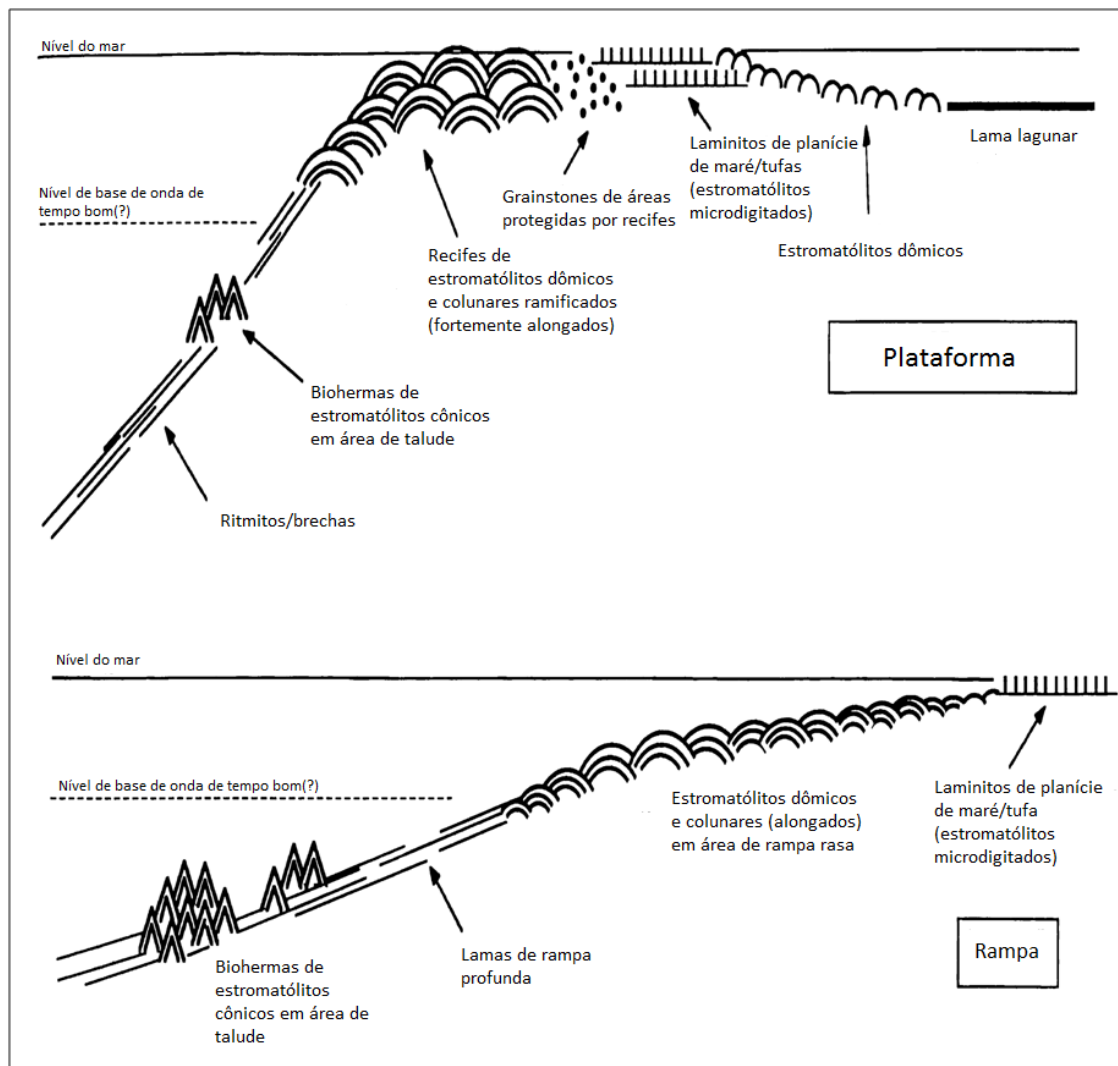


Figura 1.10 Morfologia dos estromatólitos em função do ambiente sedimentar (Traduzido de Grotzinger, 1989).

1.4.4 O registro de microbialitos até o fim do Pré-Cambriano

Microbialitos são os mais antigos registros biosedimentares, que demonstram as interações ecológicas complexas com o sedimento desde o Arqueano (Chacón, 2010) e as comunidades bentônicas que construíam e habitavam os microbialitos e foram as responsáveis por mudanças drásticas na biosfera (e.g. Grande evento de oxigenação).

Estas estruturas ocorrem no registro geológico há pelo menos 3,5 Ga, no Strelley Pool Chert, no Cráton de Pilbara, Austrália, como laminações finas contínuas e em

formas cônicas e textura espática (Hofmann *et al.* 1999). Apesar da biogenicidade destas estruturas ter sido fonte de debate, a origem biogênica para estas estruturas ainda é comumente aceita (Hofmann *et al.* 1999; Allwood *et al.* 2006; Bosak *et al.* 2013) e defendida como uma das mais antigas evidências da vida no planeta (Schopf, 1994).

Diante da ausência tanto de metazoários como de relações tróficas de competição e de predação com organismos complexos, seu registro tornou-se mais amplo e importante no Pré-Cambriano (Awramik, 1991). A abundância e a diversidade morfológica de microbialitos aumentaram rapidamente durante o final do Arqueano, mas foi no Proterozoico que esses vestígios tiveram seu auge (Figura 1.11) (Semikhatov & Raaben, 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 às formas proterozoicas encontradas na Austrália (Awramik, 2006).

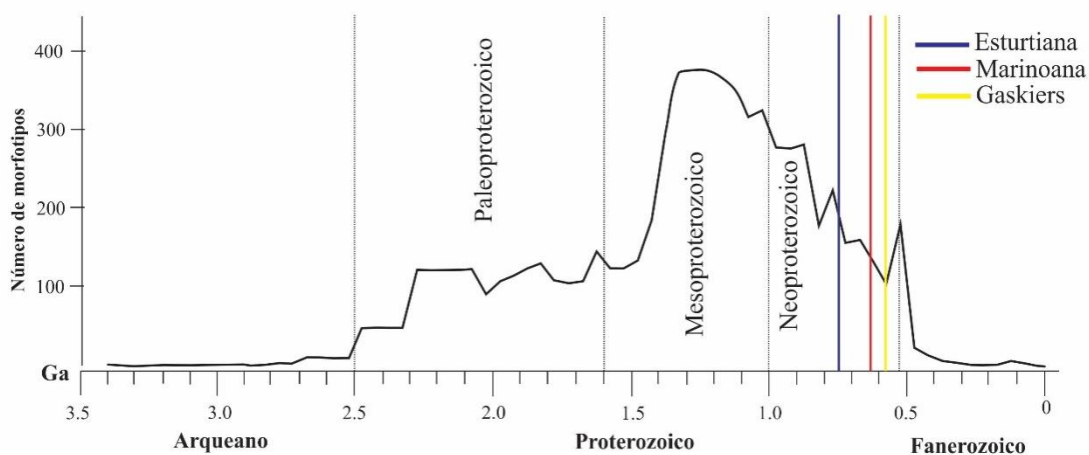


Figura 1.11 Abundância de morfotipos de estromatólitos no tempo geológico, compilado a partir de Awramik, 1991; Riding, 2006; Hoffman & Li, 2009. (Modificado de Fairchild & Sanchez, 2015).

Durante a era Neoproterozoica (1000 a 542 Ma), os microbialitos que dominavam o planeta foram substituídos no registro geológico por diversas comunidades de metazoários e por outros eucariontes (Awramik, 1991). Para compreender o declínio da abundância e a distribuição geográfica dos microbialitos, foi

sugerido que ao final do Neoproterozoico, surgiram predadores (metazoários) e macroalgas, os quais concorriam por espaço com microbialitos (Awramik, 1971, 1991; Walter & Heys, 1985). Outros autores (Grotzinger, 1989; Grotzinger 1990) sugeriram que o declínio dos microbialitos teve como importante fator o declínio gradual do estado de saturação do carbonato oceânico que reduziu a abundância de microbialitos durante o Proterozoico.

Por sua vez Fedokin (2003) e Riding (2006) discordaram da ideia de que a predação por metazoários possa ter causado o declínio da abundância de estromatólitos no fim do Neoproterozoico. Fedokin (2003) argumentou que evidências paleontológicas diretas não foram encontradas para sustentar essa hipótese. A presença de metazoários (*e.g. Cloudina*) com microbialitos (trombólitos e estromatólitos) tem sido verificada para vários continentes no final do Ediacarano (Grotzinger *et al.* 2000; Grotzinger *et al.* 2005; Warren *et al.* 2012; 2014; Cai *et al.* 2013; Kerber, 2015). Ao mesmo tempo estudos com esteiras microbianas recentes demonstraram que essas comunidades bentônicas liberam toxinas letais ao zooplâncton e a metazoários, ou que podem reduzir o número de descendentes de organismos que se alimentam dessas comunidades.

Riding (2006; 2011) sugeriu que o declínio da abundância dos microbialitos não condiz com o aparecimento de metazoários no registro fóssil, pois, enquanto os metazoários apresentavam grande abundância e diversidade, ocorreu também um aumento na abundância de microbialitos, indicando que talvez a causa para o declínio seja um conjunto de fatores físico-químicos.

1.4.5 Microbialitos em capas carbonáticas Esturtianas e Marinoanas

Como exposto no item 1.1 as capas carbonáticas são depositadas subsequentemente as glaciações Neoproterozoicas. A gênese das capas carbonáticas está relacionada com o fim das glaciações Neoproterozoicas. Como atividade vulcânica nunca cessou durante as glaciações, o CO₂ aumentou gradualmente na atmosfera (Hoffman & Schrag, 2002). Além disso, a desestabilização de depósitos de metano aprisionado no *permafrost* pode ter contribuído para o aumento da concentração de gases de efeito estufa (Kennedy *et al.* 2001), que atingiu níveis críticos de

aproximadamente 1000 vezes comparado ao nível atual (Hoffman & Schrag, 2002). Sanjofre e colaboradores (2011), por outro lado, discordam de que o CO₂ foi o causador do acúmulo do efeito estufa. Através da análise dos níveis de pCO₂, eles concluíram que os carbonatos depositados na capa carbonática de Mirassol D'Oeste são menores do que o esperado de acordo com o modelo proposto por Hoffman *et al.* (1998) e Hoffman & Schrag(2002), sugerindo, que pelo menos para a glaciação Marinoana, outros gases (*e.g.* metano) seriam os causadores do efeito estufa.

Devido ao efeito de estufa, formado pelo acúmulo de gases estufa durante a glaciação, a temperatura média global aumentou para cerca de 50° C, o que proporcionou um ciclo intenso de evaporação e precipitação de carbonato de cálcio (Hoffman & Schrag, 2002). O intenso processo de intemperismo em porções continentais aumentou a entrada de íons de HCO₃⁻ nos oceanos que levou a uma precipitação intensa de carbonatos, em especial nas zonas mais quentes, levando à formação de capas carbonáticas (Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag, 2002).

Com a transgressão do mar causada pelo degelo pós-glacial, as novas áreas inundadas (*e.g.* áreas de costa) formaram ambientes propícios para a formação de microbialitos, por isso estromatólitos são estruturas comuns entre as fácies típicas de capas carbonáticas Esturtianas e Marinoanas, com maior abundância de ocorrências e formas na capa carbonática Marinoana (Bosak *et al.* 2013; Sanchez, 2015). As formas mais comuns em capas carbonáticas são os laminitos microbianos de diferentes tipos (*e.g.* estratiformes, dômicos). Considera-se que estas estruturas são formadas abaixo do nível de base de onda de tempo bom, pois ocorrem em ambientes transgressivos e as formas das estruturas biossedimentares são susceptíveis a ação da hidrodinâmica. Em grande parte das exposições, não existem evidências de ação de onda ou corrente, intraclastos ou evidências de exposição subaérea indicativos de que estes microbialitos se formaram em outros ambientes (Nogueira *et al.*; 2003; Corsetti & Grotzinger; 2005; Pruss *et al.* 2010; Bosak *et al.* 2013).

Em capas carbonáticas Esturtianas, os laminitos microbianos ocorrem bruscamente acima dos depósitos glaciais (diamictitos) da Formação Rasthof, Namíbia (Pruss *et al.* 2010; Bosak *et al.* 2013). Nestes laminitos ocorrem estruturas de *roll-up* e a gênese destas estruturas em ambientes siliciclásticos recentes é relacionada a fragmentos de esteira microbiana deformadas ou fragmentadas pela ação de correntes

(Schieber *et al.* 2007). Porém, na Formação Rasthof, estas estruturas são interpretadas como estruturas formadas através do escape de fluidos próximo da interface água-sedimento em esteiras pré-litificadas. Durante a litificação precoce parcial, algum fluido (*e.g.* água durante a compactação e litificação do carbonato) escapa pelos pontos de fraqueza da estrutura bisedimentar, criando diques e espaços vazios, truncando e dobrando a laminação pré-litificada (Pruss *et al.* 2010; Bosak *et al.* 2013). A deformação das esteiras microbianas e a fluidização pode estar relacionada também com falhas sinsedimentares e eventos sísmicos que ocorreram durante a deposição da Formação Rasthof (Hoffman & Halverson, 2008; Bosak *et al.* 2013).

Nos depósitos de capas carbonáticas da glaciação Marinoana (evento Marinoano) são descritas três fácies típicas de estromatólitos (Bosak *et al.* 2013), estromatólitos alongados, estromatólitos associados a estruturas tubulares (chamados de *tubestone stromatolites*) e megamarcas onduladas, chamadas originalmente de *tepee like structures* (Hoffman & Scharag, 2002; Nogueira *et al.* 2003), reinterpretadas como *giant wave ripples* (Allen & Hoffman, 2005). Entretanto, Sanchez (2015) compilou dados de capas carbonáticas Marinoanas (a partir de Hoffman & Li, 2009) e relatou uma diversidade maior do que inferido por Bosak *et al.* (2013), com nove formas distintas de estromatólitos. Esta abundância de formas pode estar relacionada com duas hipóteses: A primeira é que é necessário confirmar o caráter glacial de todas as formações listadas por Hoffman & Li (2009) para assegurar esta abundância de formas. A segunda é de que com a transgressão do nível do mar e a rápida deposição dos carbonatos da capa carbonática (Nogueira *et al.* 2003) as comunidades bentônicas encontram ambientes livres para a colonização e este rápido restabelecimento, sugere uma breve recuperação dos ecossistemas após as grandes glaciações do Neoproterozoico.

Portanto o estudo dos microbialitos em capas carbonáticas é necessário para entender como estas estruturas biossedimentares se formaram durante a pós-glaciação, o que pode nos revelar como se deu a recuperação da biota e a recolonização dos ambientes após as glaciações. Além disso os microbialitos registram em suas formas como era a hidrodinâmica destes ambientes, revelando também as condições ambientais que os microbialitos se desenvolveram.

Capítulo 2- Contexto Geológico – A Faixa Paraguai e os grupos Araras e Corumbá nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul- Brasil

2.1 Considerações Gerais - Faixa Paraguai

Os pontos visitados neste estudo afloram na Faixa Paraguai (Figura 2.1), uma faixa de dobramentos neoproterozoica ao sul do Cráton Amazônico, que se estende em forma de arco com orientação N-S no segmento sul e NE-SW no segmento norte, com concavidade para SE. Localiza-se em território brasileiro nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (Boggiani & Alvarenga, 2004; Tohver *et al.* 2010), com extensão de 1500 km e 300 km de largura. Sua origem está ligada à colisão de três paleocontinentes, o Cráton Amazônico a oeste, o Cráton São Francisco-Congo a leste e o Cráton Rio de La Plata ao sul, e ao fechamento do Oceano Clymene ao final do Ciclo Orogenético Brasileiro/Pan-Africano, durante o Cambriano inferior (Trompette, 1997; Cordani *et al.* 2003, Tohver *et al.* 2010) (Figura 2.2). Intrusões graníticas de 518-500 ocorrem na Faixa Paraguai (Granito São Vicente) devido a eventos distensivos posteriores.

A idade do fechamento da Faixa Paraguai e a presença ou ausência de uma litosfera oceânica é uma questão em debate. Resultados paleomagnéticos e geocronológicos indicam que durante o Ediacarano inferior o Cráton Amazônico era parte do continente Laurentia, os o crátons São Francisco e Rio de la Plata eram separados pelo oceano Clymene (Figura 2.2 B) (Tohver *et al.* 2010). Porém, Cordani e colaboradores (2013) sugeriram a existência de um extenso oceano, Goías-Pharusiam, que separava os blocos continentais, após a fragmentação do Rodinia. O fechamento deste oceano ocorreria devido a diversas e sucessivas colisões continentais a aproximadamente 600 Ma, amalgamando a porção oeste do Gondwana no final do Criogeniano. Evidências paleontológicas, como a ocorrência de Cludinas e Corumbellas ao final do Ediacarano na Faixa Paraguai (Kerber, 2015; Pacheco *et al.* 2015) e evidências apresentadas nesta tese indicam a presença de um mar no Ediacarano na Faixa Paraguai, porém não contribuem para afirmar se ocorreria em um mar restrito ou um mar com comunicação com o oceano no período Ediacarano.

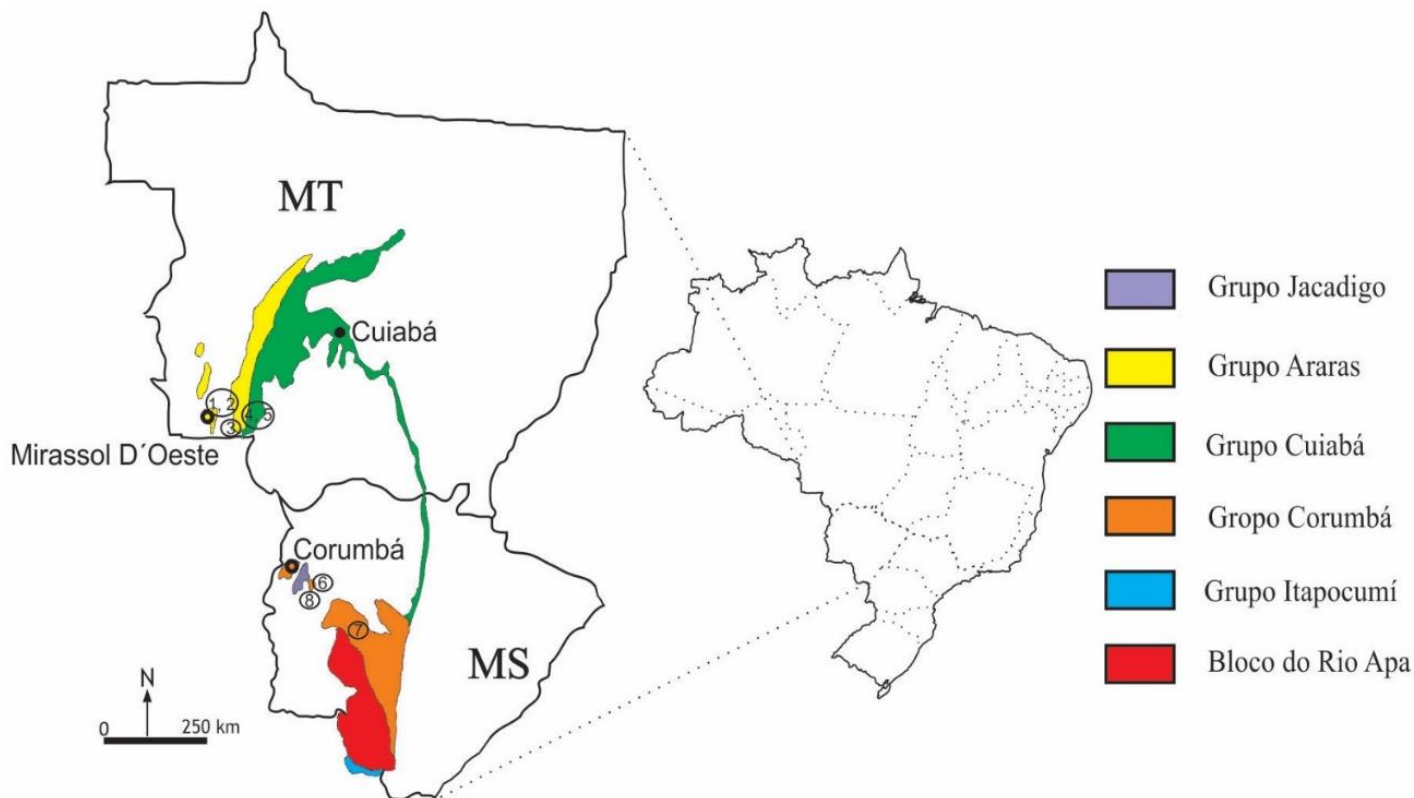


Figura 2.1 Mapa geológico da Faixa Paraguai em suas porções norte- estado do Mato Grosso e sul- Mato Grosso do Sul. 1- Pedreira Terconi; 2- Fazenda Santo Antônio; 3- Pedreira Emal-Camil; 4-5- Afloramentos na estrada Br-070; 6 – Porto Morrinhos; 7- Morraria do Sul; 8- Forte de Coimbra. (Adaptado de Alvarenga *et al.* 2000; Babinski *et al.* 2013).

A Faixa Paraguai é dividida em duas porções, porção Norte ou setentrional e porção Sul ou meridional, ambas as regiões apresentam em sua base exposição de diamictitos da Formação Puga (Alvarenga & Trompette, 1992; Boggiani *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2003), sobrepostos por unidades carbonáticas na Faixa Paraguai Sul, representadas pelo Grupo Corumbá e na Faixa Paraguai Norte, ou Faixa Paraguai setentrional, representada pelos Grupo Araras que é sobreposto por siliciclásticos de origem continental do Grupo Alto Paraguai (Alvarenga & Trompette, 1992; Nogueira *et al.* 2003; Boggiani *et al.* 2010).

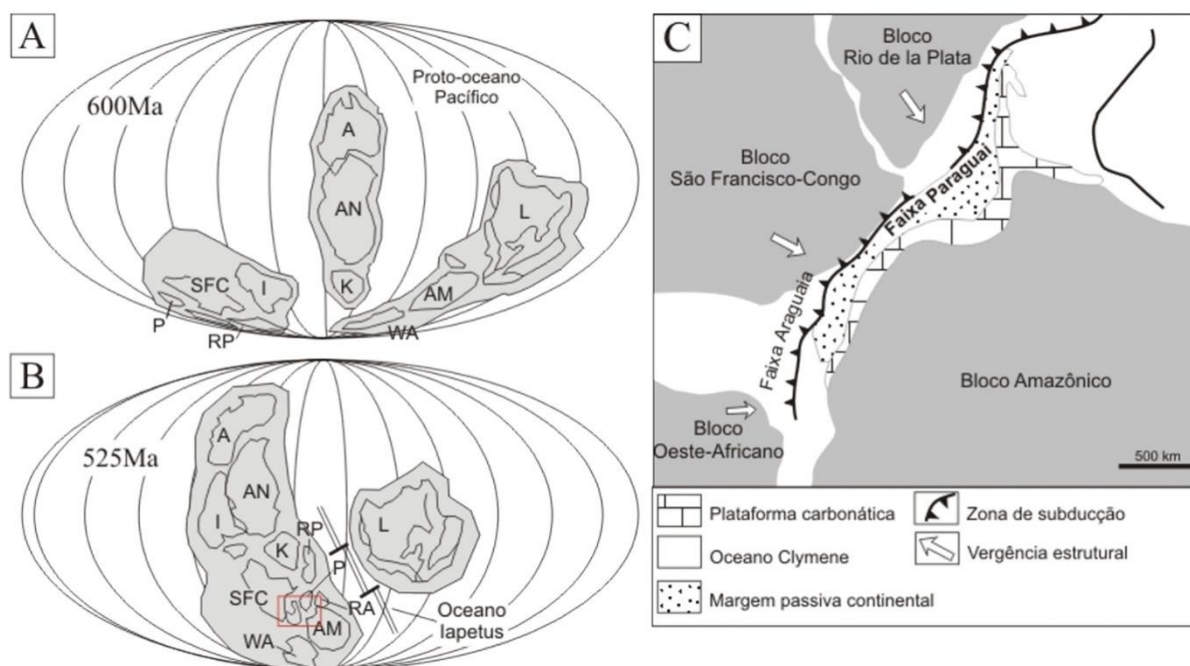


Figura 2.2 Reconstrução paleogeográfica baseada em dados paleomagnéticos (Modificado de Tohver *et al.* 2010, extraído de Rudnitzki, 2015). A- Abertura da margem do continente Laurentia e migração do Bloco Amazônico para Oeste em 600Ma. B- Arranjo dos continentes ao fim do Ediacarano. Quadrado vermelho indica os três paleocontinentes que colidiram para a origem da faixa, o Cráton Amazônico a oeste, o Cráton São Francisco-Congo e o Cráton Rio de La Plata ao sul. Abreviações dos blocos continentais: Australiano (A), Amazônico (AM), Arábe-Nubiano (AN), Indiano (I), Kalahari (K), Laurentia (L), Paraná (P), Rio Apa (RA), Rio de La Plata (RP), São Francisco-Congo (SFC) e Oeste Africano (WA). C- Modelo de convergência entre os blocos continentais durante o evento Orogenético Brasileiro/Pan-Africano entre 600 e 540 Ma, concomitante ao fechamento do Oceano Clymene.

O início da deposição da cobertura sedimentar da Faixa Paraguai teria ocorrido entre 635 e 540 Ma, evidenciado por dados estratigráficos, paleontológicos (metazoários, metáfitos e microfósseis) e geocronológicos (Alvarenga *et al.* 2000, Nogueira *et al.* 2003; Boggiani *et al.* 2010; Babinski *et al.* 2013). Embora a cobertura sedimentar da faixa varie consideravelmente, em termos de ambientes de sedimentação e de grau de deformação entre sua porção norte e sul, um padrão pode ser notado. Ao longo da faixa, observa-se a presença de diferentes unidades litoestratigráficas

constantes: da base para o topo ocorre uma unidade glacial, seguida de uma unidade carbonática, recoberta por uma unidade siliciclástica.

Na porção sul, a cobertura sedimentar inclui os diamictitos da Formação Puga, sobrepostos pelo sedimento siliciclástico e carbonático do Grupo Corumbá (Boggiani, 1997; Gaucher *et al.* 2003; Babinski *et al.* 2013). Na porção norte, a cobertura sedimentar inclui diamictitos glaciais da Formação Puga, sobrepostos pelos carbonatos do Grupo Araras, que, por sua vez, são sobrepostos pelo Grupo Alto Paraguai, de natureza siliciclástica (Alvarenga *et al.* 2000, Gaucher *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2003; Alvarenga *et al.* 2004; Nogueira & Ricomini, 2006, Boggiani *et al.* 2010).

2.2.1 Faixa Paraguai Sul-Grupo Corumbá

A unidade carbonática da Faixa Paraguai Sul, o Grupo Corumbá, possui aproximadamente 700 metros de espessura e sobrepõe a Formação Puga na região do Pantanal (Boggiani *et al.* 2006; Babinski *et al.* 2013); o Grupo Jacadigo ocorre na região da cidade de Corumbá (Freitas *et al.* 2011; Piacentini *et al.* 2013) e sobrepõe-se de modo discordante sobre as rochas ígneas do Bloco do Rio Apa e o Complexo Metamórfico Alto Tererê (Boggiani, 2010; Boggiani *et al.* 2010).

O Grupo Corumbá foi definido originalmente por Almeida (1945; 1965), e posteriormente dividido em cinco formações da base para o topo por Boggiani (1997) (Figura 2.3).

De acordo com Gaucher *et al.* (2003) e Boggiani *et al.* (2010), a deposição do Grupo Corumbá ocorreu em um sistema *rift-to-drift* que se desenvolveu acima da Formação Puga após a glaciação Marinoana (635 Ma). A parte inferior do grupo, formações Cadiueus e Cerradinho, representam a fase inicial de *rift*, seguida das formações Bocaina, Tamengo e Guaicurus que representam a fase de *drift* de preenchimento da bacia de Corumbá.

1) Formação Cadiueus- parte basal Grupo Corumbá, possui aproximadamente 300 metros de espessura. Composto por ortoconglomerados, arcóseas e folhelhos ao topo da formação. Este depósito é interpretado como pós *glacial-outwash fans*;

2) Formação Cerradinhos: possui aproximadamente 150 m de espessura. Composta por arcóseos, arenitos com estratificação plano-paralela e *grainstones* com laminação cruzadas. Interpretada como fan-delta. Posteriormente à deposição desta unidade, ocorreu peneplanização que originou as superfícies planas onde a Formação Bocaina foi depositada;

3) Formação Bocaina: possui aproximadamente 100 m de espessura. Composta por dolomitos, estromatólitos abundantes, níveis oolíticos e pisolíticos e arenitos fosfatizados ao topo da sucessão. A deposição da Formação Bocaina se deu em uma rampa carbonática sujeita a correntes de ressurgência;

4) Formação Tamengo: possui aproximadamente 200 m de espessura. É composta por brechas intraformacionais com clastos de diferentes litologias, quartzo-arenitos, *rudstones* com clastos arredondados, *mudstones* calcínicos escuros, margas, ritmitos, *grainstones* oolíticos, *rudstones* oncolíticos e *rudstones* bioclásticos. É interpretada como deposição sedimentar em contexto transgressivo na borda da plataforma, com águas rasas a oeste e águas profundas a leste;

5) Formação Guaicurus: Possui aproximadamente 150 m. Composta de siltitos cinza. Representa o fim da deposição de sedimentos por afogamento do Grupo Corumbá e o fim da deposição carbonática do grupo.

Grãos de zircão detrítico dentro dos diamictitos da Formação Puga, na região de Morraria do Puga, Faixa Paraguai Sul, indicam uma idade máxima de deposição (U-Pb) de ± 706.9 Ma (Babinski *et al.* 2013), que é ligeiramente mais novo do que a idade proposta para a Glaciação Esturtiana. Por outro lado, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de aproximadamente -5‰ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7077 no carbonato que ocorre acima da Formação Puga, em Morraria do Puga, são consistentes com as assinaturas isotópicas de unidades pós Marinoanas (Babinski *et al.* 2013). Correlacionando a Formação Puga, na Faixa Paraguai Sul, com depósitos da Glaciação Marinoana e tentativamente associados

aos carbonatos que ocorrem acima na Formação Bocaina (Boggiani *et al.* 2003; Babinski *et al.* 2013).

Próximo ao topo do Grupo Corumbá, na Formação Tamengo, o fóssil índice *Cloudina* (Beurlen & Sommer, 1957; Zaine & Fairchild, 1985) restringe a porção superior do Grupo Corumbá ao final do Ediacarano, perto do limite Pre-Cambriano-Cambriano (Grant, 1989; Zaine, 1991). Essa idade é corroborada pela idade U-PB de 543 ± 3 Ma em cristais de zircão recuperados de tufas vulcânicas intercaladas com fácies carbonáticas que ocorrem *Cloudinas lucianoi* (Babinski *et al.* 2008).

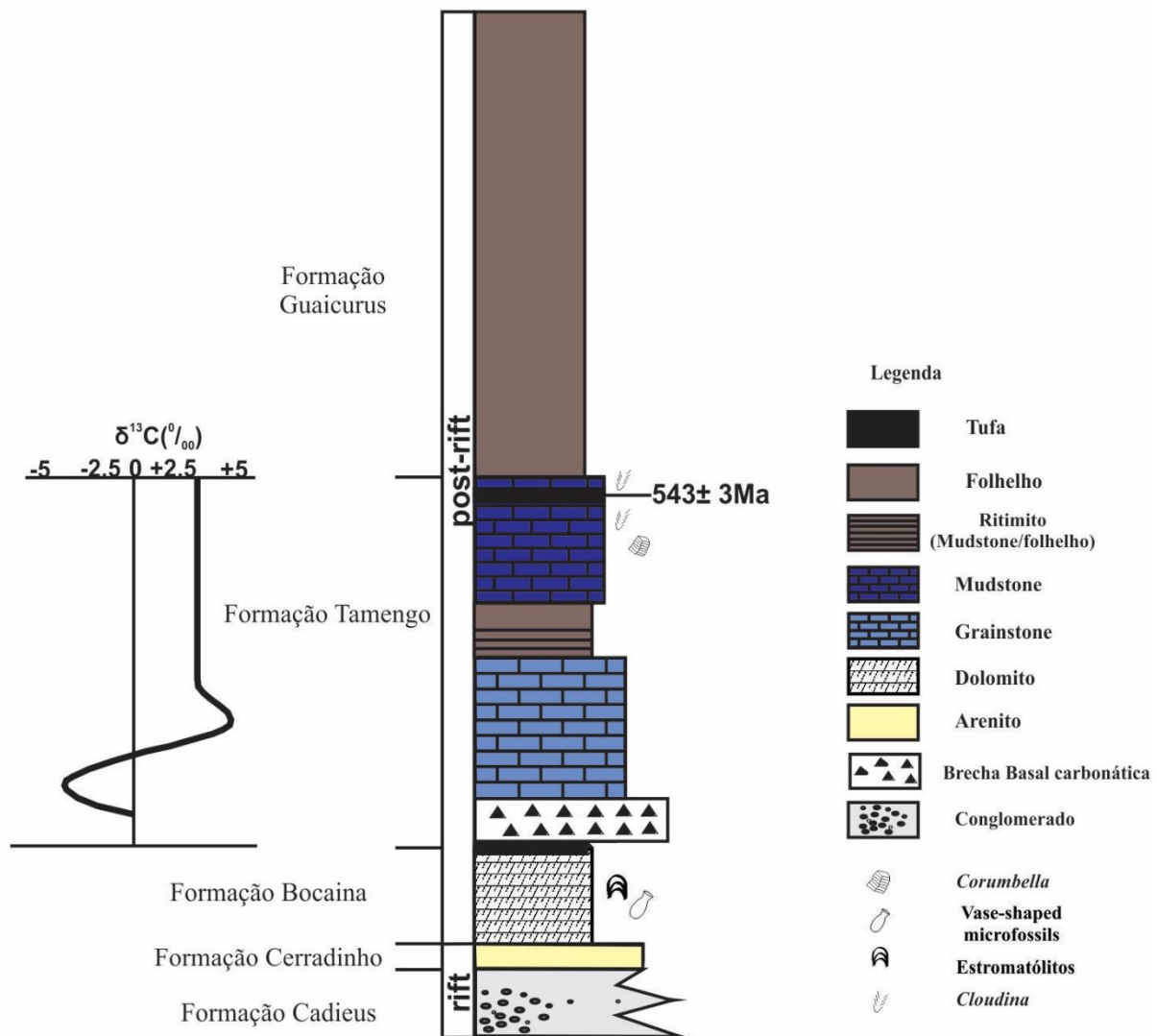


Figura 2.3 Coluna estratigráfica esquematizada do Grupo Corumbá (Modificado de Leme *et al.* Submetido).

2.2.2 Faixa Paraguai Norte- Grupo Araras

Castelnau (1850 *apud* Nogueira, 2003) citou, pela primeira vez as rochas carbonáticas aflorantes no segmento norte da Faixa Paraguai, descritas na região de Nobres e Cáceres. Evans (1894 *apud* Nogueira, 2003) descreveu as rochas carbonáticas de Corumbá (MS), também aflorantes no segmento norte da Faixa Paraguai denominando-as “Araras Limestone” da cidade de Araras, atualmente reconhecida como Bauxi. Almeida (1984) e Alvarenga & Trompette (1994) correlacionaram “Araras Limestone” da Faixa Norte com as rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, aflorantes no segmento sul da faixa.

Posteriormente Almeida (1964) propôs a categoria de "grupo" para estes carbonatos, com duas formações, a inferior pelítica-carbonática e a superior de composição dolomítica. Em 1966, Hennies sugeriu para as formações inferior e superior do Grupo Araras os nomes Guia e Nobres. Alvarenga & Trompette (1992) apresentaram um perfil estratigráfico da Formação Araras na região de Mirassol D’Oeste, destacando uma unidade dolomítica em contato brusco com os diamictitos, interpretados como pertencentes à Formação Puga. Após a proposição destas unidades, o Grupo Araras foi descrito como uma sucessão de calcários sobrepostos por dolomitos (Boggiani, 1997).

O Grupo Araras foi re-estudado por Nogueira (2003) que retomou a hierarquia estratigráfica originalmente proposta por Almeida (1964) e consolidou, ainda, as designações “Guia” e “Nobres” propostas por Hennies (1966). Além disso, Nogueira formalizou a nova estratigrafia do Grupo Araras (Nogueira & Riccomini 2006) no contexto dos eventos globais do Ediacarano (Nogueira *et al.* 2003; Trindade *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2007).

O Grupo Araras é então dividido, medindo aproximadamente 600 metros, em quatro formações da base para o topo (Figura 2.4):

1) Formação Mirassol D’Oeste, unidade basal da sucessão carbonática, possui em sua seção tipo 16 metros de espessura. Recobre bruscamente os diamictitos da Formação Puga. É composta por dolomitos róseos interpretados como depósitos de plataforma rasa a moderadamente profunda com a formação da associação estrutura tubular- microbialitos abaixo da zona de tempestades;

2) Formação Guia com aproximadamente 150 metros de espessura, é constituída em sua base por pelitos e calcários cinzas a cinza escuros, com leques de cristal (pseudomorfos de aragonita) e folhelhos betuminosos. Em sua porção superior ocorrem ritmitos de calcário fino e folhelhos, com laminação cruzada *hummockye swaley*. A formação é depositada em plataforma mista, moderadamente profunda, dominada por ondas e supersaturadas em carbonato de cálcio;

3) Formação Serra do Quilombo, de aproximadamente 100 metros de espessura, é constituída de dolomitos arenosos e brechas carbonáticas de coloração cinza a cinza claro. Ocorrem em contato gradual com a Formação Guia, em sua base, com a mudança de calcário para dolomitos. A Formação Serra do Quilombo foi depositada em plataforma moderadamente profunda influenciada por tempestades;

4) Formação Nobres, topo do Grupo Araras, de aproximadamente 200 metros de espessura, é constituída de dolomitos finos e arenosos, microbialitos abundantes, arenitos brancos e pelitos avermelhados, interpretados como depósitos de planície de maré associada à *sabkha*.

Posteriormente Alvarenga e colaboradores (2007) propuseram a inclusão da Formação Serra Azul entre o Grupo Araras e o Grupo Alto Paraguai, constituída de diamictitos e siltitos interpretados como depósitos glaciais. Junto aos dados quimioestratigráficos de C e O, as interpretações foram vinculadas à glaciação Gaskiers à ~580 Ma (Figueiredo, 2010). Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em carbonatos sotopostos a Formação Serra Azul sugerem o Ediacarano médio para estes carbonatos (razão de 0,7086). Os afloramentos da Formação Serra Azul são geograficamente distantes dos afloramentos descritos por Nogueira (2003) e Nogueira & Riccomini (2006) para o Grupo Araras, na região das cidades de Cáceres e Mirassol D'Oeste. Estudos mais detalhados devem ser realizados com os afloramentos desta nova Formação para posicioná-la estratigraficamente no contexto da Faixa Paraguai Norte. Porém, se esta sucessão se encontra acima do Grupo Araras, a idade máxima para os depósitos deste grupo é o Ediacarano médio.

A idade do Grupo Araras foi, a princípio, estabelecida com base em sua correlação estratigráfica com o Grupo Corumbá, ao sul, que contém metazoários dos gêneros *Corumbella* e *Cloudina*, descritos por Zaine & Fairchild (1987) típicos do final

do Ediacarano. Estes fósseis, somados a assembleia microfossilífera descrita por Gaucher e colaboradores (2003) indicam uma idade ediacarana.

Em 2006, Babinski e colaboradores utilizaram o método Pb/Pb em rochas da Formação Mirassol D'Oeste e obtiveram uma idade de 627 ± 32 Ma, por meio de isócrona de Pb-Pb. Romero e colaboradores (2012) dataram a Formação Guia, em afloramentos na região de Tangará da Serra, por meio de isócrona de Pb-Pb e obtiveram resultados semelhantes aos de Babinski e colaboradores (2006) com a idade de 622 ± 33 Ma.

A composição isotópica de O é mais sensível a alterações diagenéticas pós-deposicionais portanto com valores menores que -10 ‰ pode-se argumentar que o sinal de $\delta^{13}\text{C}$ não é primário (Jacobsen & Kaufman, 1999). Por este motivo, os isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ para a Formação Mirassol D'Oeste foram utilizados para avaliar se a qualidade do sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ é primário ou se foi alterado pela diagênese (Nogueira *et al.* 2007). Os valores de O obtidos para a capa carbonática variam de -4.9 a -6.3 ‰, que sugerem que os isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam os valores primários da rocha. Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ na Formação Mirassol D'Oeste variam entre -3,5 e -8,9 ‰ e, concordantes com valores de outras capas carbonáticas marinoanas (Nogueira *et al.* 2003; Font *et al.* 2006; Nogueira *et al.* 2007). Para as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, na Formação Mirassol D'Oeste, os valores variam entre 0.7074 e 0.7090 e estão de acordo com os valores quimioestratigráficos pós-glaciais da última glaciação do Criogeniano (Nogueira *et al.* 2007; Sanjofre *et al.* 2011).

Uma *assemblage* de microfósseis de *Bavlinella faveolata*, *Siphonophycus* sp., *Symplassophaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Soldadophycys bossi* e filamentos de cianobactérias, (Gaucher *et al.* 2003; Hidalgo, 2007) foram descritos na Formação Mirassol D'Oeste. De acordo com Hidalgo (2007) estes microfósseis são representativos do Ediacarano inferior, coerentes com microfósseis encontrados na biozona ELP na Austrália. As biozonas de acritarcos foram sugeridas por Grey (2005) para dividir os palinomorfos do Ediacarano da Austrália. São eles divididos em duas zonas: ELP que pertence ao Ediacarano Inferior e ECAP do Ediacarano Superior.

Não existe idade radiométrica para a porção superior do Grupo Araras, porém, o conteúdo microfossilífero de acritarcos sugeriu uma idade entre 600 e 550 Ma para a Formação Nobres (Hidalgo, 2007; Rudnitski *et al.*, inédito), por relacionar os acritarcos

encontrados na formação com a biozona ECAP (*Ediacaran Complex Acantomorph Palynoflora*) da Austrália (Hidalgo, 2007).

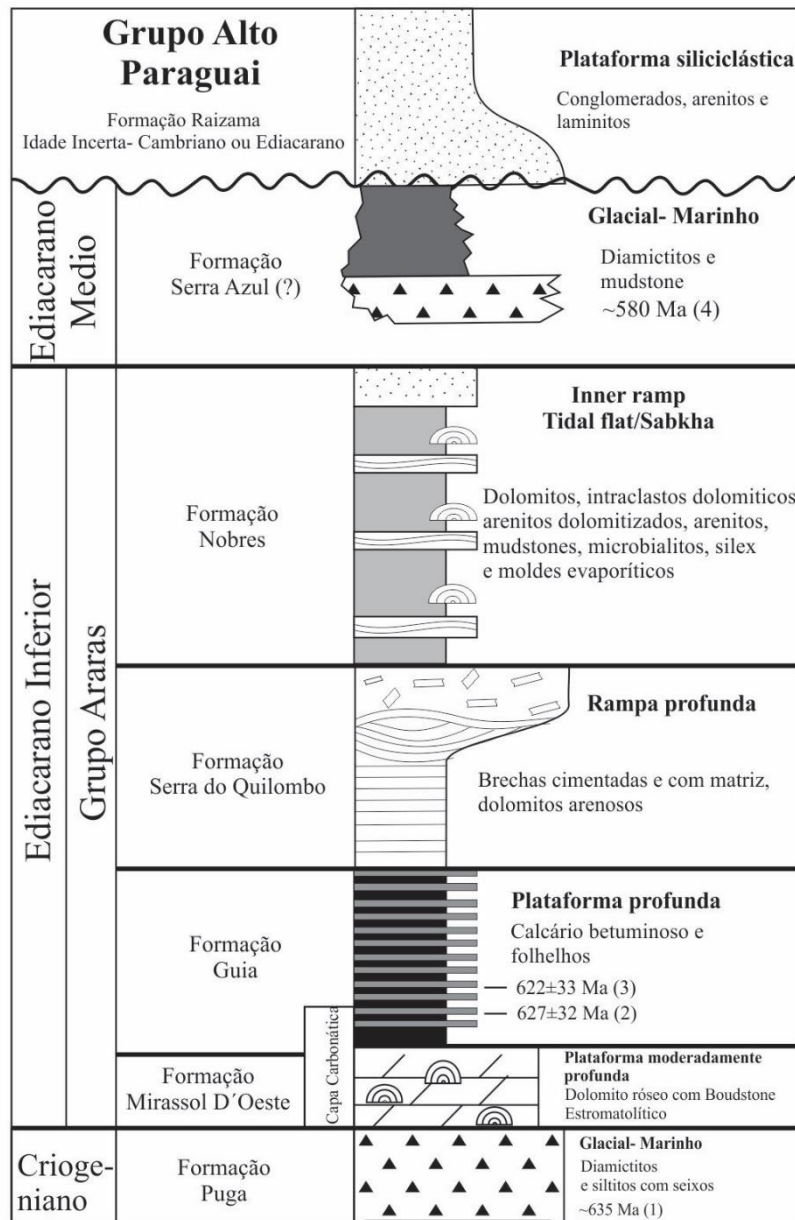


Figura 2.4 Carta litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram na parte norte da Faixa Paraguai, com destaque para o Grupo Araras. Modificada de Nogueira & Riccomini (2006) e Rudnitzki (2015). Idade da Formação Mirassol D'Oeste (Babinsky *et al.* 2006); Idade da Formação Guia (Romero *et al.* 2012).

3. Materiais e Métodos

3.1 Generalidades

Foram realizadas quatro campanhas de campo ao longo do doutoramento. A primeira campanha se deu no período de 17 e 21 de junho de 2012, com a participação do Professor Doutor Thomas Rich Fairchild (IGc-USP), Luana Morais, Evelyn Sanchez Bizan e Guilherme Raffaeli Romero. A segunda campanha foi realizada em colaboração com pesquisadores da Universidade de Oxford (Inglaterra) - Professor Doutor Martin Brasier, e os alunos de pós-graduação de Oxford Latha Menon e Luke Perry, mais os Professores Doutores Thomas R. Fairchild, Paulo César Boggiani, Juliana de Moraes Leme e Mirian Liza Alves Forancelli Pacheco, além dos alunos de pós-graduação Luana Morais, Evelyn Sanchez Bizan e Guilherme Raffaeli Romero. O foco destes campos para este estudo foi reconhecer os afloramentos com microbialitos e estruturas tubulares supostamente da Formação Bocaina (Grupo Corumbá), além de obter dados estratigráficos e amostras representativas, na parte sul da Faixa Paraguai, nos afloramentos de Morraria do Sul, Forte de Coimbra e Porto Morrinhos.

A terceira campanha de campo foi realizada entre os dias 1 e 7 de maio de 2013, com a participação dos alunos de pós-graduação Guilherme Raffaeli Romero, Dra. Evelyn Sanchez Bizan do IGc-USP e Dr. Isaac Rudnitzki do IG da UFPA. Esta campanha teve como objetivo observar e coletar amostras para estudos isotópicos e amostras representativas de microbialitos da Formação Nobres do Grupo Araras e da Formação Sepotuba do Grupo Alto Paraguai, além de refinar os perfis estratigráficos onde ocorrem os microbialitos.

A quarta campanha de campo, realizada entre os dias 24 e 31 de julho de 2014 com a participação dos professores Dr. Thomas Rich Fairchild (IGc-USP) e Dr. Liza Alvez Forancelli Pacheco (UFSCAR- Sorocaba) e os alunos de pós-graduação Guilherme Raffaeli Romero e Luana Morais, este campo teve por objetivo a coleta de amostras representativas de estruturas tubulares e microbialitos no Forte de Coimbra e melhor caracterizar estas estruturas, além de reconhecer o afloramento de Morraria do Puga.

Com amostras já coletadas em campanhas pretéritas por Zaine (1991), Nogueira (2003) e Romero (2010) existem coletadas e depositadas no Laboratório de Paleobiologia do IGc-USP, ao todo, 73 amostras representativas de microbialitos da Faixa Paraguaie confeccionadas 37 lâminas petrográficas, a partir deste material, para este estudo (ANEXOS 1 e 2).

3.2 Afloramentos estudados nesta pesquisa

Para esta pesquisa oito localidades foram visitadas. Estes afloramentos estão distribuídos entre os estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. No Mato Grosso os afloramentos da pedreira Emal-Camil e os dois afloramentos da estrada BR-070 estão nas proximidades da cidade de Cáceres. Os afloramentos de Pedreira Terconi e Fazenda Santo Inácio localizam-se no entorno da cidade de Mirassol D'Oeste.

Três afloramentos foram estudados no Mato Grosso do Sul, sendo o primeiro Morraria do Sul, localizado no vilarejo de Morraria do Sul, 40 km a oeste da cidade de Bodoquena. Os outros dois pontos investigados estão situados nas margens do Rio Paraguai, sendo eles o Forte de Coimbra, localizado a 116 km ao sul da cidade de Corumbá, acessível apenas de barco e Porto Morrinhos localizado a 3 km da única ponte de acesso para a cidade de Corumbá (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 Localidades estudadas para o presente estudo.

LOCALIDADE	ESTADO	LOCALIZAÇÃO POR GPS
Pedreira Terconi	Mato Grosso	15°40'39.80"S/58°4'20.15"O
Fazenda Santo Antônio	Mato Grosso	15°41'1.88"S/58°4'43.51"O
Pedreira Emal-Camil	Mato Grosso	16°12'8.44"S/57°34'42.61"O
Estrada BR-070 1	Mato Grosso	16°14'57.79"S/ 57°31'0.96"O
Estrada BR-070 2	Mato Grosso	16°14'42.12"S/57°29'16.39"O
Porto Morrinhos	Mato Grosso do Sul	19°30'25"S/57°25'54"O
Morraria do Sul	Mato Grosso do Sul	20°32'40" S/56°53'47" O

3.3 Estudos de Microbialitos

O estudo de microbialitos, escolhido para este trabalho, é definido por descrições detalhadas destas estruturas em campanhas de campo e laboratório em diferentes escalas- megascópica e macroscópica, que são realizados em campo, mesoscópica, em campo e laboratório e microscópica, em laboratório (Preiss, 1976; Srivastava, 2004; Grey *et al.* Inédito) (Tabela 3.1).

Alguns autores descrevem microbialitos através de uma nomenclatura semelhante à classificação de espécies Linneana, adotando o Código Internacional de Nomenclatura Botânica, a nomenclatura foi utilizada, principalmente, para a bioestratigrafia do Pré-Cambriano da Rússia (Semikhatov & Raaben, 1996). Porém a nomenclatura é problemática para a descrição dos microbialitos, como aponta Krylov (1976), pois diferentes classificações podem ser atribuídas a partes distintas dos estromatólitos (Figura 3.2). A utilização de nomenclatura Linneana para microbialitos neste trabalho é evitada, preferindo uma descrição detalhada. Algumas formas de microbialitos ainda são descritos através desta nomenclatura, como *Conophyton*, porém nestes casos as estruturas são facilmente reconhecidas em campo.

Tabela 3.2 Escalas de observação adotadas para este estudo (Modificada de Romero, 2010).

Resolução do estudo	Parâmetros analisados	Local da análise	Informações esperadas
Megascópico	Microbialitos no contexto geológico, visando morfologia do conjunto e de posição na estratigrafia estromatolítica	Em afloramentos	Paleoambiente, direção das marés, batimetria.
Macroscópico	Morfologia e morfometria dos estromatólitos	Em afloramento	Paleoambiente, paleocorrente, batimetria e papel da paleobiota na sucessão estratigráfica
Mesoscópico	Padrão na laminação estromatolítica	Em afloramento e laboratório com esteromicroscópio	Dinâmica sedimentar e crescimento da comunidade
Microscópico	Textura	Em laboratório com microscópio petrográfico	Interação biota/sedimento e ecologia da biota

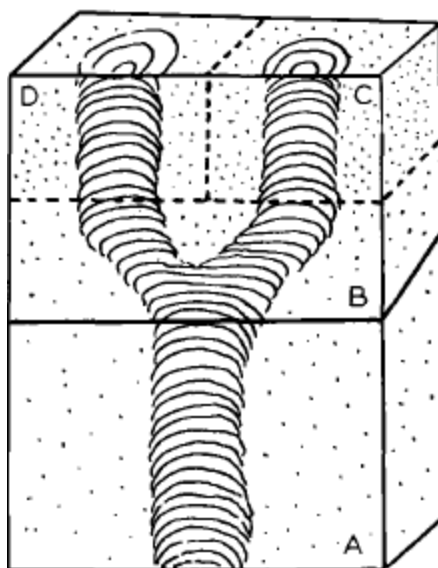


Figura 3.1 Nomenclatura de estromatólito de acordo com a nomenclatura Linneana. A amostra inteira representa um estromatólito *Minjaria* ou *Gymnsolen*. A, C e D são classificados como estromatólitos *Columnacollenia*. Extraído de Krylov, 1976.

Para a descrição em megaescala e macroescala, são tiradas fotos dos afloramentos e dos microbialitos para registro e interpretação. Informações como espessura das camadas e extensão lateral são obtidas dependendo da qualidade do afloramento. As amostras coletadas são então cortadas com disco diamantado com a finalidade de observá-las mesoscopicamente. Em seguida, as superfícies cortadas são polidas com politriz para realçar as estruturas e laminação. Para a descrição macroscópica e mesoscópica, costuma-se adotar um guia, entre os muitos publicados (Tabelas 3.3) (Grey *et al.* inédito; Hofmann, 1969; Fairchild & Sanchez, 2015).

A caracterização microscópica da laminação microbiana é feita a partir de lâminas petrográficas representativas. Procura-se levar em consideração os parâmetros propostos em Bertrand-Sarfati (1976) como: Feições primárias, que incluem: variedade cristalina dos minerais; a textura; as relações genéticas entre os cristais e a estrutura da laminação (plana, curva ou ondulada). As feições diagenéticas como cimentação e compactação e feições originadas em fases tardias e muito tardias da diagênese, tal como dissolução, precipitação, substituição e fraturamento, complementado,

eventualmente, por evidências de microfósseis. Em seguida, investiga-se a presença de padrões cíclicos de empilhamento dos tipos laminares.

Para a caracterização das rochas carbonáticas foi adotada a classificação de Dunham (1962); que classifica os carbonatos de acordo com sua textura e relação matriz/componentes aloquímicos. De acordo com esta classificação as rochas carbonáticas podem ser: *Grainstones*- ocorrem apenas grãos, apenas cimento sem matriz; *Packstone*- grãos em contato direto, com a matriz; *Wackstone*- rocha sustentada por lama carbonática (matriz) com mais de 10% de grãos em sua constituição; *Mudstone*- rocha sustentada por lama carbonática (matriz) com menos de 10% de grãos em sua constituição- *Boundstone* – rocha biotizada ou bioconstruída de componentes aglutinados biogenicamente durante a deposição.

Tabela 3.3 Guia para caracterização de microbialitos por Fairchild & Sanchez (2015).

GUIA DE DESCRIÇÃO DE ESTROMATÓLITOS

E ESTRUTURAS AFINS

06 de agosto de 2014

CONSIDERAÇÕES GERAIS (A, B)

A. Caracterização da ocorrência

1. Afloramento (Dimensões, litologias e estratigrafia, efeitos tectônicos e metamórficos, exposição, acessibilidade, etc.)

2. Preservação dos estromatólitos

a. *Boa* (margens e laminação bem preservadas)

b. *Mediana* (margens e/ou laminação alteradas ou indistintas)

c. *Má* (margens e/ou laminação muito alteradas)

B. Modo de ocorrência

1. Biostroma (Microbialitos formam corpo tabular)

2. Bioerma (Microbialitos formam corpo lenticular)

a. Tabular (mas menos extenso que um biostroma)

b. Dômico

c. Subesférico

3. Estruturas individuais isoladas ou em conjuntos irregulares (não constituem corpos)

4. Indeterminado (exposição inadequada)

MACROESTRUTURA (C-O) -- *Forma dos contornos (ou silhuetas) longitudinais e transversais*

C. Estruturas lateralmente contínuas(= *laminitos microbianos, estromatólitos estratiformes, esteiras microbianas*)

1. Com relevo sinóptico baixo

a. Plano

b. Enrugado ou crenulado

- c. Ondulado
- 2. Com relevo sinóptico significante
 - a. Em domos ou abobadado (saliências arredondadas)
 - b. Em cones ou coniforme (saliências angulosas agudas ou obtusas)
 - c. Em bulbos ou bulboso
 - d. Pseudocolunar

D. Estruturas descontínuas

- 1. Domos (flancos não paralelos)
 - a. Arredondados
 - b. Teretiformes
 - c. Bulbosos
- 2. Colunas (flancos paralelos a subparalelos)
 - a. Turbinadas
 - b. Cilíndricas
 - c. Subcilíndricas
 - d. Tuberosas
- 3. Oncoides

E. Estruturas mistas (= complexos)

- 1. Complexo colunar-laminado: Porções colunares e estratiformes alternadas
- 2. Complexo anastomosado: Conjunto de estruturas que se ramificam e coalescem irregularmente

F. Contorno transversal (em planta)

- 1. Forma:
 - a. Equidimensional: circular a poligonal
 - b. Elíptica, oblonga, ou alongada
 - c. Muito alongada, em forma de muro (*murada*)
 - d. Lanceolada
 - e. Crescentiforme
 - f. Irregular

- 2. Natureza da borda
 - a. Arredondada
 - b. Subangulosa a poligonal
 - c. Lobada
 - d. Em cúspides (cuspidada)
 - e. Intercrescida

G. Vetor de crescimento

- 1. Forma
 - a. Reta
 - b. Curva
 - c. Sinuosa
 - d. Decumbente (inicialmente inclinado a prosternado, tornando-se vertical em seguida)
 - e. Recumbente (inicialmente vertical, inclinando-se significativamente depois)
 - f. Irregular
- 2. Atitude
 - a. Ereta (vertical, normal) a subvertical (80° a 90°)
 - b. Inclinada (45° a <80°)
 - c. Prosternada (<45°) (sub-horizontal a horizontal)

H. Proximidade: separação (s) vs. diâmetro (d)

- 1. Contíguos (Quase se tocam)
- 2. Próximos ($s \leq d$)
- 3. Espaçados ($s > d$)
- 4. Isolados ($s \gg d$)

I/J. Ramificação dicôtoma (I), ou múltipla (J), com ramos semelhantes

- 1. Paralela (divergência entre eixos até 10°)
 - a. *Alfa* ($= \alpha$)
 - b. *Beta* ($= \beta$)
 - c. *Gama* ($= \gamma$)
- 2. Divergente (divergência entre eixos >10°)

a. *Pouco* ou *ligeiramente* ($>10^\circ$ a 45°)
(= δ , delta minúscula)

b. *Muito* ($>45^\circ$) (= Δ , delta maiúscula)

K. Ramificação desigual (ramo subordinado = projeção)

1. Projeção lateral

a. Paralela

b. Divergente

2. Projeção em nicho (ramo subordinado em reentrância)

3. Projeção terminal

L. Conjunto complexo (fascículo) de estromatólitos colunares formados por sucessivas ramificações dicôtomas ou múltiplas

1. Ramificações paralelas

a. *Fascículo digitado*: colunas sub-cilíndricas a cilíndricas

b. *Fascículo furcado*: colunas turbinadas

2. Ramificações divergentes: *Fascículo dendriforme*

M. Frequência de ramificação: (Indicar o critério adotado para qualificar a frequência.)

1. Ausente

2. Rara

3. Comum

4. Muito frequente

N. Estilos de junção

1. *Pontes*: Junção lateral parcial entre formas adjacentes, envolvendo poucas lâminas

2. *Coalescência*: Junção lateral que cria nova estrutura lateralmente mais ampla

O. Regularidade do diâmetro em formas colunares

1. Uniforme

2. Largura aumenta / diminui regularmente

a. Frequente (*costelada, rugosa*)

b. Pouco frequente (*constrita*)

3. Largura aumenta / diminui irregularmente

a. Protuberâncias pequenas (*encaroçada*)

b. Protuberâncias grandes (*tuberosa*)

MESOESTRUTURA (P-T) – Características da laminação

P. Perfil laminar

1. Côncavo

2. Plano

3. Convexo

a. Pouco

b. Moderadamente

c. Muito

4. Parabólico

5. Anguloso (agudo, obtuso = *laminação coniforme*)

a. Sem *zona axial*

b. Com *zona axial*

6. Retangular

7. Rômbico

8. Sem laminação evidente

Q. Ondulação laminar

1. Ausente (laminação lisa)

2. Ondulada ou crenulada

3. Duplamente ondulada ou crenulada

R. Herança laminar (regularidade do empilhamento; se pertinente, indicar se o empilhamento é simétrico ou assimétrico)

1. Das lâminas

a. Baixa

b. Moderada

c. Alta

2. Da *zona axial* em estromatólitos colunares com laminação coniforme

a. Baixa

b. Moderada

c. Alta

S. Discordâncias internas (erosivas) presentes

1. Não

2. Sim

T. Relação lâmina/sedimento na margem da estrutura

1. Lâminas se adentram no sedimento?

a. Não (margem *lisa*)

b. Lâminas se estendem irregularmente para dentro dos sedimentos (margem *fimbriada*)

c. Lâminas se estendem regularmente para dentro dos sedimentos (margem *serrilhada*)

2. Lâminas recobrem as lâminas anteriores?

a. Não

b. Infletem sim, mas não recobrem anteriores

c. Recobrimento parcial (*parede parcial*)

d. Recobrimento extenso (*parede*)

3. Margem está recoberta por *manto* não laminado?

a. Não

b. Parcialmente

c. Extensivamente

OUTRAS CARACTERÍSTICAS A
OBSERVAR

Dimensões dos corpos individuais e dos conjuntos (bioermas, biostromas)

Tendências, ciclos ou eventos raros evidentes na sucessão dos estromatólitos

Alteração tectônica

Alteração intempérica

Análise química (em laboratório): composição, isótopos estáveis

MICROESTRUTURA – *Características petrográficas da laminação e da rocha em geral:* Componentes, textura, tramas, mineralogia primária, diagenética, secundária; porosidade; estruturas sedimentares associadas

3.4 Palinologia de Microfósseis Orgânicos

Foram coletados, em campanhas de campo, níveis pelíticos e de folhelhos promissores para o estudo de microfósseis orgânicos. As amostras foram lavadas em laboratório e fragmentadas fisicamente, com ajuda de uma prensa, em pedaços de até 0,5 cm. Os fragmentos foram então colocados em béqueres de polietileno (os béqueres foram antes lavados e escovados com água destilada). Seguiu-se então protocolo sugerido por Quadros & Melo(1987) e Grey (1999) para a dissolução do carbonato. As amostras foram tratadas quimicamente com HCL 10% até completa dissolução do carbonato. Posteriormente as amostras receberam várias lavagens com água destilada para aproximar o PH próximo de neutro (entre 4,5 e 5) de acordo com Grey (1999). Após a lavagem as amostras foram colocadas em HF 70% para a remoção de silicatos, novamente as amostras foram lavadas até o PH neutro. Os resíduos foram então colocados em vidro estéril e hermeticamente fechado com uma solução de 10% de formol para a conservação.

As amostras coletadas em campo nas formações Nobres e Sepotuba foram tratadas de acordo com o protocolo para palinologia propostos, porém as 48 lâminas palinológicas feitas e analisadas são estéreis para microfósseis.

3.5 Espectroscopia Raman

A espectroscopia Raman consiste em técnica não destrutiva e de alta resolução utilizada para a caracterização química de materiais. A aplicação da técnica consiste: 1- incidência de luz monocromática em um material; 2- interação dos fótons com as ligações moleculares do material; e 3- detecção da variação de energia após a interação (Rodrigues, 2010). A variação de energia dos fótons caracteriza as ligações moleculares do material, fornecendo, por exemplo, dados mineralógicos. As análises das amostras foram realizadas em equipamento de micro-Raman inVia Renishaw acoplado a sensor CCD, no Laboratório de Astrobiologia (Astrolab), do Núcleo de Apoio à Pesquisa em Astrobiologia (NAP/Astrobio, IAG-USP), em Valinhos, SP.

Capítulo 4 “Tubestone and microbial laminite association in the Corumbá Group (Ediacaran, Brazil): Geobiological and stratigraphic implications of a Marinoan cap carbonate”

Chapter will be submitted to “Gondwana Research” journal

Abstract

The apparent restriction of tubestone structures in microbialitic laminites to cap carbonates associated with the Marinoan glacial event in North and South America, Namibia and Oman makes them an important stratigraphic tool for the base of the Ediacaran system. This association has been recognized in outcrops attributed to the Bocaina Formation at Morraria do Sul (MS) and Forte de Coimbra (FSC), southwestern Brazil, within the Corumbá Group in the southern Paraguay Fold Belt, about 200 km south of the type-locality of this formation. The tubestone-microbialite association at MS and FC reveal very similar macro- to microstructure, mineralogy, texture and fabrics, the microbialites are microbial laminites composed dolomicrite clustered in microcloths, with fenestraefilled by dolospar, suggesting a constant physical and chemical environment for the microbialites to grown. The tubestone fillings of MS and FC are mainly composed of massive dolomicrite, with portions of a concave dolomicrite lamination and rare siliciclastic input. The tubestone structures and microbialites characteristics of MS and FC are likewise very similar to the tubestone-microbialite association in the Ediacaran cap carbonate of the Mirassol D'Oeste Formation-MDO (635 Ma) in the northern Paraguay Fold Belt 420 km to the north. All three occurrences are distinctly different; however, from mistakenly identified tubestone structures in the Bocaina Formation at Porto Morrinhos (PM), near its type-section, described here as columnar stromatolites. The differences of fillings of the tubestone structures (massive x laminated) suggests that the tube filling process may have varied. These results extend the occurrence of the post-Marinoan tubestone-microbialite association at least 600 km southward from MDO, thereby increasing both the stratigraphic complexity and the paleobiological potential of the southern Paraguay Fold Belt, already well known for the important terminal Ediacaran *Cloudina-Corumbella* shelly fauna in the Tamengo Formation of the upper Corumbá Group.

HIGHLIGHTS:

- Tubestone- Microbialite occur in two outcrops of the Serra da Bodoquena ;
- Constancy of the microbialite fabrics suggests a constant paleoenvironmental condition;
- The tubestone fillings do not support the evidence that the tubes were open spaces ;
- Tubestone suggests a Marinoan cap carbonate to the Southern Paraguay Group.

Keywords: Early Ediacaran - Tubestone-microbialite association – cap carbonates- Paraguay Belt- Brazil

1. Introduction

The tubestone structures are associated to the Marinoan cap carbonates that marks the beginning of the Ediacaran (ca. 635 Ma). These cap carbonates exhibit an unusual, exclusive set of sedimentary features, including megaripples, megapeloids, cementstones and a peculiar facies comprising the association of “tubestones” and microbialites (Hoffman & Scharag, 2002; Allen & Hoffman, 2005; Corsetti & Grotzinger 2005; Romero *et al.* 2012; Bosak *et al.* 2013). The term “tubestone” derives its name from the abundance of vertical, clearly defined cylindrical to irregularly subcylindrical tubular structures up to a few centimeters across and more than a meter in length, that cut finely laminated dolostone and are filled by dolomicrite and dolospar, which may or may not exhibit fine lamination, distinct from that of the surrounding rock.

In fact, the geological record of the tubestone-microbialite association appears to be temporally restricted to this particular post-glacial episode at circa 635 Ma. The tubestone structures typically occur within microbial laminites (= stratiform stromatolites), and this combination has been referred to as geoplumb stromatolites (Hoffman, 2011) or tubestone stromatolites (Bosak *et al.* 2013). Cloud and co-workers (1968) first described such features in the Noonday Dolomite Death Valley, USA, likening them to trace fossils, and later coining the term “tubestone structures” for them (Cloud *et al.* 1974). Since then, other origins have been suggested for such structures, including fluid escape (Cloud *et al.* 1974; Kennedy, 2001), peculiar hydrodynamic

processes during development of microbial laminites (Bosak *et al.* 2013), and as a rare end-member within the microbialites formed due the high carbonate supersaturation of the cap carbonates (Corsetti & Grotzinger, 2005).

The tubestone-microbialite association has been recognized in many cap carbonates associated with the Marinoan glaciation in the USA (Alaska and California), Namibia, Canada, Mongolia and Brazil (Cloud *et al.* 1974; Corsetti & Grotzinger 2005 Hoffman *et al.* 2009; Hoffman, 2011; Romero *et al.* 2011; Bosak *et al.* 2013). This paper discusses three putative occurrences of these structures in the southern Paraguay Fold Belt (Boggiani *et al.* 2010; Romero *et al.* 2012; Morais, 2013).

In Brazil, the tubestone-microbialite association was first observed in the Mirassol D'Oeste Formation, basal unit of the Araras Group that together with the lower part of the Guia Formation has been described as a cap carbonate in the northern Paraguay Belt in Mato Grosso (Nogueira *et al.* 2003). The Mirassol D'Oeste directly overlies massive glacial diamictite with pebble-sized striated clasts (e.g. sandstone, granite) in a sandy argillaceous matrix of the Puga Formation. The full cap carbonate above the Puga Formation shows all the elements of the set of sedimentary structures considered as solely typical of post-Marinoan caps by Nogueira *et al.* (2003): megaripples, megapeloids, cementstones and the tubestone-microbialite association (Nogueira *et al.* 2003; Font *et al.* 2010). Other evidence coherent with the post-Marinoan interpretation for the Mirassol D'Oeste Formation includes the negative $\delta^{13}\text{C}$ isotope profiles ranging from -3.5 And -8.9 ‰ (Nogueira *et al.* 2007) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of 0.7074 and 0.7090 similar to other post-Marinoan units worldwide (Font *et al.* 2006; Nogueira *et al.* 2007, Halverson *et al.* 2010).

Within the Bocaina Formation of the Corumbá Group in Mato Grosso do Sul in the southern Paraguay Fold Belt, Boggiani *et al.* (2010) described a possible tubestone-microbialite association at Porto Morrinhos, near Corumbá, and Morais (2013) recently confirmed its presence at Forte de Coimbra on the Paraguay river and at Morraria do Sul in the Serra da Bodoquena, also reportedly in the Bocaina Formation. This paper critically evaluates the structures at these three outcrops in order to determine whether they correspond in fact to post-Marinoan tubestone-microbialite associations and examines the geobiological, paleoenvironmental, and stratigraphical implications of this investigation for both the Corumbá Group and the record of Neoproterozoic glacial events in Brazil.

2. Geological Setting

The Paraguay Fold Belt was formed when the Amazonian Craton, the Congo-Saõ Francisco Craton (to the east), and the Rio de La Plata Craton (to the south) collided during final amalgamation of the western portion of the supercontinent Gondwana at the end of the Brasiliano/Pan-African event in the mid-Cambrian (~520 Ma) (Almeida, 1984; Alvarenga *et al.* 2000). The Brazilian portion of this fold belt extends in an arc opening southeastward that is initially oriented N-S in its southern portion in the state of Mato Grosso do Sul, curving northeastward in its northern portion in the state of Mato Grosso (Figure 4.1 A). It continues southward with outcrops in Paraguay (Warren *et al.* 2012). This fold belt has a diachronic history, and for this reason, its sedimentary cover is significantly different in the northern and southern parts (Trompette *et al.* 1998; Alvarenga *et al.* 2000; Boggiani *et al.* 2010). Whereas in the north the sedimentary features and stratigraphic relationships of the diamictites of the Puga Formation and the cap carbonate comprising the Mirassol D'Oeste Formation and part of the Guia Formation at the base of the Araras Group allows the cap to be confidently correlated with well-known post-Marinoan successions elsewhere (Nogueira *et al.* 2003), the temporal context and stratigraphic relations of the much more complex sedimentary record of south part of the fold belt are still unsatisfactorily constrained. The age of Jacadigo Group and of part of the overlain Corumbá Group, as well the Puga Formation is still under debate, mainly due to the fact that the type-section of the Puga Formation, assuredly terminal Cryogenian in the north, is located in an isolated hill in the Pantanal wetlands near Corumbá (Freitas *et al.* 2011).

According to Gaucher *et al.* (2003) and Boggiani *et al.* (2010), deposition of the Corumbá Group (Figure 4.1 B) took place in a rift-to-drift system that developed upon the Puga Formation following the probably Marinoan glaciation. In the lower part of the group, the initial rift phase is represented by the siliciclastic deposits of the Cadiueus Formation, interpreted as immediately post-glacial outwash fans (Gaucher *et al.* 2003). This is followed by the Cerradinho Formation, siliciclastic deposits of fan-delta origin (Boggiani, 1997). The drift phase in the Corumbá Basin begins with the 100 meter-thick Bocaina Formation made up mainly of dolostones with some microbialites and, at its top, phosphatic sandstones and microbialites, that indicate deposition on a carbonate

ramp subject to upwelling. Carbonaceous limestones and limestone/shale rhythmites of the overlying Tamengo Formation were deposited in a transgressive system. The Tamengo Formation is covered by 200 to 300 meters of grey siltstones of the Guaicurus Formation, which mark the end of carbonate deposition and complete the preserved record of the Corumbá Group.

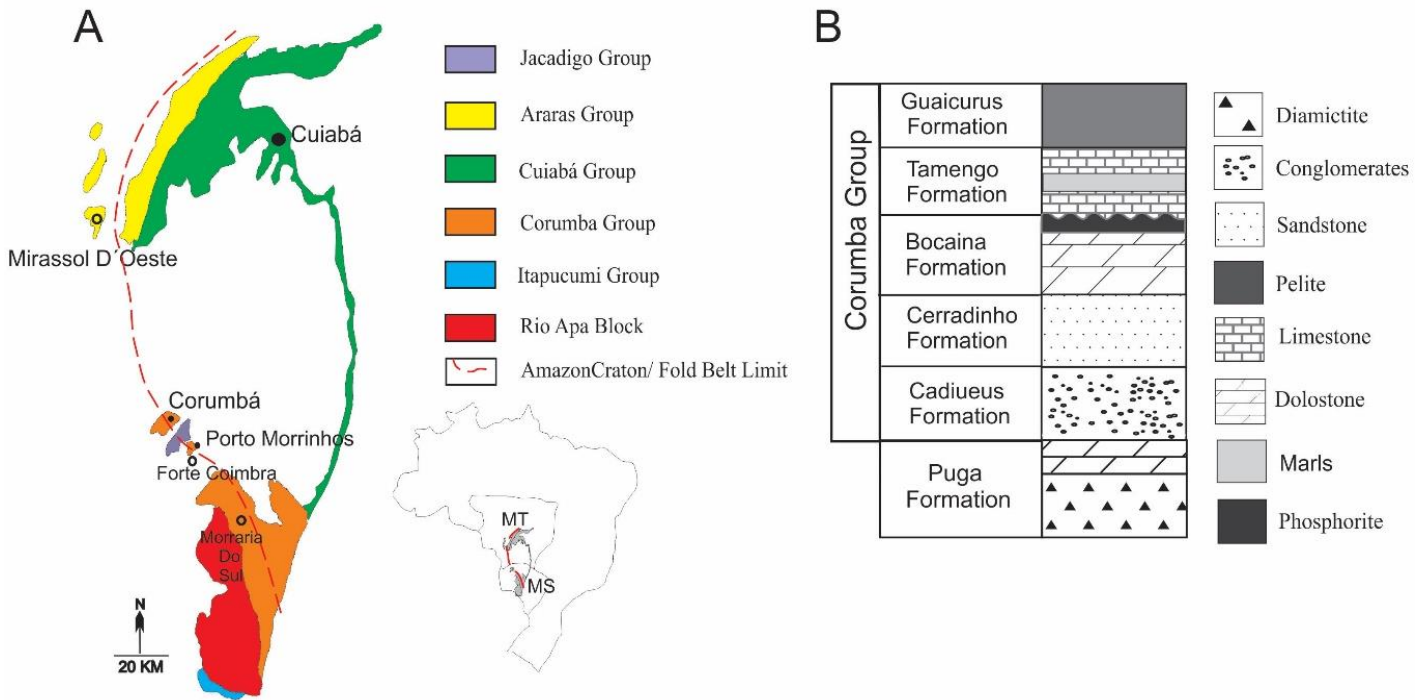


Figure 4.1- A) Geological map of the Paraguay Belt along the southeastern border of the Amazon Craton and Rio Apa Block in the states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, Brazil (modified from Alvarenga *et al.* 2000; Babinski *et al.* 2013. B) Stratigraphic units of the Corumbá Group in the southern Paraguay Belt (after Boggiani, 1997; Gaucher *et al.* 2003).

Detrital zircon grains within the diamictite of the Puga Formation indicate a maximum depositional age (U-PB) of 706 ± 9 Ma (Babinski *et al.* 2013), which is slightly younger than available age determinations for Sturtian glaciation (720 Ma) (Macdonald *et al.* 2010). Moreover, $\delta^{13}\text{C}$ values around -5 ‰ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0.7077 in the pink limestone are consistent to the signatures of post-Marinoan units (Nogueira *et al.* 2007; Halverson *et al.* 2010). Assigning the Puga Formation at its type locality to a Marinoan glaciations and tentatively assigned the limestone to the Bocaina Formation

(Boggiani *et al.* 2003; Babinski *et al.* 2013). At the other end of the scale, the terminal Ediacaran index-fossil genus *Cloudina* (Beurlen & Sommer, 1957; Zaine & Fairchild, 1985) in the Tamengo Formation constrains the upper part of the group to the very latest Ediacaran, very close to the Precambrian-Cambrian limit (Grant, 1990; Zaine, 1991). This is fully corroborated by a U-Pb SHRIMP age of 543 ± 3 Ma obtained by Babinski *et al.* (2008) for zircon crystals from volcanic tuffs intercalated within the *Cloudina*-bearing carbonate beds.

The Bocaina Formation, the host unit of the structures analyzed in this paper, was first described near Corumbá, Mato Grosso do Sul by Almeida (1945) and later extended to the Serra da Bodoquena, 200 km southeast of Corumbá (Almeida, 1965). Because of its broad distribution, many facies have been recognized in this formation (Gaucher *et al.* 2003; Oliveira, 2010). According to Oliveira (2010), the formation in the Corumbá area consists of small-scale shallowing-upward tidal cycles, subject to sporadic subaerial exposure upon a carbonate ramp with microbialites and oolitic banks. The phosphatic rocks near the top of the formation have been taken by Boggiani *et al.* (1993) as evidence of the influence of upwelling currents during sedimentation.

The depositional age of the Bocaina Formation is poorly constrained. In the Corumbá region, the formation is in erosional contact with the basement and the Jacadigo Group (Almeida, 1947; Freitas *et al.* 2011; Piacentini *et al.* 2013). $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ in banded iron-deposits in the Banda Alta Formation indicate that deposition took place prior to 590 Ma (Piacenti *et al.* 2013). Clasts within conglomerates from the Urucum Formation, base of the group, are rich in Vase-shaped microfossils, similar to those found in Chuar Group (750Ma) (Porter & Knoll, 2000; Porter *et al.* 2003), which may indicate the maximum age for the group.

3. Methods

Outcrops were studied at three localities, all in the state of Mato Grosso do Sul, southwest Brazil: 1) nearby the village Morraria do Sul (MS), 40 km West of the city of Bodoquena (Baia das Garças Farm, $20^{\circ}32'40''$ S/ $56^{\circ}53'47''$ W); 2) Forte de Coimbra (FC), on the right bank of the Paraguay River ($19^{\circ}55'14''$ S/ $57^{\circ}47'32''$ W), 116 km South of the city of Corumbá, and accessible only by boat; and 3) Porto Morrinhos (PM) ($19^{\circ}30'25''$ S/ $57^{\circ}25'54''$ W), also on the banks of the Paraguay River, immediately

north of the only bridge accessing to Corumbá, approximately 3 km to the West (Figure 4.2).

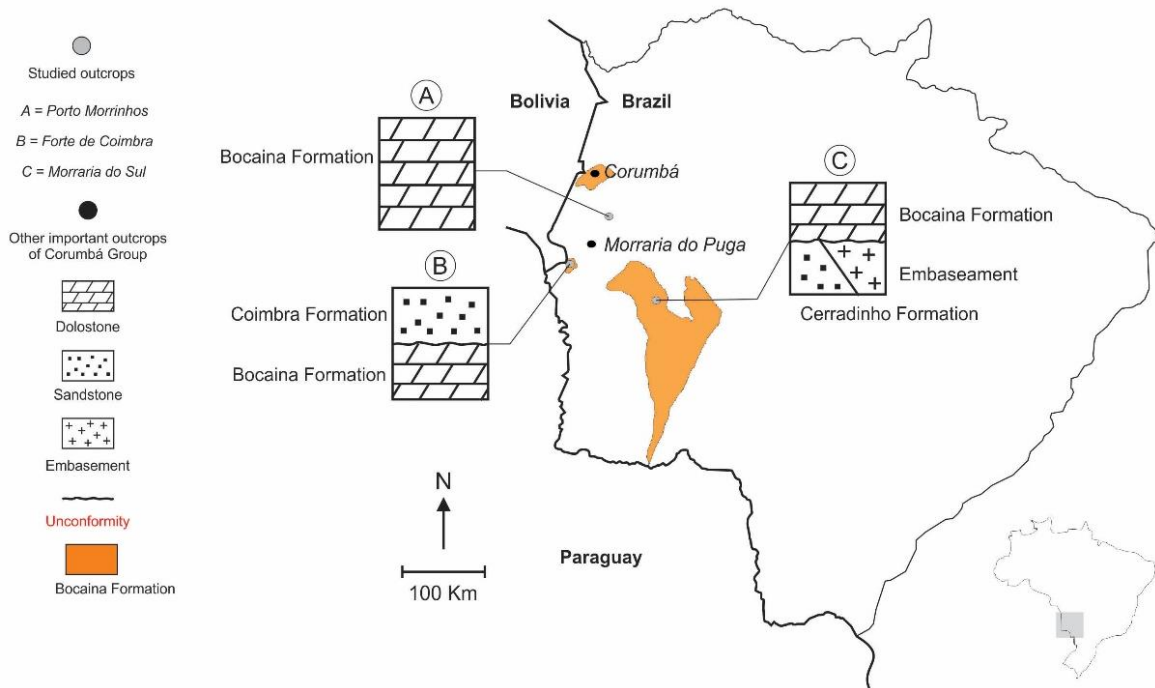


Figure 4.2 Distribution of the Bocaina Formation within the state of Mato Grosso do Sul and location of the three outcrops discussed in this paper: A) Porto Morrinhos (PM); B) Forte de Coimbra (FC); C) Morraria do Sul (MS)(modified from Alvarenga *et al.* 2000).

The tubestone-microbialite association was studied in outcrop focusing upon 1) macrostructural features, morphometric characterization, and stratigraphic setting of the microbialites; 2) mesostructural features, such as patterns of microbial lamination and mode of occurrence of the tubular structures within the microbialites; and 3) where possible in the field, microstructural features, such as laminar alternation within the microbialites and characteristics of the filling of the tubular structures. Representative samples were collected for further analysis of meso and microstructural features in cut and polished samples and 18 petrographic thin sections of 22 hand samples, including details of the lamination, the contact between the host rock and the tubular structures, the tubular filling, composition and fabric. For description of the macrostructure

(external shape) and mesostructure (mainly lamination) of the microbialites, the proposals of Hofmann (1969) and Fairchild & Sanchez (2015) were followed.

In the laboratory, samples were examined with a Zeiss Stereomicroscope and Zeiss Axionlab microscope. Digital photomicrographs were obtained with Zeiss Axio Vision 4.8 software.

4. Results

4.1. Macro and mesostructural features of the microbialites containing tubestone structures at Morraria do Sul (MS) and Forte de Coimbra (FC)

At Morraria do Sul (MS) the microbialites consist of well-preserved pink dolomitic microbial laminites exposed in low sinuous outcrops with rounded crests, five to ten meters long and up to a meter high, scattered in a pasture sloping slightly upward to much larger, fully exposed blocks of microbialitic dolostone up to five meters high (Figure 4.3, 4.4 A). The present outcrop pattern is clearly a product of weathering and does not reflect the original shape of the microbial build-ups. As most of the outcrops consist of continuous, flat-laminated microbialites, it is inferred that they are all part of extensive biostromes rather than lenticular bioherms. The laminae are repetitive and well preserved (Figure 4.4 E), 0,8 to 1 cm thick, with planar to occasionally wavy profiles close to the tubestone structures (Figure 4.4 D), with low synoptic relief of up to 2 cm in these portions and no evidence of erosional microdisconformities.

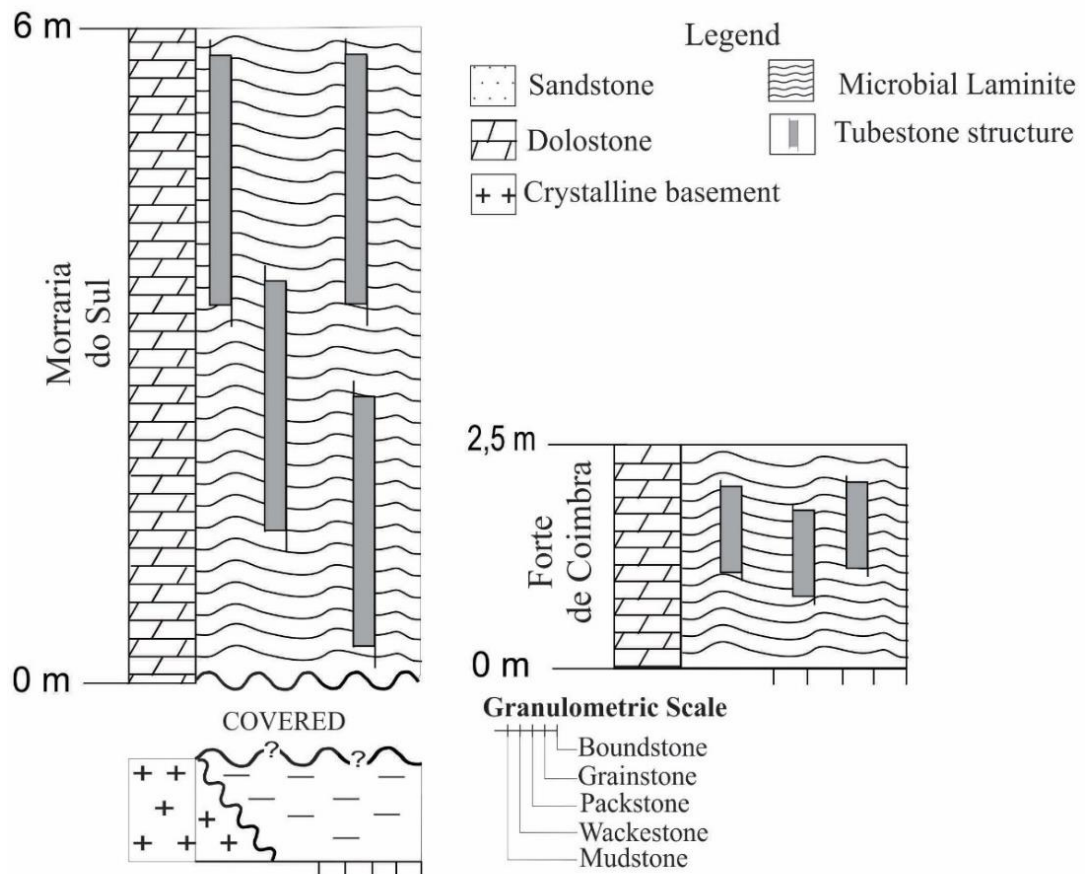


Figure 4.3 Lithostratigraphic columns for the outcrops of Morraria do Sul (MS) and Forte de Coimbra (FC).

The outcrop at Forte de Coimbra (FC) is also a pink dolomitic microbial laminite with rhythmic lamination. Nonetheless, this outcrop is very small (Figure 4.3), only about 4 m long and 2 m high in the short period available for visitation and because of the exceptionally high water level and bad weather, it was not possible to confirm the suspicion that similar blocks of the same biostrome probably crop out along the hillside and riverbank. However, it is also true that the apparent lack of other blocks of microbialites may indicate that the microbialites occur here not as biostromes but as lenticular bodies (bioherms). The question remains open. The lamination in these microbial laminites is identical in thickness, form and relief to that at MS (Figure 4.4B).

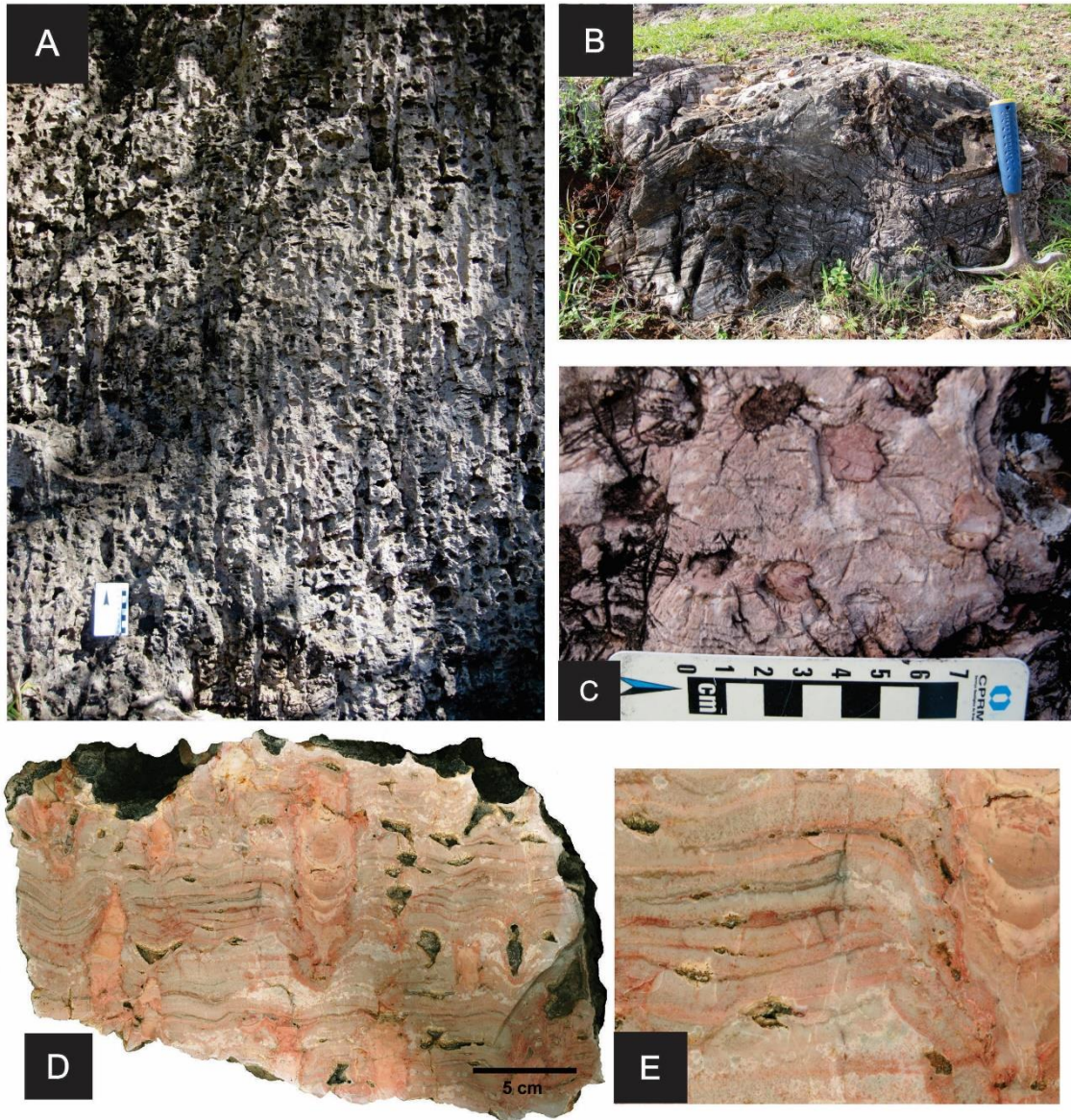


Figure 4.4 Tubestone–microbial laminites association at Morraria do Sul (MS) and Forte de Coimbra (FC). A) Representative exposure at MS. Scale = 7 cm. B) The only known block with the tubestone-microbial laminites association at FC. Scale = 22 cm. C) Oblique transverse section of the microbial laminites at MS showing the rounded outlines of the tubular structures that give the tubestone structure its name. Scale = 7 cm. D) Cut and polished longitudinal section of a sample of the tubestone-microbial laminites association from MS. Note the planar to wavy stratiform lamination of the microbial laminites and the homogeneous filling and occasional concave laminae within the tubular structures. Scale = 5 cm. E) Detail of D. Note the repetitive character of the microbial laminites.

4.2 Microstructural and petrographic features of the tubestone-microbialite associations at Morraria do Sul and Forte de Coimbra

Despite the repetitive laminae of microbial laminites in MS and FC petrographically this feature is not visible as the main textural component of the microbialites at both MS and FC is a constant dark-brown microcrystalline dolomicritic peloids of 30 to 60 μm in diameter amalgamated into elongated patches as microcloths (Turner *et al.* 2000) with no sign of clastic constituents either as intraclasts or terrigenous materials (Figure 4.5 A, B). The microcloths are rounded with clear borders in MS (Figure 4.5 A) and diffuse borders in FC (Figure 4.5 B), they are aggregated but do not form a dendrolitic clots and are surrounded by fenestrae pores, these fenestrae are irregular of a maximum size of up to 520 μm and filled by dolomicrite or brick-like sparry dolomite cement, eventually euhedral quartz crystals may be seen, indicative of tardi silicification within the spaces. At MS there is a higher proportion of grumeaux than spaces and on average occur in microclots of 500 μm however clots of up to 1mm are observed. In FC the proportion of grumeaux is lower and on average occur in microclots of 300 μm and maximum size of the microclots is up to 500 μm .

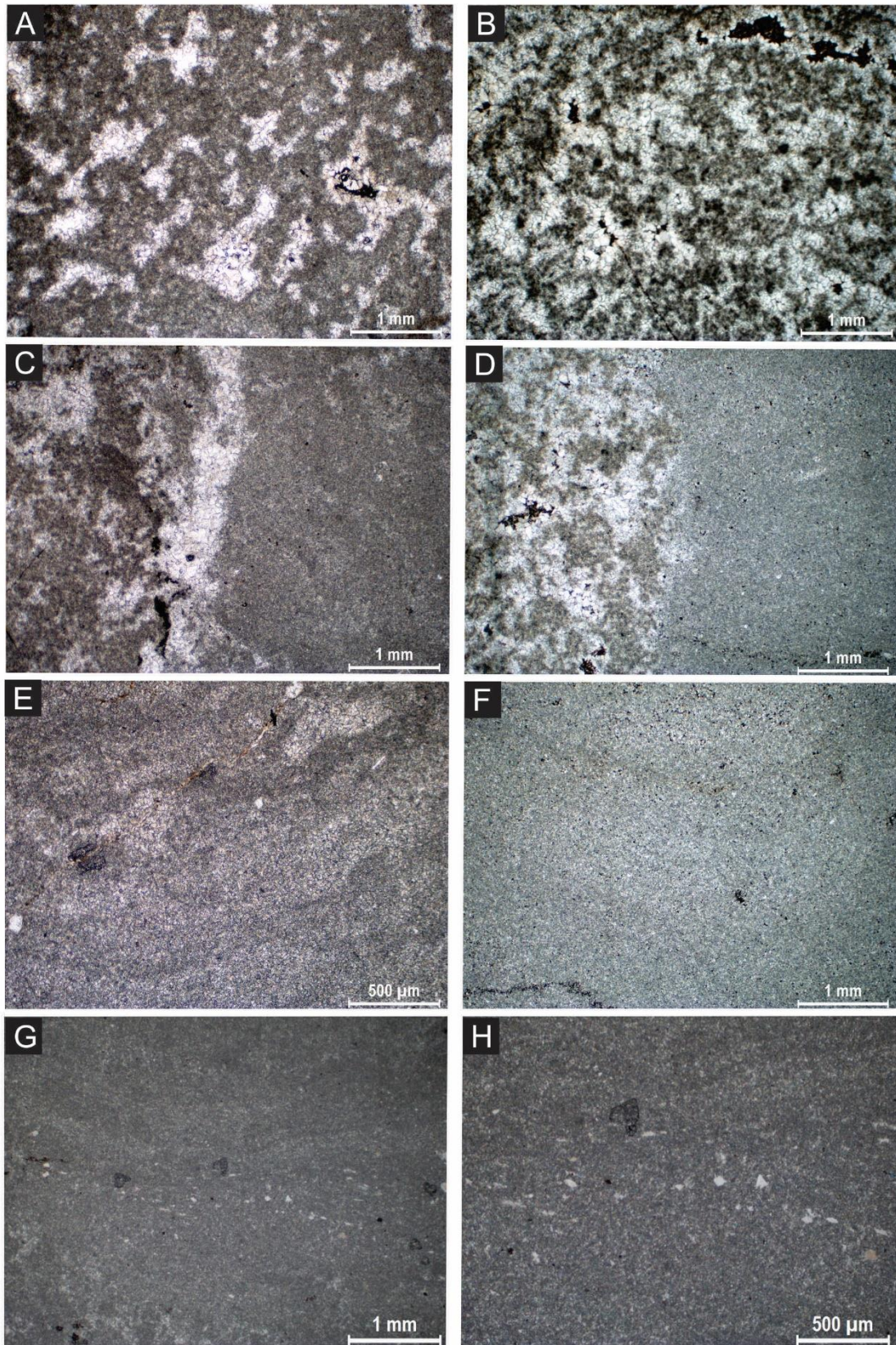


Figure 4.5 Photomicrographs of thin sections of the tubestone–microbial laminite association at MSand FC in plane-polarized light (Crossed Nicols) A-B) Texture of the

microbial laminites: loose, interconnected network of dark-brown dolomicrite peloids amalgamated in grumeaux A (MS) and B (FC). The spaces between the grumeaux are filled with dolomicrite or brick-like sparry dolomite cement. A and B show differences in the size and organization of the grumeaux (larger in A - MS) and the relative proportion of cement-filled pore space (greater in B - FC). C- D) Abrupt contact between the microcloth microbial laminite and the compact dolomicrite and dolospar filling of the tubes. (C- MS, D- FC); E) Alternating irregular light and dark submillimetric concave laminae in the tubestone filling of MS. Observe wispy aspect; F) Massive dolomicrite and dolospar filling of the tubestone structures from FC, G, H) Rare occurrence of concentrated quartz silt and very fine angular sand grains defining lamination within the tubestone fillings in samples from MS.

4.3. Tubestone structures within the microbial laminites

At both outcrops, MS and FC, tubestone structures occur throughout the entire microbial biostrome (Figure 4.4 A). The reddish to purple tubular features that characterize the tubestone structures appear to begin and terminate at random and cut the lamination without deforming the laminae, without any clear evidence of a common surface of origin or end of their occurrence (Figure 4.4 A, D). The structures of the tubes are perpendicular (vertical) to the bedding slightly sinuous, cylindrical to irregular in shape, parallel to subparallel (Figure 4.4, A, C, D). In outcrop they vary from 12 cm to 1.6 meter in length (Figure 4.4 A). They present rounded transverse cross-section and diameters that may pinch and swell from 2 to 4 cm along their length. These structures are closely spaced, commonly 1.5 to 3 cm apart, and exhibit no cross-cutting relationships, contact, or coalescence. These structures have sharp, well-defined borders with no evidence of laminar bridges extending from the host microbial laminites and crossing the tubular structures.

Although tube fillings at both MS and FC are dolomicrite and dolospar, they differ with respect to their homogeneity and organization. At FC, for example, the filling is homogenous and massive (Figure 4.5 D, F), but at MS, it is less homogeneous and, locally, clearly laminated (Figure 4.5 E). Lamination is defined by alternating light and dark submillimetric concave laminae and, more rarely, by very thin laminar

concentrations of quartz silt and very fine sand (Figure 4.5 G, H), practically the only evidence of siliciclastic sediments in the tubestone-laminite association.

The contact between the host microbialite and the tubes is distinctly marked by the abrupt contact between the amalgamated peloidal clots of the microbialite and the very finely crystalline dolomicrite and dolosparite that fills the tubes (Figure 4.5 C,D). Larger diagenetic euhedral dolospar crystals may occur at the contact.

4.4. Description of the supposed tubestone structures at Porto Morrinhos (PM)

Another occurrence of supposed tubestone structures observed in the uppermost part of an important outcrop of dolostones of the Bocaina Formation at Porto Morrinhos (Figure 4.6 A). Closely spaced, erect very regular cylindrical structures, 2 to 7 cm wide and at least 30 cm long, appear suddenly at the base of the bed and continue upward for at least two meters (Figure 4.6 A). On weathered surfaces, the cylinders are slightly darker colored and the sediment between the cylinders is light orangish (Figure 4.6 B). What distinguishes these structures from true tubestones, however, is the presence of slightly convex lamination within the supposed tubular structures and concave lamination in the surrounding sediment. These cylindrical structures are well-preserved uniform unbranched vertical columnar stromatolites within an extensive biostrome (Figure 4.6C). In transverse cross-section, they show rounded equidimensional outlines (Figure 4.6 D). No laminar bridges or coalescence were observed between stromatolite columns (Figures 4.6 C, D).

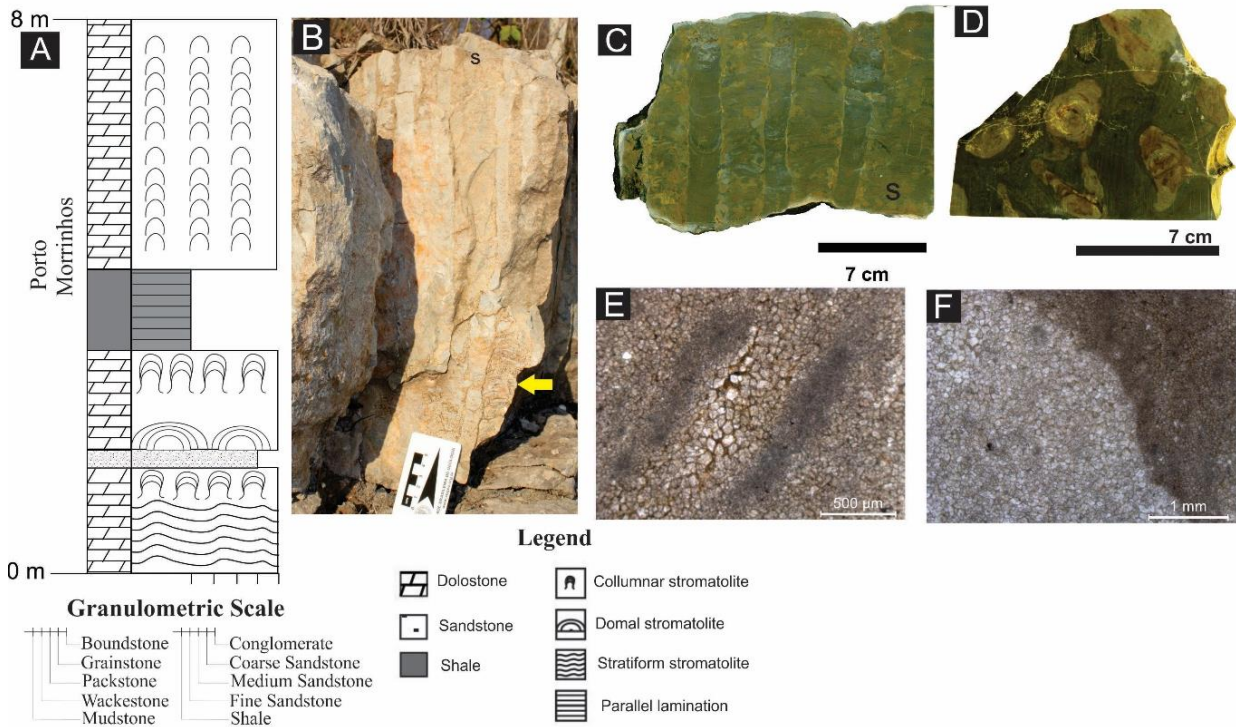


Figure 4.6 The columnar stromatolites of Porto Morrinhos. A) Schematic stratigraphic column of the outcrop at Porto Morrinhos (Modified from Oliveira, 2010); B) Supposed tubestone-microbialite association in outcrop at PM (Scale = 5 cm); C) At higher magnification, low-relief rectangular laminae become apparent in the orangeish “tubes”, proof that they are columnar stromatolites (S in B and C), not filled tubular structures. Concave lamination is clearly evident in the sediment between stromatolites. D) Rounded, equidimensional transverse cross-sections of the columnar stromatolites at PM; E- F. Photomicrographs in polarized light (Crossed Nicols) of thin sections of the columnar stromatolites at PM. E) Texture of the columnar stromatolite with alternating dark brown dolomicrite laminae and dolospar laminae F) Contact between dark brown, subtly laminated dolomicrite of the columnar stromatolite, on the right, and clear dolospar of the sedimentary fill between stromatolites.

At the mesoscopic scale, an alternating pattern of low rectangular laminae with high laminar inheritance and no internal erosional microdisconformities can be discerned. Laminae are restricted to the stromatolite columns with partial overlap of successive laminae creating well-defined column margins (Figure 4.6C). Although, mesoscopic analysis allows, microscopically, however, differentiation between alternating laminae is not so evident. At this scale, both the columnar stromatolites and

the interstromatolitic spaces show very simple fabrics composed of a massive bulk of clear euhedral dolomite crystals (Figures 4.6 E, F). The difference between the columnar stromatolites and the interspace filling is that the former preserves some portions with alternating dark brown dolomicrite laminae dolospar laminae that reflect original differences in laminar fabrics. The dolomicrite laminae with finer crystals is richer in dispersed organic matter which seems to have provided innumerable nucleation sites for dolomitization, thus limiting crystal size and thereby impeding complete homogenization of the original microbialite texture (Figure 4.6 E).

5. Discussion

5.1. Geobiology of the tubestone–microbial laminate associations in the Corumbá Group

The prominent feature of the supposed tubestone–microbial laminite associations at the three studied outcrops is their stromatolitic character. Mesoscopically, the main rock types are microbial laminites at MS and FC, and columnar stromatolites at PM. At the former two localities, the microbial laminites are composed of brown to dark-brown microcloths separated by dolospar cement. In contrast, the stromatolites at PM were recrystallized to homogenous dolospar with portions showing the alternation of dark dolomicrite and clear dolospar. Based on these features it is clear that the tubestone structures at FC and MS are associated with microbial laminites, while at PM the cylindrical structures, once thought to be equivalent to tubestone structures (Boggiani *et al.* 2010) are in fact columnar stromatolites.

Tubestone structures associated with microbial laminites are only known in post-Marinoan cap carbonates at the beginning of Ediacaran Period (Hoffman, 2011; Bosak *et al.* 2013). The carbonates at MS and FC here described are therefore assigned to the post-Marinoan event, once they are composed of rhythmically laminated stromatolitic dolostone associated with tubestone structures, similar to others immediately post-Marinoan sequences worldwide (Allen & Hoffman, 2005; Corsetti & Grotzinger, 2005; Bosak *et al.* 2013).

The Marinoan cap dolostone presents evidence of rapid deposition immediately after the transition from glacial to greenhouse conditions (Nogueira et al. 2003), resulting in an initial rapid flooding of continental shelves and platforms as the ice sheets melted, leaving fewer points above sea level that could serve as sources of siliciclastic sediments (Hoffman & Schrag, 2002; Hoffman & Li, 2009). The microbialites of MS and FC are coherent with interpretation. The lateral extent, monotonous lamination and thickness of the MS and FC microbial laminites suggest accumulation in a calm paleoenvironment, probably below storm-wave base, where tides, currents, and storm waves would have had little effect on the macroscopic form of the microbial mats. The absence of intraclasts and siliciclastic grains within the microbial laminites is also explained by the relatively deep (but well-lit), permanently submerged depositional setting far from siliciclastic sediment sources coherent with this model.

The columnar stromatolites from PM with low synoptic relief, on the other hand, developed on shallow ramp areas (Playford *et al.* 1976; Grotzinger, 1989) with hydrodynamic molding the columnar structures. According to Oliveira (2010) the outcrop is composed of small-scale shallowing-upward cycles in a tidal flat environment with sporadic subaerial exposure, as evidenced by the presence of mudcracks in the succession, in a different context that would be expected for the Marinoan post-glaciation transgressive system.

The dolomicritic peloidal-microcloth texture, as at FC and MS, is a common feature in stromatolitic reefs from the Early Neoproterozoic (Turner *et al.* 2000) to modern times (Riding, 2000). The suggested origin of this texture is via micritization of degraded extracellular polymeric substances (EPS) associated with microbial metabolism (Turner et al., 2000) or through syndimentary microbially induced precipitation of micrite within microbial mats (Riding, 2011). Originally, filamentous calcimicrobial cyanobacteria were considered the main responsible for such fabric, as proposed by Turner and colleagues (2000) for stromatolites of the Lower Neoproterozoic Little Dal Group, of Canada. However, Frasier & Corsetti (2003) identified coccoidal microfossils associated with this texture in the tubestone facies of the Noonday Dolomite (USA). In the correlative tubestone-microbialite associations studied here the monotonous microcloth texture is composed exclusively of coccoidal peloids, with no evidence of relict filamentous microfossils or other microstructures.

Hence, it is suggested that the peloidal structures and microcloth texture directly reflect the dominance of colonial coccoidal microorganisms in the original microbial mat communities, although this cyanobacteria morphotype is not expected in levels below normal waves but in the photic zone setting as suggested for FC and MS (see Golubic, 1976; Bartley *et al.* 2000).

In addition, the large amount of cement-filled fenestrae between the cloths suggests that the dead portions of microbial mats undergoing degradation and micritization were lithified early in diagenesis, before significant compaction (Turner *et al.* 2000). The spaces between the coccoidal colonies were originally filled by water and cellular products, including gases (Hofmann, 1976) and metabolic waste that were not subject to micritization and were subsequently filled by cement, also during early diagenesis.

An intriguing aspect of the microbialites of FC and MS is their textural, compositional, lateral and vertical uniformity, which also occur in other microbialitic facies of the post-Marinoan cap carbonate (*e.g.* Frasier & Corsetti, 2003; Corsetti & Grotzinger, 2006; Romero, 2010; Bosak *et al.* 2013). This raises the following question: what process could originate constant microbial laminae? Monty (1976) demonstrated that the occurrence of stromatolitic lamination is the response of the community to physical and/or chemical and/or ecological changes. As previously discussed the environmental conditions were stable, lighted and protected below storm wave base, during the growth of the microbialites, so both, hydrodynamic and photic variations, can be ruled out for the development of microbialite lamination.

Evidences of tectonic changes were not observed, as one would expect morphotype variations, internal unconformities or reworking in the stromatolites along the stratigraphic section if the basin was uplifted. On the other hand, if subsidence occurred, the stromatolites would be drowned, which was not observed as well. This suggests that the environment was stable during the deposition of MS and FC succession. The ecological component can also be discarded, for the texture is constant throughout all stromatolites, showing that the community responsible for the microbialite formation was constant for all the successions.

Paleogeographic changes as well as orbital variations in Earth's movement (*e.g.* Milankovitch cycles) may be discharged due to time range involved in the formation of laminae of microbialites from MS and FC. Font *et al.* (2010) considered the recent

Lagoa Salgada microbialites as analogues for the sedimentation of microbialites in Marinoan cap carbonates, and estimated the microbial mat growth rate to around 0,3 cm/yr, if we compare this observation with FC and MS microbial laminatae (0,8 – 1 cm), the formation of the laminae would be in approximately 4 years average, a short time for paleogeographic or orbital variations to influence in the formation of laminae

The chemical factor may be the responsible for generating the laminae development. Here we argue that variation in defrost rate as a response to season cycle may lead to short term changes in chemical parameters of oceanic water, present in the entire transgressive regime operating in the Marinoan post-glacial phase. The increase of liquid water in the oceanic system would lead to changes in the concentration of ions and substances, including nutrients and basic molecules for the microbial (mainly cyanobacteria) growth. This phenomena generated sazonality and may be the responsible for the pauses or growth phase observed as dichotomous laminae in mesoscopic scale at MS and FC microbialites, and can also be applied to other Marinoan cap carbonates stromatolites worldwide.

5.2 Tubestone structures within microbial laminites of MS and FC

The origin of the tubestone structures remains an open question for understanding the paleoenvironment of the Marinoan cap carbonates as there is no analogue today or in the geologic record for these structures. To be satisfactory, the explanation for the origin of the tubestone structures must take into account the following features: a) the vertical orientation of the tubular structures; b) the shape, size, abundance, spacing, and uniformity of the tubes, as well as the nature of their beginning and end points; c) the contact between the tubes and the host microbialite; d) composition, texture, structure, fabric and variations of the material filling the tubes; and e) differences and similarities between this material and the host rock.

Corsetti & Grotzinger (2005) and Bosak *et al.* (2013) argued that the tubestone structures were originally open depressions within regularly microbial laminites that were episodically filled by dolomicrite lacking the grumulose texture characteristic of the host microbialite.

The tubestone-microbialite association at MS and FC exhibit macroscopic, mesoscopic and microscopic similarities to the tubestone structures described in the

Noonday Dolomite, California, the most detailed description of these structures (Cloud *et al.* 1974; Corsetti & Grotzinger, 2005). The main macroscopic difference is that some stromatolitic laminae (bridging laminae) cross the tubular structures in the Noonday Dolomite. The dolomicritic tubestone fillings in the Noonday Dolomite also present a constant concave lamination (Corsetti & Grotzinger, 2005). At MS and FC, on the other hand, the dolomicrite fillings are predominantly massive, although the former presents rare siliciclastic input and some portions with concave lamination. Intergranular spaces of the tube fillings were later filled by dolospar cement (Corsetti & Grotzinger, 2005).

Corsetti & Grotzinger (2005) suggest that diagenesis can alter tubestone fillings. Thus, the massive fillings of MS and FC could possibly be explained by recrystallization of the original infill, but this is unlikely, as this would require a peculiar selective recrystallization of selected portions of the filling, given that the host rock and other portions of the tube filling still show the primary textures.

Assuming that the tubes at MS and FC were open, another hypothetical origin of their massive dolomicrite filling might have been by some means of nearly continuous sedimentation, perhaps by constant whittings in the carbonate-saturated seas at that time, but there is no evidence of such constant precipitation of carbonate within the laterally equivalent host microbialite nor of interrupted microbialite growth due to the partial blockage of the light that would be expected in water subject to constant whittings.

These observations indicate that Corsetti and Grotzinger's model, related to microbial growth and the tubestone fillings does not adequately explain the fillings in the tubestones at MS and FC. A closer comparison of tubestone fillings in other Marinoan cap carbonates will probably reveal further differences in the fabric of the tubestone fillings. If this proves true, then it may be that the common denominator in the origin of these tubestone-microbialite associations worldwide would have been a temporally restricted global process responsible for forming the tubes in the ubiquitous post-glacial microbialites at that time. The tube-filling process would have varied from place to place depending upon local or regional conditions.

5.3 Stratigraphic and Paleogeographic implications for the Corumbá Group and the Paraguay Belt

Ever since the Corumbá Group was formally defined by Almeida (1945, 1965), all occurrences of dolostones and microbialites found within the southern Paraguay Belt have been traditionally attributed to the Bocaina Formation (Almeida, 1945; Almeida, 1965; Boggiani, 1997; Boggiani *et al.* 2003). Including the outcrops at MS and FC. However, as Boggiani and colleagues (2003) pointed out, the stratigraphic position of some isolated outcrops of the Bocaina Formation, such as those at MS and FC is a matter of discussion.

For example, the age of the Bocaina Formation has been poorly constrained, as discussed above. Thus, the presence of the tubestone-microbialite association within rocks tentatively assigned to this formation, if confirmed, could shed considerable light on this problem, given that this association is apparently restricted to the very beginning of the Ediacaran (Allen & Hoffman, 2005; Corsetti & Grotzinger, 2005; Romero *et al.* 2011; Bosak *et al.* 2013). However, we have shown above that although the outcrops at MS and FC are truly tubestone-microbial laminite associations like others known only in lowest Ediacaran post-Marinoan cap carbonates, the tubestone structures at PM, in the Corumbá region, near the type-section of the Bocaina Formation, are columnar stromatolites, not infilled tubes. Moreover, they were deposited in a paleoenvironmental setting, dominated by tidal cycles with occasional subaerial exposure (Boggiani, 1997; Gaucher *et al.* 2003, Oliveira, 2010) completely different from that of the dolostones at MS and FC.

The conclusion we draw from these observations is that the outcrop at PM does indeed belong to the Bocaina Formation, but the outcrops at MS and FC clearly do not. If they are not part of the Bocaina Formation, then to what other unit might they belong? Excluding the unlikely prospect that these two outcrops represent a lateral variation of the Bocaina Formation, the most obvious candidate in the southern Paraguay Belt is the pink limestone succession that overlies the diamictites in the type-section of the Puga Formation at Morraria do Puga (Maciel, 1959) with $\delta^{13}\text{C}$ -5 ‰ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0,7077 that allow correlation with post-Marinoan cap carbonates elsewhere (Boggiani *et al.* 2003; Babinski *et al.* 2013) and, hence, correlation with the dolostones at MS and FC, even in spite of the lack of the tubestone-microbialite association at Morraria do Puga.

These results also extend the present-day distribution of post-Marinoan cap carbonates in Brazil at least 600 km southward from the Mirassol D'Oeste Formation

(Nogueira *et al.* 2003; Hoffman & Li, 2009; Romero *et al.* 2011), already known from outcrops 320 km NE (Soares *et al.* 2013) of its type-locality adjacent to the northern Paraguay Belt. In fact, we suggest here that the outcrops at MS and FC should be chronocorrelate to the Mirassol D'Oeste Formation.

6. Conclusions

The better description and interpretation of the occurrence of tubestone-microbial laminate association brings new insights to the stratigraphy and paleoenvironmental context of Corumbá Group. The outcrops of MS and FC are composed of microbial laminites associated to tubestone structures, developed in a protected environment, with calm waters, below the storm wave base level, but well lit, without silt or sand terrigenous (siliciclastic) in suspension or nearby sources. Petrographically composed of dolomicrite peloids clustered in microcloths, with fenestraefilled by dolospar. This textural composition indicates that these microbialites were composed of colonies of coccoidal cyanobacteria micritized during the early diagenesis. The supposed tubestone structures found in PM are interpreted as columnar stromatolites of different origin and paleoenvironment then the proposed for the beginning of the Ediacaran period.

In contrast to the tubestone structures of the Noonday Dolomite, the tubestone structures of FC and MS do not exhibit satisfactory evidence that tubes were open spaces within the microbial laminites, such as the massive homogeneous dolomicritic filling. This suggests that the process for the formation of these temporally restricted structures was the same, but the tube-filling process would have varied. A compilation and comparison of data from tubestone structures occurrences can bring light to the formation and filling so these structures.

The tubestone-microbial laminites association are a typical sedimentary feature of the post-Marinoan cap carbonates deposited, by definition, at the very beginning of the Ediacaran. Two such examples of this association found in outcrops at MS and FC in the southern Paraguay Fold Belt and originally assigned to the Bocaina Formation of the Corumbá Group are here interpreted as representatives of the post-Marinoan dolostone cap carbonate, chronocorrelate to the Mirassol D'Oeste Formation, unassociated with the Bocaina Formation, thereby increasing both the stratigraphic

complexity and the paleobiological potential of the southern Paraguay Fold Belt, already well known for the important terminal Ediacaran *Cloudina-Corumbella* shelly fauna in the Tamengo Formation of the upper Corumbá Group (Boggiani *et al.* 2010; Kerber *et al.* 2013; Pacheco *et al.* 2015).

Capítulo 5 “Waxing and waning of microbial laminites in the aftermath of the Marinoan event- Evidence from the Mirassol D’Oeste Formation, southern margin of the Amazon Craton (Brazil)”

Chapter will be submitted to “PeerJ” journal

Abstract

In the mid to late Neoproterozoic, the Earth underwent a series of glaciations so intense that ice caps extended well into the tropics and possibly to the equator (*Snowball Earth* hypothesis). These ice ages have been documented worldwide partly by the occurrence of glaciogenic diamictites. Many of these diamictites are immediately overlain by cap carbonates with negative $\delta^{13}\text{C}$ signatures, whose origin is attributed to the equally intense greenhouse effect that put an end to these glaciations. In the northern Paraguay Fold Belt (west-central Brazil), the Mirassol D’Oeste Formation represents one of these worldwide cap carbonates consisting of 16 m of dolostone deposited directly upon diamictites of the Puga Formation. Laterally continuous and morphologically simple stromatolites, a common component of Marinoan cap carbonates worldwide, occur two meters above the base of the Mirassol D’Oeste Formation and continue upwards as three types microbial laminate (stratiform, domical and irregular wavy) boundstones for 10 m. These microbialites are made up of alternating thin and thick laminae of peloids (micritized remains of microbial colonies) and subordinate micrite with spar-filled fenestrae, which differ only in the greater abundance of fenestrae in the thicker laminae. At the top of the boundstone succession the irregularly wavy microbial laminites occur with 1-m-thick succession. These microbial laminites are commonly asymmetrical, laterally continuous having decimetric dimensions. This is followed by dolomitic peloidal grainstone-packstone with megaripple marks and millimetric megapeloids generated by wave action during hyper-storms. Such storms and a rising sea level put an end to microbialite deposition in the cap carbonate of the Mirassol D’Oeste Formation. Vertical tubestone structures, filled by dolomicrite, of centimeter to decimeter in length permeates the flattest portion of the domical microbial laminites. Percolation of fluids seems the most plausible hypothesis for the origin of these structures.

Keywords: Microbialites, tubestone structures, Marinoan Cap Carbonate, Mirassol D'Oeste Formation.

1. Introduction

At least two Neoproterozoic glaciations and subsequent greenhouse effects comprise the most extreme variations in Earth's climate in geological history (Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag, 2002). In the Cryogenian and Ediacaran stratigraphic record, the history of these events are documented by the presence of glaciogenic diamictites followed by “cap carbonates” in various parts of the world (Allen & Hoffman, 2005; Hoffman & Li, 2009). The cap carbonate related to the younger event, the Marinoan Event (650-635 Ma), marks the beginning of the Ediacaran period. In these carbonates (pink dolostones overlain by limestones) a set of unique sedimentary structures, such as the tubestone-microbialite association, microbialites, megapeloids, megaripple marks and cementstones, occurs (Allen & Hoffman, 2005; Corsetti & Grotzinger, 2005; Lamb *et al.* 2012; Bosak *et al.* 2013).

The genesis of the Marinoan cap carbonates is related to the end of the Marinoan glaciation. As volcanic activity during the glaciations never ceased, CO₂ gradually increased in the atmosphere (Hoffman & Schrag, 2002). In addition, destabilization of methane deposits trapped in permafrost may have also increased the concentration of greenhouse gases (Kennedy *et al.* 2001), which eventually reached critical levels approximately 1000 times the current level (Hoffman & Schrag, 2002).

Due to the ensuing greenhouse effect, the global average temperature rose to about 50 °C, which provoking an intense cycle of evaporation and precipitation (Hoffman & Schrag, 2002). The intense process of weathering in continental portions increased the input of ions in the oceans and led to intense precipitation of carbonates, especially in warmer areas, leading to the formation of peculiar facies known as "cap carbonates", not repeated in the Phanerozoic glaciations (Hoffman *et al.*, 1998). A transgressive system tract is suggested for the precipitation of the post-Marinoan cap carbonate (Hoffman & Scharag, 2002; Hoffman & Li, 2009) due to the constant flooding of continental shelves and platforms as the ice sheets melted. With the abrupt

increase of sea level, hypercanes occurred, as noted by megaripples marks that occurs in the cap carbonates of Australia, Brazil, Canada, Namibia and Svalbard (Allen & Hoffman, 2005).

The Marinoan cap carbonates precipitated as microbially-induced carbonate in a peloidal dolostone and the presence of microbialites, associated or not to other sedimentary structures (*e.g.*, tubestones, megaripple marks) is common (Frasier & Corsetti, 2003; Allen & Hoffman, 2005; Corsetti & Grotzinger, 2005; Hoffman 2011; Bosak *et al.* 2013). However, despite their importance within the cap carbonates, only recently have studies described the microbialitic occurrences in detail (*e.g.*, Corsetti & Grotzinger, 2005; Pruss *et al.* 2010; Bosak *et al.* 2013).

At Mirassol D'Oeste Formation (west-central Brazil) microbialites occupy a large part of the succession and are associated with tubestone structures, megaripple marks and megapeloids (Nogueira *et al.* 2003, Font *et al.* 2010, Romero, 2010). This unit offers a unique opportunity to study the paleoenvironmental changes and the microbially-induced peloidal dolostone proposed for the formation of the Marinoan glaciation cap carbonates, as the type section presents 16 m of pinkish, thinly layered, laterally continuous dolomicrite and dolomite with peloids (Nogueira, *et al.* 2003; Font *et al.* 2010).

In this paper we describe in detail the microbialites along with their associated tubestone structures, megaripple marks and megapeloids in the Mirassol D'Oeste Formation and discuss a model for the waxing and waning of the microbialites in this cap carbonate.

2. Geological Setting

The Neoproterozoic Paraguay Belt extends in an arc, oriented N-S in the southern segment and NE-SW in the northern segment, occupying parts of the states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul in Brazil (Boggiani & Alvarenga, 2004; Tohver *et al.* 2010) (Figure 5.1). Its origin is linked to the collision of three paleocontinents -- the Amazonian Craton to the west, the Congo Craton to the east, and the Rio de La Plata craton to the south -- which resulted in the closure of the Clymene Ocean at the end of

the Brasiliano/Pan-African Orogenetic Cycle. The intrusion of Granito São Vicente, with age of 518 ± 4 Ma (U-Pb zircon) in the metamorphic basement of the Cuiabá Group, the oldest orogenic rocks of the Paraguay Belt establishes the minimum age for deposition of the sedimentary cover of Northern Paraguay Belt (McGee *et al.* 2012). These ages also determine the final stages of accretion of Gondwana supercontinent at the end of the Brasiliano/Pan-African Orogenetic Cycle and end of deformation in Paraguay Belt.

The northern segment of the Paraguay belt, with a thickness of ~600 m, is divided into two domains by Nogueira *et al.* (2007): a) an underformed to weakly deformed internal domain at the margin of the Amazonian Craton; b) an external domain, where folds and thrust faults have affected the carbonate rocks of the Araras Group, the stratigraphic unit of interest in this chapter. The study area hereof the Mirassol D'Oeste Formation, at the base of this group, comprises the first domain.

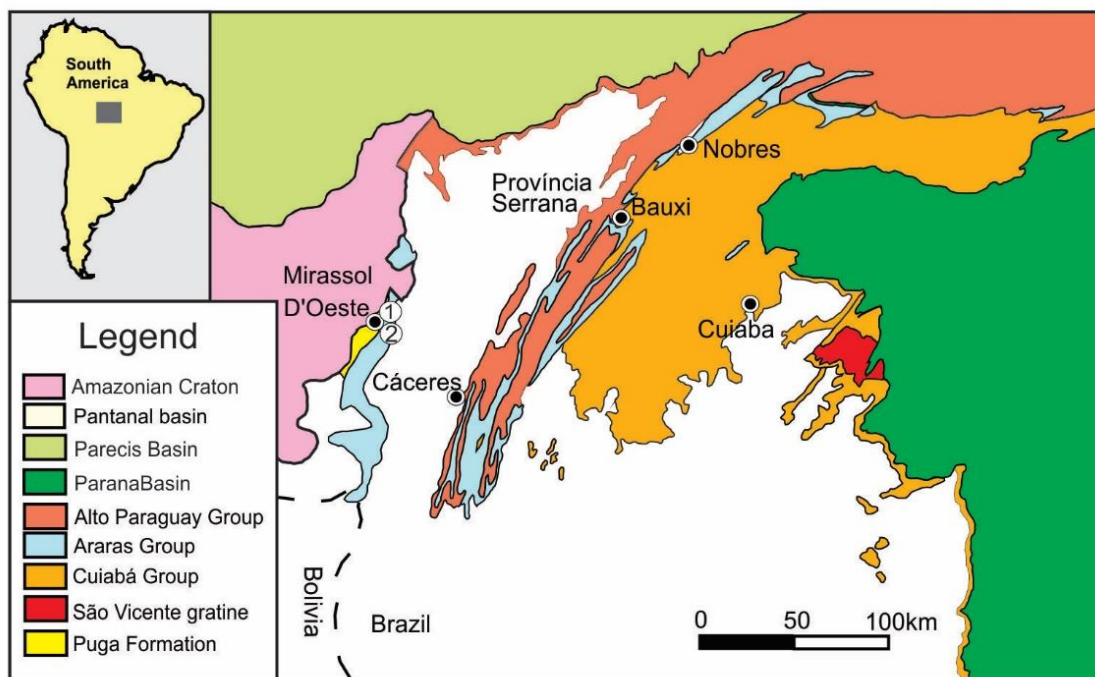


Figure 5.1 Geological map of the northern Paraguay Belt along the southeastern border of the Amazon Craton in the state of Mato Grosso, Brazil (Modified from Alvarenga *et al.* 2000; Babinski *et al.* 2013). Localities: 1- Terconi Quarry; 2- Santo Antonio Farm.

The age of the Araras Group was initially established by stratigraphic correlation with the Corumbá Group in the southern Paraguay Belt, where the metazoan fossils *Corumbella* and *Cloudina* (Hahn *et al.*, 1982; Zaine & Fairchild, 1985) and microfossils indicate a late Ediacaran age (Hidalgo, 2003; Gaucher *et al.* 2003).

For the Mirassol D'Oeste Formation, base of the Araras Group, Babinski *et al.* (2006) used Pb/Pb method and obtained an age of 627 ± 32 Ma. Corroborating this age, Romero *et al.* (2012) dated the Guia Formation in the region of Tangará da Serra, through Pb-Pb isochron and obtained similar results of 622 ± 33 Ma. These evidences indicate that the base of the Araras Group is older, base of the Ediacaran, than the late Ediacaran Age for the upper part of the Corumbá Group.

The Mirassol D'Oeste Formation overlies the diamictite with striated clasts of the Puga Formation, which is considered as glacial (Nogueira *et al.* 2003; Trindade *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2007; Hoffman & Li 2009). Hence, the Mirassol D'Oeste Formation is interpreted as a post-Marinoan dolomitic cap carbonate, especially because it contains sedimentary structures typically found in other cap carbonates assigned to the post-Marinoan period, such as, stromatolites with tubestone facies, cementstones with crystal fans of aragonite, giant peloids and megaripples (Nogueira *et al.*, 2003, Hoffman & Li, 2009; Romero, 2010; Font *et al.* 2010) and the $\delta^{13}\text{C}$ that are consistent with what is expected to Marinoan cap carbonates (Nogueira *et al.*, 2003, Font *et al.* 2010). Other evidence coherent with the post-Marinoan interpretation for the Mirassol D'Oeste Formation includes the negative $\delta^{13}\text{C}$ isotope profiles ranging from -3.5 to -8.9 ‰ (Nogueira *et al.*, 2007) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of 0.7074 to 0.7090 similar to other post-Marinoan units worldwide (Font *et al.* 2006; Nogueira *et al.*, 2007, Halverson *et al.* 2010).

In addition, the acritarchs of the base of the Araras Group occur at the top of the dolostone portion (Mirassol D'Oeste Formation) and in the limestone part (Guia Formation) of the cap carbonate. In these formations, the few microfossils that occur are mainly spheroidal. The assembly is mainly composed of *Leiosphaeridia crassa* and *Leiosphaeridia minutissima*, although the following taxa also occur (Hidalgo, 2007, Brelaz, 2012). These microfossils are in accordance the ELP (Ediacaran Leiosphere Palynoflora) biozone as described by Grey (2005) in Australia for the assemblage of taxa of leiosphere *Leiosphaeridia crassa* and *Leiosphaeridia minutissima* found in

Mirassol D'Oeste and Guia formations, suggestive of an early Ediacaran age for these deposits (Hidalgo, 2007; Brelaz, 2012).

The abrupt, irregularly wavy contact between the glacial diamictite of the Puga Formation and the pink dolomicrite of the cap carbonate of the Mirassol D'Oeste Formation indicates a rapid change from glacial to greenhouse conditions (Nogueira, 2003; Nogueira, *et al.*, 2003; Trindade, *et al.*, 2003). At the top of Mirassol D'Oeste Formation, occurs laminated dolomicrite with giant peloids, associated with megaripple marks, whose pores are filled with bitumen, giving the rock a finely striped appearance

The contact between Mirassol D'Oeste Formation and the overlying Guia Formation is transitional, defined by lithological assembly and faciological aspects (Nogueira, *et al.*, 2003). At the base of the Guia Formation, near the contact, there are bituminous limestones with crystal fans, shales, calcarenites and calcareous breccias (Nogueira, 2003; Nogueira, *et al.*, 2003; Riccomini & Nogueira, 2006). The Guia Formation is interpreted as the limestone part of the cap carbonates, deposited in a deep platform setting at the time of maximum flooding during the transgressive event following deglaciation (Nogueira *et al.* 2006; Soares *et al.* 2013).

3. Methods

Three points were analyzed in two localities in Mirassol D'Oeste city (Mato Grosso State- Brazil), the region-type for the Mirassol D'Oeste Formation: Terconi Quarry (Point 1, 58° 4'20.15"O; 15°40'39.80"S), and Point 2, (58° 4'30.23"O, 15°40'39.79"S). These two localities bears the contact between the Puga, Mirassol D'Oeste and Guia Formations and Santo Antonio Farm (Point 3, 58° 4'43.51"O, 15°41'1.88"S). The outcrops have a smooth dips (5-6°) of NE to SE (Nogueira & Riccomini, 2006).

Point 1, within the Terconi Quarry, is a natural outcrop beside the road between the headquarters and quarry, at the sharp and irregularly wavy contact, which shows as much as 65 cm of relief, between the Puga and Mirassol D'Oeste formations. Point 2 is the quarry itself, now inactive, where the Mirassol D'Oeste Formation and its contact

with the Guia Formation. Point 3 is 1 km southwest of the Terconi Quarry, at the Santo Antônio Farm, and the dolomites of the Mirassol D'Oeste Formation cap small hills.

The study of the microbialites and associated structures in outcrop focussed upon: 1) macrostructural features, morphometric characterization, and stratigraphic setting of the microbialites; 2) mesostructural features, such as patterns of microbial lamination and mode of occurrence of the tubestone structures within the microbialites; and 3) where possible in the field, microstructural features, such as laminar alternation within the microbialites and characteristics of the tube fillings in the tubestonefacies. Representative samples of microbialites and associated structures were collected for further analysis of meso and microstructural features in cut and polished samples and 16 petrographic thin sections of 12 hand samples, including details of the lamination, the contact between the host rock and the tubular structures, the tubular filling, composition and fabric. For description of the macrostructure (external shape) and mesostructure (mainly lamination) of the microbialites, the proposals of Hofmann (1969) and Fairchild & Sanchez (2015) were followed.

In the laboratory, samples were examined with a Zeiss Stereomicroscope and Zeiss Axionlab microscope. Digital photomicrographs were obtained with Zeiss Axio Vision 4.8 software.

4. Results

4.1 Macroscopic and mesoscopic description of the microbial laminites

In points 1 and 2 microbial laminites occur approximately 2 m above the base of Mirassol D'Oeste Formation and continue uninterrupted for 10 m (Figure 5.2). Morphologically, they are differentiated into three types of microbial laminites: stratiform, domical and irregularly wavy complexes (Figure 5.3). The degree of laminar inheritance in successive laminae in the domical and stratiform types is high. Stratiform appear below, along and above the domes, occurring from the bottom to near the top of microbialite facies (Figure 5.3 A, B). The irregularly wavy occur near the top of the microbial facies above the last domes and stratiform forms (Figures 5.2 A, 5.3 E,

F). No oncolitic or columnar microbialites, or evidence of exposure or significant erosion were observed.

The domes are relatively large, ranging in width between 1 and 2 m in height between 0.6 and 3 m. Exhibit millimeter to submillimeter alternation of light pink, thinner and dark pink, thicker laminae. In points 1 and 2 domes outcrops spaced, without direct lateral contact between adjacent domes. In horizontal section in section 2, the domes are separated by at least 1.25 m (Figure 5.3 C, D).

Over the last 2-3 m of microbial succession, the domes gradually becomes irregularly wavy lamination (Figure 5.3 E, F). The ripples within the wavy microbial laminites vary in shape, size and distribution, which makes it highly unlikely an origin by mechanical processes (trative).

At point 3, on the other hand, few domes were found and these structures occur as well developed domical microbial laminites. At the top of the succession three large stromatolitic domes occur, contiguous, 3 m in height and width between 1.6 and 2 m (Figure 5.4 A). The synoptic relief for these structures is 25 cm. In point 3, the section immediately above the domes were removed by recent erosion.

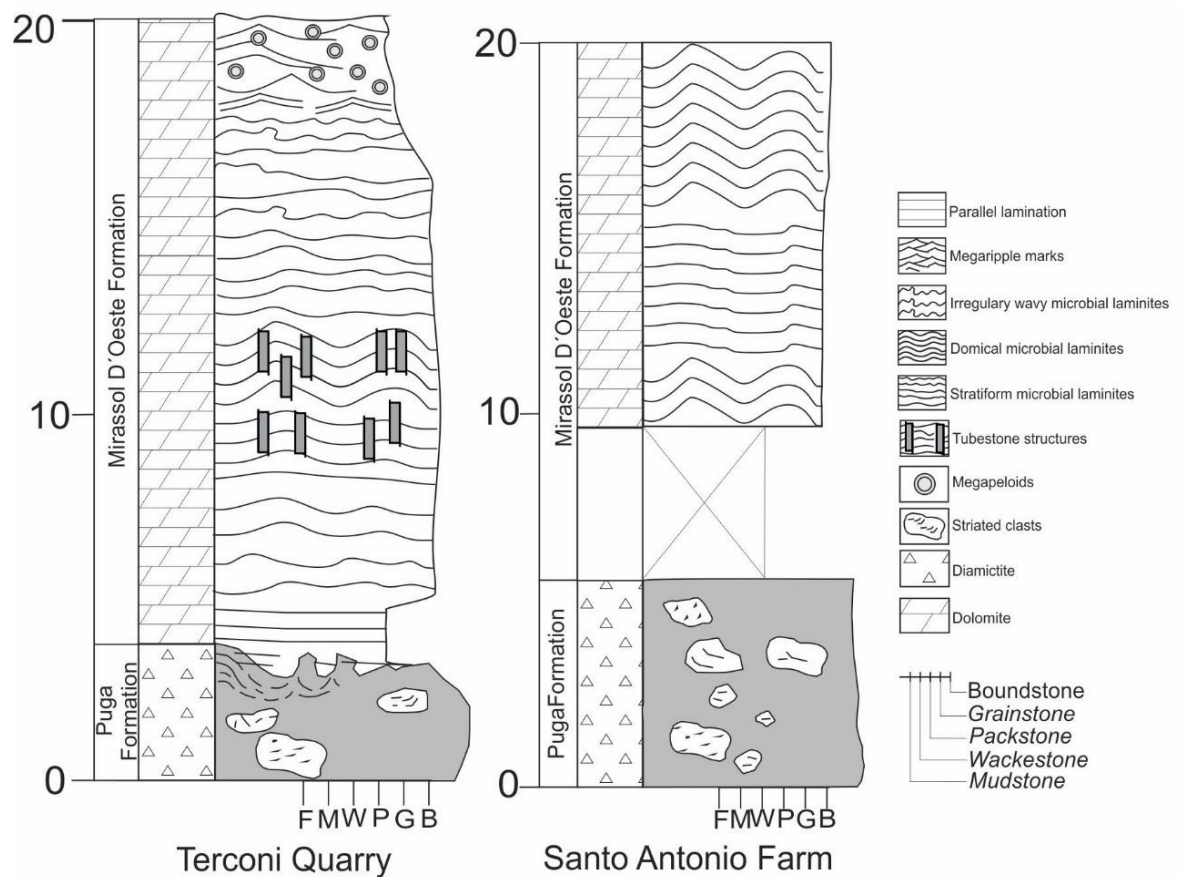


Figure 5.2 Lithostratigraphic columns for the outcrops of Terconi Quarry (MS) (modified from Nogueira et al. 2003 and Romero, 2010) and Santo Antonio Farm (modified from Romero, 2010).

The laminae are well defined in these three types of microbialites. To the naked eye and in reflected light, the lamination abruptly alternates between light-colored, submillimetric laminae (300 μm) and darker, thicker submillimetric laminae (725 μm) with relatively abundant submillimetric fenestrae (Figure 5.4 B, C). Because of the higher opacity of the thinner laminae and greater transparency of fenestrae and sparry crystals in the thicker laminae, the optical effect in transmitted light is just the opposite, thinner laminae appear opaque and the thicker laminae, more translucent.

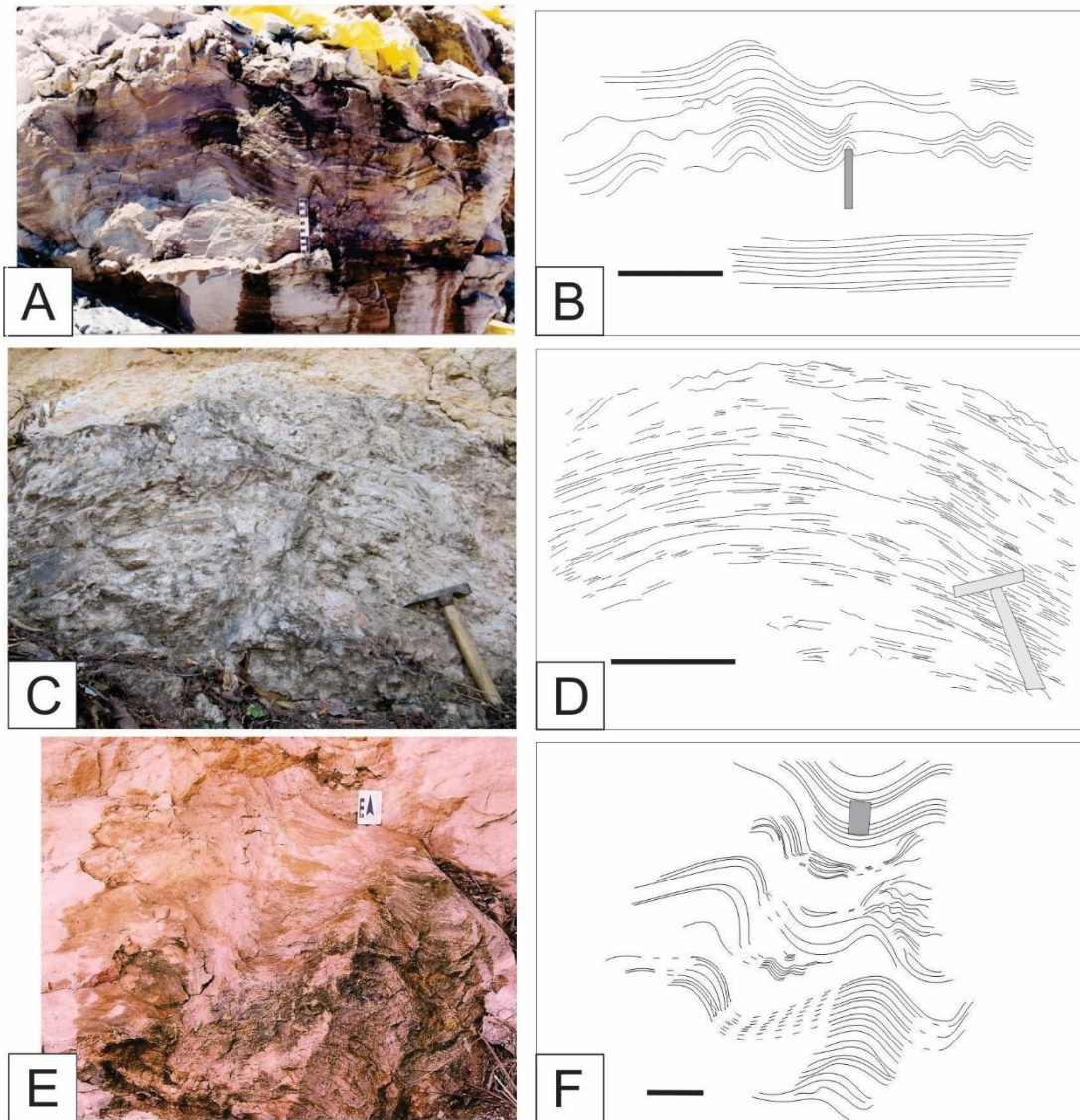


Figure 5.3 Macroscopic forms of microbial laminites at the Terconi Quarry (A, C, E) and their graphic interpretations (B, D, F). A) Stratiform microbial laminite in the lower part and irregularly wavy microbial laminae in the lower part in a boulder-sized loose block within the quarry. B) Graphic interpretation of the laminae in A. C) Domical microbial laminite. D) Graphic interpretation of the laminae in C. E) Irregularly wavy microbial laminite. F) Graphic interpretation of the laminae in E. Scales: A- 8 cm, B- 30 cm, C- 28 cm (hammer), D- 28 cm, E- 5cm, D- 10 cm.

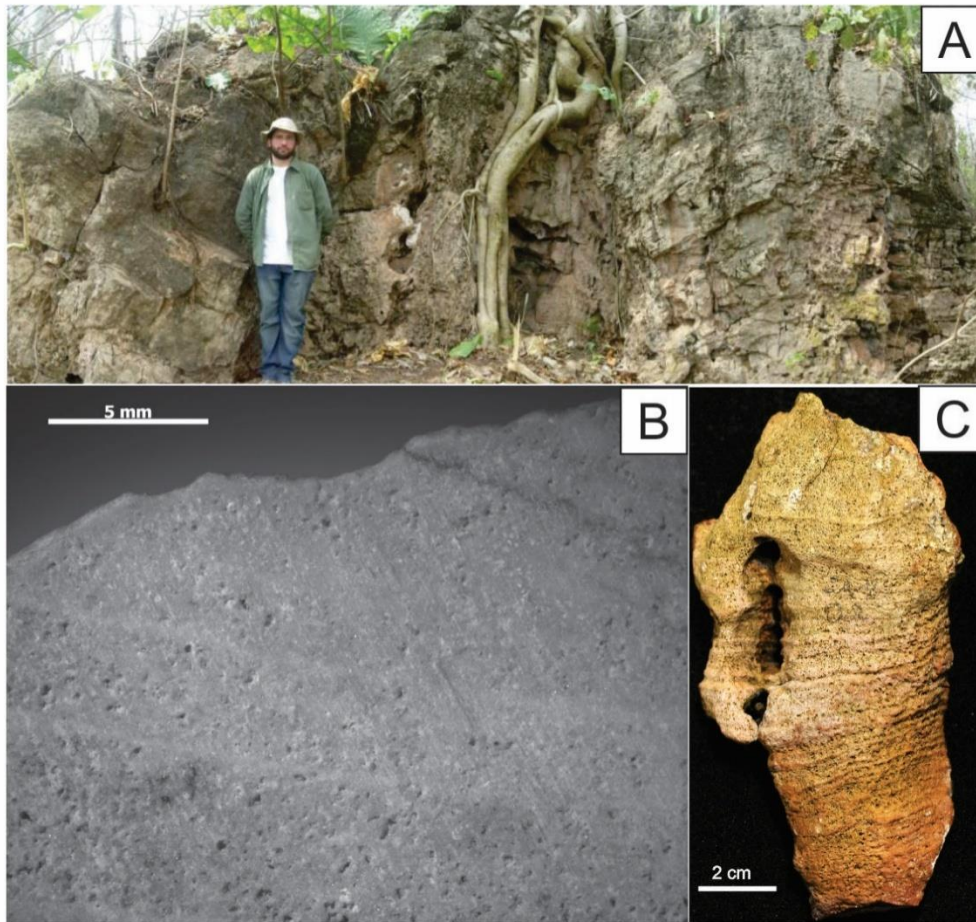


Figure 5.4 A) Set of three nearly contiguous domical microbial laminites on the Santo Antonio Farm (Point 3). B-C) Detail of typical microbial laminae from point 3. Observe in B the abundant fenestrae in the thicker laminae. C) Weathered fragment of microbial laminites clearly showing alternating thick and thin laminae.

4.2 Megaripple marks and megapeloids

Three meters below the top of the formation, the wavy irregular microbial laminites pass into a stratum of peloidal packstones and grainstones deposited by mechanical processes (bed load traction), as evidenced by the megaripples and lenses of megapeloids. The megaripples are characterized by a lenticular, millimeter-thick lamination, with climbing-ripple cross-lamination that culminates in crests (Figure 5.5 A), exhibiting amplitudes of up to 10 cm. However, distances between successive crests is irregular and ridges may show lateral displacement (Figure 5.5 B). Elevated parts of

these ripples, asymmetric, reach 26 cm wide with 6 cm synoptic relief, reflecting movements of water at the bottom. The ridges are oriented NNW-SSE and extend of 3 m.

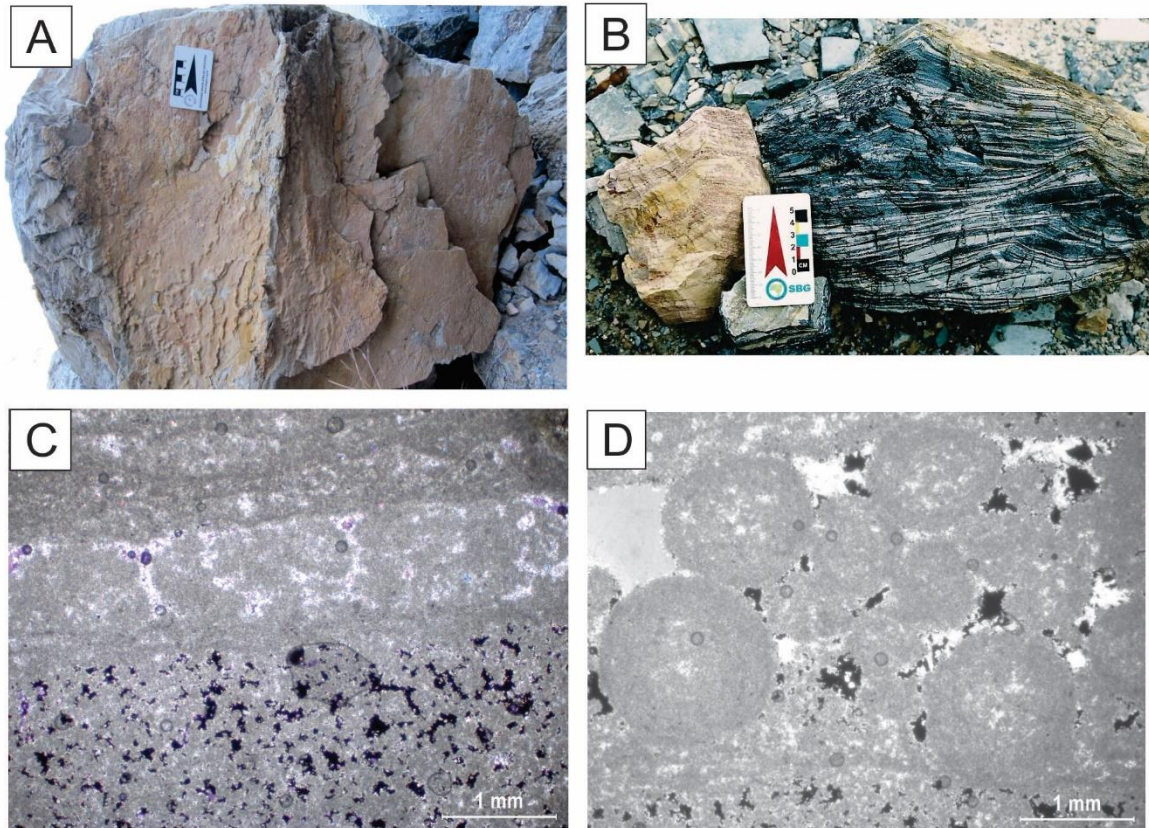


Figure 5.5 Megaripples in the Terconi Quarry (point 2). A) Megaripple crest in plan view. B) Two hand samples of megaripples in which sets of crests are not aligned. Porous laminae have been filled by bitumen (black). C-D) Photomicrographs of thin sections of alternating megapeloidal and peloidal to massive dolomitic laminae in the megaripples. . The opaque material filling pores is bitumen. In C note incipient fragmentation of the megapeloids and in D, closely packed megapeloids showing little compaction or fragmentation.

4.3 Petrography of the microbial laminites and megaripple marks

Petrographically, peloids in the microbialites are clustered in compact masses or, more commonly, as botryoidal or rounded aggregates, microclots in the terminology of (Turner *et al.* 2000) (Figure 5.6 A). These microclots can resemble calcimicrobes (Riding, 2000) or the grumos of thrombolites (Turner *et al.*, 2000), but differ from the former in two aspects and from the latter, in one. The peloidal microclots in the Mirassol D'Oeste Formation lack the shrubby form and upright growth habit of calcimicrobes. Rather, they seem to have developed randomly in sets of small colonies, now micritized. The masses of microclots in the microbialites in the Mirassol D'Oeste Formation form well differentiated laminae, which characterizes them as stromatolites, distinct from thrombolites that, by definition, have no clear lamination.

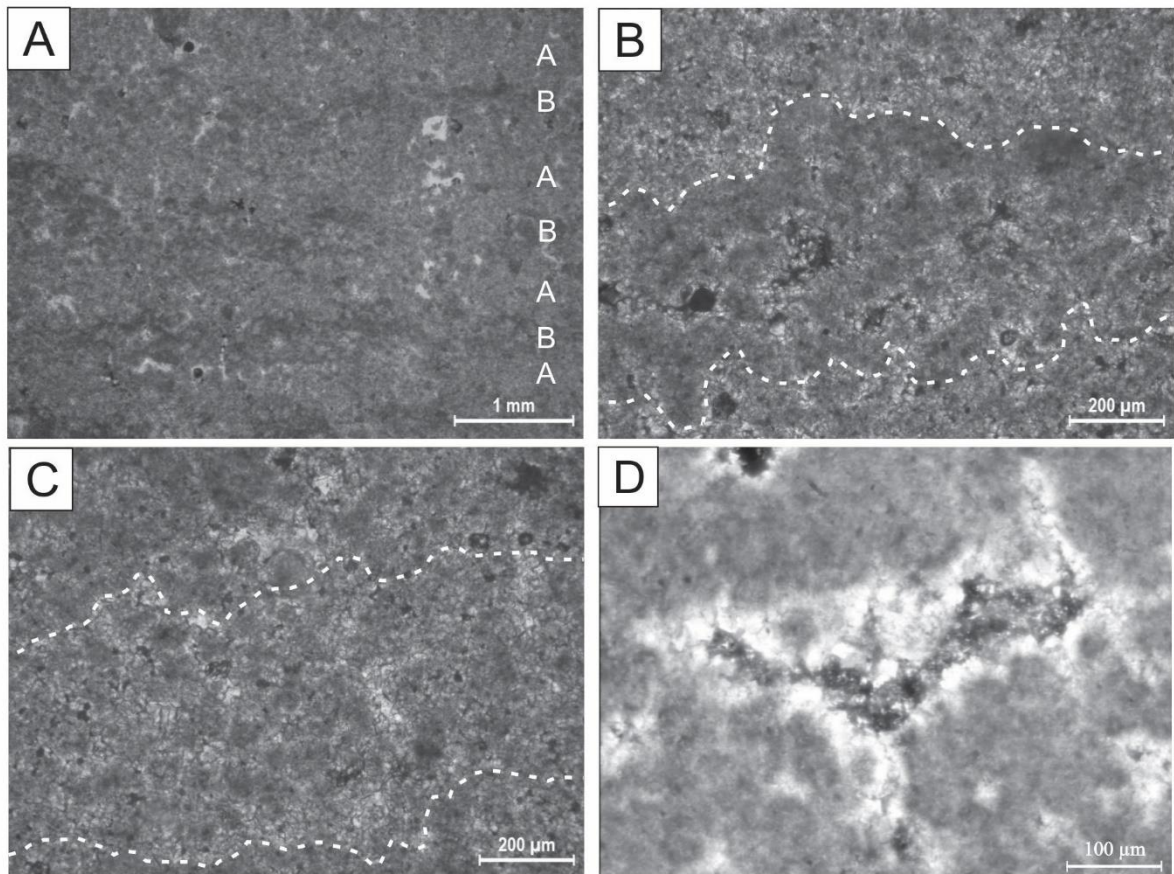


Figure 5.6 Photomicrographs of microbial laminae in the laminites of the Mirassol D'Oeste Formation, in plane-polarized light. A) Overview of alternating thin and thick microclotted typical of the microbial laminites in this formation (A- thick laminae; B- thin laminae). B) Detail of the microclots of peloids in the thin laminae (between the

dashed white lines). C) Detail of the thick laminae. Note the differences in B and C in the relative proportions of micrite, spar and fenestrae in the thin and thick laminae. D) Fenestrae within peloidal microclots in the thick laminae. Note the fringing cement and associated rhombohedral crystals of dolomite. The central part of the fenestra is empty.

The peloids are well rounded, spherical to ellipsoidal, with sizes generally between 55 μm and 140 μm , and composed of dolomicrite. Different from other components, such as ooides, intraclasts and bioclasts, they lack internal structure. In the Mirassol D'Oeste Formation, well-rounded, apparently spherical megapeloids up to 1,5 mm in diameter make up lenticular layers within the megaripples (figure 5.5C, D).

The internal arrangement of thinner laminae differs slightly from the description in the previous paragraph, featuring the thicker laminae (Figure 5.6 C). In thinner laminae the peloids constitute a laterally more continuous mass, less porous, and looks more compact and less clotted (Figure 5.6 B).

The megapeloids associated with the megaripples vary considerably in size (0,3 mm to 1,5 mm) within a submillimetric to millimetric dolomicrite lamination, that different from the laminae of the microbialites as this lamination does not occur in peloids. In Figure 5 D, the megapeloids in this level exhibit a number of bright spots (thin spar) in its central part that contrasts with the micritic peripheral portion, which seems to have a weak concentric orientation. In Figure 5.5 C the megapeloids seem fragmented or incipient breakdown before their burial.

Several generations of cement may be observed in the microbial dolomites of the Mirassol D'Oeste Formation. The most common is very small dolospar (10-20 μm), which formed between closely spaced microclots and comprises the first generation of cement fringing the larger fenestrae (Figure 5.6 D). Euhedral rhombic dolomite crystals also appear along the edges of the fenestrae (Figure 5.6 D).

4.4 Tubestone structures

Sets of subcylindrical to cylindrical, vertical tube-like structures locally cut the microbial lamination, without, however, otherwise deforming the adjacent sediment

(Figure 5.7 A). While generally irregular, their cross boundaries tend to be equidimensional and longitudinal elongated, with vertical orientation. They exhibit lengths from 3 to 19 cm, widths between 0.2 and 3.2 cm, and can pinch and swell in diameter, from millimeters to centimeters in the same structure. On natural surfaces, it is difficult to identify the points of origin and termination of these tubular structures in longitudinal sections. What about cut and polished surfaces?

In the Terconi quarry, the tubestone structures are observed in at least two stratigraphic intervals in the section. At point 1 the structures were observed near the base of the formation, confined to a narrow interval 26 cm thick (Figure 5.7 A). Within the quarry itself (point 2), a thicker interval (2m) was analyzed where the tubestone structures crop out both on the wall and the floor of the quarry (Figure 5.7 B).

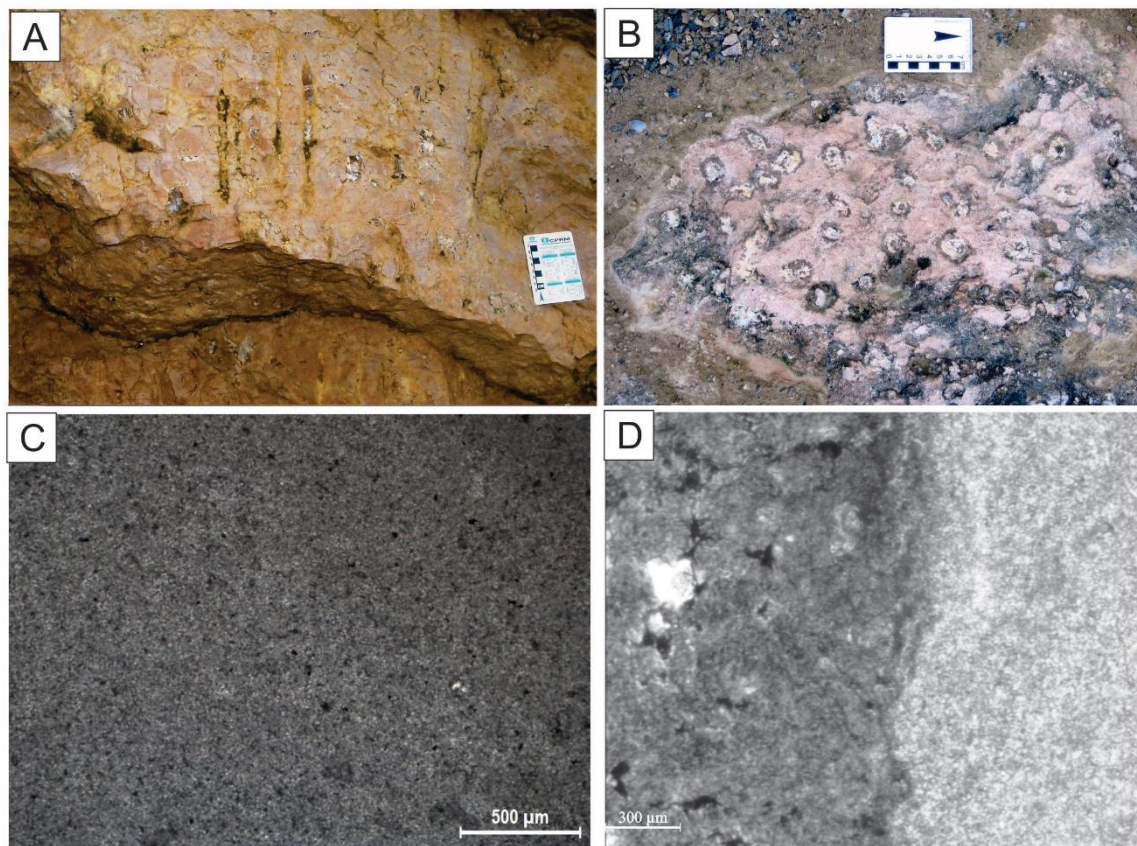


Figure 5.7 Tubestone structures in the microbial laminites of the Mirassol D'Oeste Formation in the Terconi Quarry. A) Tubestone in longitudinal view occupying the flattest (central, uppermost) part of a domical microbial lamina at point 1. B)

Tubestone structures in plan view on the quarry floor at Point 2.C-D) Photomicrographs detailing tubestone structures in plane-polarized light. C) Massive dolomicrite and dolospar filling of the tubular structures; D) Abrupt contact between the microbial microclotted laminite (on left) and the filling of a tubular structure. Notice the compacted aspect of the microclots of the host rock and the dolomicritic filling of the tubestone structure.

The tubular structures usually occur locally in a greater or lesser abundance, but never singly (Figure 5.7 A). These structures are always associated with domical stromatolites, precisely with the flattest, uppermost portion of their convex lamination (Figure 5.7 B). Very few tubes occur on the flanks. The spacing between tubular structures, both in profile and in plan view, is somewhat irregular, but in general, they occur close and more or less equidistant from each other (1-3 cm) (Figures 5.7 A). The filling of these structures is very fine-grained (dolomicritic to very small spar) and more massive and homogeneous than the adjacent sediment.

Petrographically, the sediment that fills these structures is very different from that of the adjacent host rock, as it consists, in general, of uniform, massive dolomicrite (Figure 5.7 C). It is significant that there is no evidence of any colonization of the margins of the tubes, neither by cyanobacteria (represented by peloids or microfossils), nor by dendritic calcimicrobes (as occur in cryptic habitats within Phanerozoic reefs; *e.g.*, Kobluk, 1988).

Around the tubular structures, the peloidal clots may however exhibit different coloration or tones, as well as changes in the clotted structure of the microbial laminites (Figure 5.7 D). These phenomena, however, show no consistent pattern, and are thus probably diagenetic in origin. Moreover, no distinct cement incrusts the margins of the tubular structures.

5. Discussion

5.1 Geobiology of the microbialites of the Mirassol D'Oeste Formation

Microbialites in Mirassol D'Oeste Formation consist of laterally continuous forms with simple morphology, here designated stratiform, domical and irregularly wavy microbial laminites. Over nine meters of the microbial succession is composed of stratiform microbial laminites with domical microbial laminites, metric in size with sinoptical relief of few decimeters, these domes are irregularly scattered on the stratiform laminites up to two or three meters from the top of the succession. At this point, the domes and stratiform laminites give way laterally and vertically to irregularly distributed, irregularly wavy, commonly asymmetrical stratiform microbial laminites. These, in turn, are covered by non-microbial strata, including the megaripples discussed above (Nogueira *et al.* 2003; Romero, 2010; Font *et al.* 2010).

The domical forms and irregularly shaped waveforms appear to result from different processes, the domical forms under calm conditions and intense growth of the microbial community, and the irregularly wavy forms possibly under the influence of wave action which began to disturb bottom mats, harbingering the end of the microbial domination of sedimentation in the Mirassol D'Oeste Formation.

The peloids, constant throughout the microbialitic succession in the formation, represent micritized microbial colonies (Turner *et al.* 2000; Corsetti & Grotzinger, 2005; Bosak *et al.* 2013), sometimes as looser aggregates or microclots (as in the thicker laminae) (Figure 5.6 C), or slightly smaller and surrounded by prolific amounts of mucilage (the thinner laminae) (Figure 5.6 B). Alternatively, dolomicrite laminae could represent a carbonate mud brought in suspension, but in this case, one would expect more mud also among peloids and microclots of the thicker laminae.

The pores including the fenestrae appear to have formed along with the growth and amalgamation of microbial colonies (Figure 5.6 D), as the shapes of the fenestrae, as a rule, follow the outward, botrioidal form of peloids and are often fringed by a very small dolospar early diagenetic cement (Flügel, 2010). Thus, the prominent fenestrate porosity in the thicker laminae would seem to represent, in large part, original spaces between colonies, while its rarity in most of the thinner laminae may have been due to a higher proportion of mucilage (micritized early on) between colonies. However, fenestrae in microbialitic laminations may also form at points of accumulation of gas derived from the degradation of dead mats or the photosynthetic production of oxygen

(Hoffman *et al.* 1980; Bosak *et al.* 2009). Even in the waters below the wave base in the Mirassol D'Oeste Formation, the presence of gas may have been a factor in maintaining these pores open until lithification, depending on the pressure of this gas and the impermeability conferred upon the microbial laminations by the extracellular polymeric substances secreted by members of the benthonic microbial community.

A number of observations suggest that the dolomite in the Mirassol D'Oeste Formation is primary: a) the rock is almost exclusively very finely crystalline dolomitic; b) primary pores, peloids and laminae are very well preserved; c) very fine dolospar cement coats the edges of fenestrae; there is a general lack of evidence for substitution of a precursor carbonate. Indeed, by analogy with geochemical processes observed in modern microbial mats in Lagoa Vermelha (State of Rio de Janeiro, Brazil), Font *et al.* (2006) interpreted the dolomite as primary and directly related to the metabolism of sulfate-reducing bacteria in the anoxic part of the microbial mats (Vasconcelos *et al.*, 2006). Values of $\delta^{18}\text{O}$ in the carbonate (Font *et al.*, 2006) are consistent with an anoxic environment for the formation of dolomite and micritization of the peloids (Mozley & Burns, 1993; Mazzullo, 2000). Thus, while growth of microbial colonies and continuous production of mucilage occurred at the surface of mats at Mirassol D'Oeste, anaerobic decomposers within the mats consumed dead organic matter, inducing precipitation of dolomite at approximately the same rate as primary production. In this way, the renewal of surface organics was accompanied by micritization and lithification of the mats just below the surface, thus accounting for the good preservation of peloids, pores (fenestrae), and laminar structure.

The rocks of this succession should be considered microbialites –microbial laminites-- is supported by the following observations: a) in the framework of these deposits no silt or sand of siliciclastic or carbonate grains from other sources (ooides, intraclasts, extraclast) are found. Only peloids, individually or in microclots are found, together with subordinate amounts of micrite mud. This suggests that the physical-chemical factors responsible for the formation of these rocks were considerably constant and simple. The peloids in the thinner laminae are enveloped and connected by a micritic matrix that appears to represent micritized microbial mats. In thicker laminae, one sees a wide range in the size of the components and degree of internal packaging of

microclots and peloids unlike what would be expected in accumulations regulated by hydrodynamic processes.

The thickness and alternation of laminae are similar to what is seen in Precambrian stromatolites (Walter, 1976; Knoll & Grotzinger, 1999; Riding, 2011). The macroscopic mounds and irregularly wavy shapes with high synoptic reliefs of 25-30 cm and 6 cm, respectively, together with their irregular distribution the seafloor are inconsistent with the mode of occurrence of hydrodynamic sedimentary structures (Kendall & Warren, 1987).

From these observations, it is concluded that the components of these rocks formed *in situ* by simple and relatively constant chemical and physical processes, without significant allochthonous contributions or lateral transport of material. These rocks may be described as microbial boundstones (Duham, 1962) that formed by the growth of microbial mats, apparently dominated by colonies of coccoidal cyanobacteria gathered into individual or rounded agglomerations. In the absence of reasonable hydrodynamic or chemical explanations for the alternating thin and thick laminae, the most important factor in controlling this pattern would seem to be the rates of microbial growth and mineral precipitation (organomineralization related to the metabolism of microbial decomposers) in the mats (Monty, 1976). Alternations of this kind obviously involved regular and simple changes, perhaps annual, in some factor essential for primary production and/or microbial degradation, possibly related to alternations in insolation (reflecting seasonal cloud cover or the tilt angle of the Earth's axis, perhaps) or in water temperature or in nutrients. Whatever the cause, it appears to have alternately favored microorganism growth as globular colonies (thicker laminae, higher proportion of fenestrae) and as looser aggregates of microorganisms involved in abundant EPS with slower growth rates (thinner laminae).

5.2 Tubestone structures from the Mirassol D'Oeste Formation

Nogueira (2003), the first to note the tubestone structures in the Mirassol D'Oeste Formation, attributed them to gas escape (*e.g.*, methane) related to decomposition in stromatolites, with subsequent infilling by massive dolomicrite. In

later work, Font *et al.* (2006) ruled out methane escape due to the $\delta^{13}\text{C}$ values of the tube filling and adjacent stromatolitic laminae were very similar and not markedly different as would be expected if the methane had contributed carbon to the carbonate filling.

There is no evidence to interpret these structures as trace fossils as originally proposed by Cloud (1968), which he and co-workers recognized a few years later (Cloud *et al.*, 1974). Although the subrounded shape and diameter of transverse cross-sections of the tubular structures are reminiscent of the ichnogenus *Skolithos*, the irregular longitudinal sections of these tubes are nothing like the smooth “pipes” typical of this ichnogenus. In addition, the fossil record of the Araras Group lends no support to the hypothesis of formation that these structures may have formed by metazoan activity.

The genesis of these structures as open intra-stromatolitic spaces filled with sediment contemporaneous with the growth of stromatolites (Corsetti & Grotzinger, 2005; Bosak *et al.*, 2013) is also not supported by observations of the tubes in the Mirassol D’Oeste Formation. The massive, homogeneous fill of the Mirassol D’Oeste tubes contrasts fundamentally with the concavely laminated fill of the tubestone of the Noonday Dolomite. In the present study, the uniformity of the dolomicrite in the tubes suggests two possibilities for its origin, either as carbonate mud or as cement. An origin by recrystallization of a precursor carbonate can be eliminated as this process produces irregular textures. An origin by precipitation (*e.g.*, as cement) also seems unlikely, when one takes into account the volume of material inside the tubes and the lack of any sort of cement-like incrustations at the contact between the tube filling and the host rock.

Moreover, none of these hypotheses explains why the tubestone structures occur in the central part of stromatolitic domes. If these structures were intra-stromatolitic depressions, one would expect a) a much more random distribution within the microbialites; b) evidence of lamination within the tube filling; and c) more regular points of origin and termination, which are not observed in the Mirassol D’Oeste Formation.

A possibility that remains, then, is that the filling may reflect a mechanical rather than a chemical phenomenon, for example: a) infiltration of mud from a source above; b) pre-existing sediment modified *in situ*; or c) sediment injected from stratigraphic levels below the microbial laminites. Cloud *et al.* (1974) proposed a mechanical process

for the formation of the tubestone structures by fluid escape under high pressure. However, in the Mirassol D'Oeste Formation, there is no evidence of truncated lamination or intraclasts of stromatolitic laminae within the filling of these structures that might corroborate this idea.

Here, we admit that fluid (gas and/or liquid) escape seems to explain best the genesis of the tubestone structures in the Mirassol D'Oeste Formation, specifically, that the abrupt rupture and passage of the fluid through only incipiently lithified mats disaggregated existing micritic host rock into micritic mud without transporting it to the sediment/water interface. Consequently, it was redeposited within the tube, possibly as the fluid continued to stream upward. This implies that the tubestone structures formed after the at least incipient lithification of the microbial laminites. This explanation is consistent with the observation that the tubestone structures occur preferentially in parts of the microbial laminites that appear to represent the central, apical part of domes, which is just where fluids under pressure would tend to accumulate.

5.3 Megaripple and megapeloids

According to Hoffman & Li (2009) the megaripples are known from twelve occurrences within Marinoan cap carbonates, and it is suggested that these structures were formed by the action of extreme winds or "hypercanes" (Allen & Hoffman, 2005). Although there is little probability that the twelve events occurred simultaneously, these structures are usually recorded at the top of the dolostone portions of the cap carbonates (Allen & Hoffman, 2005). However, in the Dreigratberg Formation, in South Africa, the megaripples occur at the base of the dolostone portion and alternate with stromatolites (Hoffman & Macdonald, 2010; Bosak *et al.* 2013).

Lamb (2012) suggested an alternative explanation for their formation. These structures would have been produced by the rapid cementation of large diameter grains in an oscillatory flow environment over a long period. Bosak *et al.* (2013), in turn, suggest that the megaripples are microbialites, based upon the clotted texture of laminae within the hydrologically shaped megaripple. These authors suggest a "corn puffs in milk model", where the megapeloids, associated with the megaripple marks, would

have formed agglutination of parts of microbial mats, rich in degraded organic matter, that were placed in suspension by oscillatory flow. Laboratory studies show that particles in suspension formed by mat fragments can present form and sizes similar to megapeloids in about one week (Bosak *et al.* 2013).

In the Mirassol D'Oeste Formation crumpled and fragmented megapeloids of various sizes are associated with the megaripple marks, with dolomicrite surrounds megapeloid rich layers. The dolomicrite that occurs between megapeloids does not exhibit the microclotted texture of the microbial lamination, as Bosak *et al.* (2013) suggested as evidence for a microbialite origin for the megaripples. Instead, this dolomicrite appears to have been deposited by suspension processes, probably the degraded material of the microbial mats that were not aggregated in megapeloids. The forms of the megapeloids suggests that these structures were subject to early compression and fragmentation by sediment deposited above these structures, which also goes against the idea that these structures were derived from organic microorganisms by micritization *in situ*. Additionally, successive alternating dolomicrite laminations and megapeloids occur, indicates that successive events occurred, consistent with the hypothesis extreme events proposed by Allen & Hoffman (2005).

5.4 Waxing and waning of microbialites in the Mirassol D'Oeste Formation

The glaciomarine deposits of Puga Formation were formed under the influence of icebergs that detached themselves from continental ice sheets at the end the Cryogenian period (Nogueira *et al.*, 2003; Nogueira & Riccomini, 2006). The post-glacial transgression drowned the uneven surface of the diamictites and immediately isolated much of them from emergent areas that could have served as source areas of siliciclastic (terrigenous) materials (Hoffman & Schrag, 2002), the subsequent increase in water temperature lead quickly to the saturation of the oceans in carbonate and initiation of carbonate sedimentation, including microbial mat formation and micritization. Erosion of mats in nearby areas apparently furnished the particulate material comprising the basal two meters of dolomite of the Mirassol D'Oeste

formation, that were deposited upon the irregular surface of the underlying Puga Formation, by tractional processes, as indicated by low-angle truncation surfaces in this laminated dolomite (Figures 5.2 A, 5.8 A) (Nogueira *et al.*, 2003, Soares *et al.* 2013).

In the absence of siliciclastic particles in suspension and with the cessation of mechanical deposition of eroded mats at Mirassol D'Oeste, benthic communities of photosynthetic microorganisms consisting mainly of coccoidal cyanobacteria extensively colonized the seafloor wherever it remained within the photic zone. The metabolic activities of sulphate-reducing bacteria flourishing within the anoxic environment of decaying portions of the mats induced precipitation of primary dolomite, leading to the formation of a thick succession of predominantly stratiform microbial laminites, apparently below wave base, given the uniform nature and lack of evidence of perturbation or subaerial exposure of this succession (5.8 B). Up-section, scattered domical microbialites structures became more common, eventually giving way to the irregularly wavy microbial laminites near the top of the formation (Figure 5.8 B). The transition from stratiform to irregularly wavy microbial laminites appears to mark the arrival of storms of great magnitude at this depositional site. The increased depth of storm wave base associated with the giant waves of these storms led to perturbation of resilient, partially lithified benthic microbial mats, ranging from plastic deformation and hydrodynamic molding, without disruption, to form the irregularly wavy, commonly asymmetrical laminites (Figure 5.8 B) to complete disaggregation to provide much of the carbonate deposited in the megaripples. The passage of these storms wiped out the microbial communities responsible for building the microbial laminites and the precipitation of primary dolomite. These storms led to the end of the stromatolitic succession in Mirassol D'Oeste Formation and two scenarios may have occurred concomitantly: 1) As result of these storms of predominantly oscillatory action of these waves near the bottom, the surface layers were disaggregated and dolomitic and small organic particles were put in suspension. 2) Sediment from proximal deposits, which have undergone these storms, may have been brought in suspension in this area. This sediment in suspension clouded the water column and may have prevented sunlight to reach microbialites photic zone. Moreover, the suspended sediment decanted and buried the stromatolites (Figure 5.8 C).

Meanwhile, with the continuous rise of sea level and the loss of light from benthic habitats, photosynthetic communities and associated sulfate-reducing bacteria

were unable to recolonize the sediment-water interface. This led to the abiogenic deposition of calcium carbonate with the precipitation of aragonite crystal fans that characterizes the cap limestone of the basal part of the Guia Formation (Nogueira & Riccomini, 2006; Soares *et al.*, 2013).

With these results it is concluded that the formation Mirassol D'Oeste not deposited only one mode, but at its base and top by mechanical processes and intermediate deposits by induced organomineralization by metabolism of the communities pertaining to the microbialites (Dupraz *et al.*, 2009).

Other correlative deposits support this depositional model, suggesting that the Mirassol D'Oeste Formation was deposited uniformly over a very large area. Dolostone at Tangará da Serra, approximately 130 km east of Mirassol D'Oeste, for example, represents the top of the portion of the cap carbonate crops (top of Mirassol D'Oeste Formation), as inferred from isotopic curves for $\delta^{13}\text{C}$ and lithostratigraphy (Soares & Nogueira, 2008; Soares *et al.*, 2013). There, tubestone structures followed by dolostone with parallel and low angle cross-lamination and megaripple marks crop out. Different from the type-section of the formation, the megaripple marks also extend into the basal part of the Guia Formation.

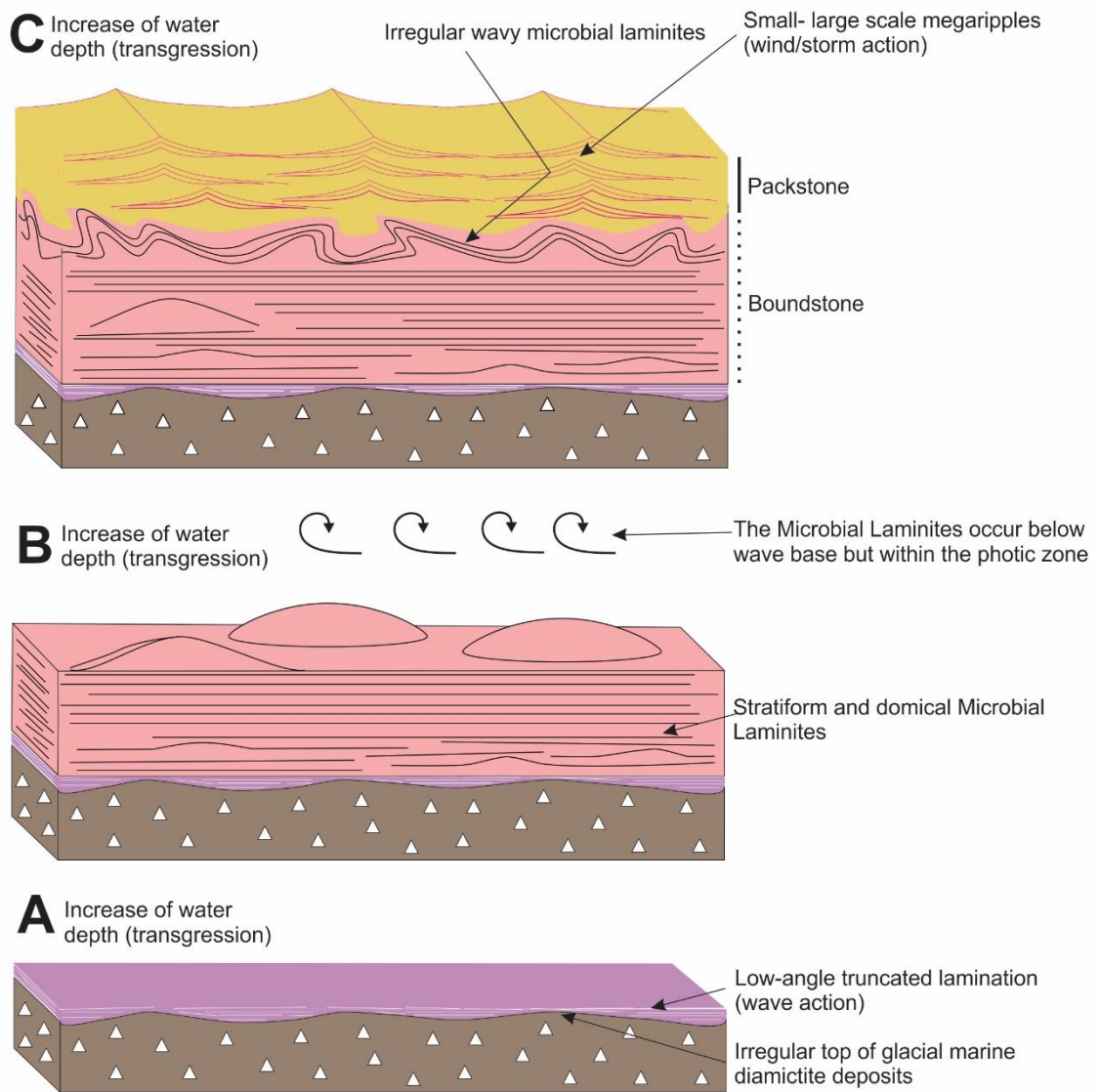


Figure 5.8 A model for the waxing and waning of the microbial laminites of the Mirassol D'Oeste Formation. A) Beginning of deposition of the Mirassol D'Oeste Formation cap carbonate deposited by tractional processes upon the irregular surface of the Puga Formation in the form low angle truncated lamination. B) The waxing phase of microbialite development with the formation of a thick succession of stratiform and domical microbial laminites, below the wave base but obviously within the photic zone. C) The waning of the microbial growth and deposition with the occurrence of irregularly wavy microbial laminites and the megaripples and associated megapellod, indicative of the dominance of tractional depositional processes.

6. Conclusions

Immediately following the Marinoan glaciation ~635 Ma, a pack of ten meters of dolomitic boundstones formed of stratiform, domical and irregularly wavy microbial laminites was deposited as the middle part of the cap carbonate represented by the Mirassol D' Oeste Formation. This boundstone developed as the result of the growth of photosynthetic microorganisms aggregated in colonies in extensive mucilaginous biofilms (microbial mats) adhering to the substrate. Sulfate-reducing bacteria in decomposed parts of the microbial mats induced dolomite precipitation, transforming dead colonies into peloidal microclot and amorphous organic matter into interpeloidal micrite. Stratiform and domical microbial laminites were formed in a calm, well-lit platformal environment below the storm wave base level, without any contribution by terrigenous silt or sand or of other allochemical components (ooids, intraclasts, etc.).

Over time the post-Marinoan transgression eventually placed the region within the reach of the "hypercanes" peculiar to the extremely hot climate of the post-glacial era and to the destructive action of their giant waves. The arrival of the first storms of this type are recorded in the irregularly wavy microbial laminites that characterize the top of the microbial succession in the formation. It may have taken several or many storms to end the benthic microbial ecosystem and bury the microbialitic succession with sediment generated on the site by the reworking of microbial laminites and reorganized into megaripples with lenses of megapeloids largely by the oscillatory movement of waves acting upon bottom sediments.

The restriction of tubestone structures to the flattest, highest portions of the domical microbial laminites suggests that these structures may have formed by migration and forceful escape of fluids (most likely gas) impeded from passing directly to the sediment-water interface by multiple, laterally extensive impervious microbial biofilms. Concentrating themselves in the apical parts of the convex laminae (coinciding with the flattest part of the domes), these fluids may have bubbled up through the microbial laminites, reducing them over time, to the massive dolomicritic mud that fills the tubular structures.

Capítulo 6 “Ediacaran tubestone structures associated with cap carbonate microbialites: different structures, same origin?”

1. Introduction

The Neoproterozoic Era (1000 to 542 Ma) was marked by coupled geological-paleoclimatic events, such as the breakup of the supercontinent Rodinia and subsequent widespread carbonate sedimentation. These events led to a high rate of carbon burial that may have triggered at least three intense glacial episodes that apparently affected even the tropics – the Sturtian, Marinoan and Gaskiers glaciations – (Hoffman & Schrag, 2002; Hoffman & Li, 2009). Records of these glacial episodes include a suite of sedimentary, paleomagnetic and geochemical features recognized in lithological units in almost all continents (Hoffman & Li, 2009). Some of the sedimentary features that are common to the two older glaciations are glacial deposits (*e.g.*, diamictites) directly overlain by warm climate “cap carbonates” (limestone or dolostone). The Sturtian and Marinoan glaciations also exhibit peculiar sedimentary structures within the cap carbonates as well. For example, in post-Sturtian cap carbonates (ca. 720 Ma) stratiform stromatolites with roll-up structures may occur (Bosak *et al.* 2013).

In the Marinoan cap carbonate another set of sedimentary structures occur, megaripple marks, megapeloids, cementstones and tubestone structures associated to microbialites. This association has already been recognized in California, Namibia, Alaska, Mongolia and Brazil (Hoffman *et al.* 2009) (Figure 6.1), and although well established in the literature, the origin of these structures remains uncertain.

In the case of the Marinoan tubestone, the tubular structures are vertically oriented, with diameters < 3cm and decimetric length, usually filled by laminated or massive fine dolomicrite, the typical lithology of cap carbonates. Based on the morphometry of these structures and their association with microbialites, three hypotheses have been proposed for their genesis: (i) as ichnofossils (Cloud, 1968); (ii) as fluid-escape structure (Cloud *et al.*, 1974); or (iii) as spaces between stromatolites (Corsetti & Grotzinger, 2005; Bosak *et al.* 2013).



Figure 6.1 Tubestone structures deposits occurrence associated with Marinoan cap carbonates (based on Hoffman *et al.* 2009; Pruss *et al.* 2010; Hoffman, 2011; Bosak *et al.* 2013).

Initially, Cloud (1968) compared the tubestone structures in the Noonday Dolomite, California to the ichnogenera *Skolithos*. Later, this author recognized the incongruity of this hypothesis with the known limits of the reliable record of vertical trace fossils, which only appear near the end of the Ediacaran (Cloud *et al.* 1974), in addition the authors interpreted the host rock of the tubestone structures as stromatolites because of the lamination and the microclot texture. Thus, Cloud *et al.* (1974) proposed that the tubestone structures were generated by escaping fluid resulting from the decomposition of organic matter of microorganisms and extracellular polymeric substances (EPS) associated with microbial mats responsible for the construction of the stromatolites.

At the contact between the tubular structures and stromatolitic host rock, Cloud *et al.* (1974) observed a compacted peloidal microclots and interpreted them as structures compressed by the phenomenon that formed the tubes. For these authors, the tubes were later filled when the stromatolites were buried. Kennedy *et al.* (2001) proposed that methane escaping from permafrost below cap carbonates.

More recently, these structures, were once again the focus of study, especially because of the advent of the *Snowball Earth* paleoclimatic model (Hoffman *et al.* 1998;

Hoffman & Scharag, 2002). For this reason, they are presently the most well-described, macro- (Cloud *et al.* 1974), meso- and microscopically (Corsetti & Grotzinger, 2005) and have served as basis for the three hypotheses listed above regarding the genesis of these structures. It was proposed that the tubular structures in tubestones represent the depressions between the low-relief stromatolites having extremely regular laminar inheritance (Corsetti & Grotzinger, 2005). The microbialites were interpreted as forming by bio-induced mineral precipitation in the organic-rich microbial mats in an environment supersaturated in calcium carbonate, whereas the organic-poor depressions between stromatolites were largely free of bio-induced carbonate precipitation.

However, other aspects of these tube structures remain poorly explained, like the uniformity of the tubestone structures along meter section or how they recur at the same point after coalescence events of the host rock represented by the bridges (Bosak *et al.* 2013). Laboratory experiments are an alternative to explain such gaps in our knowledge and have provided good explanations for tubestone genesis (Bosak *et al.* 2013), mainly related to different flow regimes its response to the biostabilization and degradation of the microbial mat substrate for the formation of the tubular structures.

In Brazil the tubestone structures occur at three localities of Ediacaran cratonic cover rocks associated with the Paraguay Fold Belt, close to the western border of central Brazil with Bolivia and Paraguay. In two areas they occur as extensive, well-preserved outcrops, with good exposure of tubestones in different stages of formation and diagenesis. For this reason, Brazilian cap carbonates may shed light on the discussion about the genesis of the tubestone facies and the sedimentary dynamics during a key moment of Earth history.

2. Geological setting

The Neoproterozoic Paraguay Belt extends in an arc for about 1300 km in the States of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, close to the western border of central Brazil (Figure 6.2). It originated from the collision of paleocontinents now represented by the Amazonas, São Francisco-Congo and Rio de La Plata Cratons during the

Brasiliano/Pan-African orogenic cycle which resulted in the closure of the Clymene ocean at the end of the Neoproterozoic (Alvarenga *et al.* 2000; Schobbenhaus & Bley, 2003; Tohver *et al.* 2010).

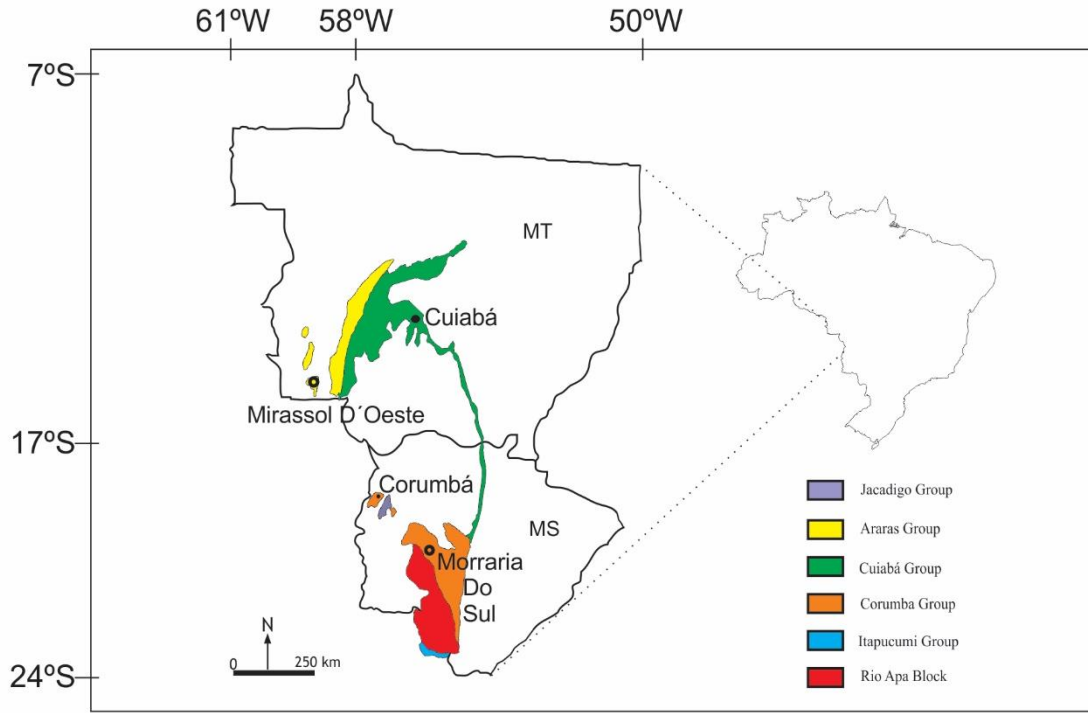


Figure 6.2 Geological map of the Paraguay Belt along the southeastern border of the Amazon Craton and Rio Apa Block with the outcrops of Morraria do Sul and Terconi Quarry in highlight in the states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, Brazil (modified from Alvarenga *et al.* 2000; Babinski *et al.* 2013).

The Paraguay Belt is divided into southern and northern compartments whose correlation is still not precisely defined (Boggiani *et al.* 2010) (Figure 6.3). Both compartments share extensive exposures of diamictites assigned to the Puga Formation (Alvarenga & Trompette, 1992; Nogueira *et al.* 2003). In the northern part the diamictites exhibit faceted and striated pebbles and blocks and are interpreted as glaciomarine deposits (Nogueira *et al.* 2003). These features are not observed in the southern Puga Formation where the Puga diamictites were originally described (Maciel, 1959). Freitas (2010) and Freitas *et al.* (2011) found no evidence that diamictites in the

region of Corumbá, near the type locality are of glacial origin and suggested that they may rather represent landslides during the early stages of the Corumbá rift basin.

In the northern part of the Paraguay Belt, the diamictites are overlain by carbonates of the Araras Group, which begins with the Marinoan cap dolostone of the Mirassol D'Oeste Formation (Nogueira *et al.* 2003; Nogueira & Ricominni, 2006; Nogueira *et al.* 2007). This cap dolostone exhibits typical sedimentary structures of Marinoan cap carbonates such as tubestones associated with microbialites, crystal fans, megaripple marks and megapeloids, as well as low $\delta^{13}\text{C}$ values, around -6‰ (Nogueira *et al.* 2003; Font *et al.* 2006; Nogueira & Ricominni, 2006; Hoffman & Li, 2009; Font *et al.* 2010). Besides this temporally significant sedimentary and chemostratigraphic evidence, Pb-Pb isochron dating of the Mirassol D'Oeste Formation has yielded an age of 627 ± 32 Ma (Babinski *et al.* 2006) and for the overlying Guia Formation, a value of 622 ± 33 Ma (Romero *et al.* 2012).

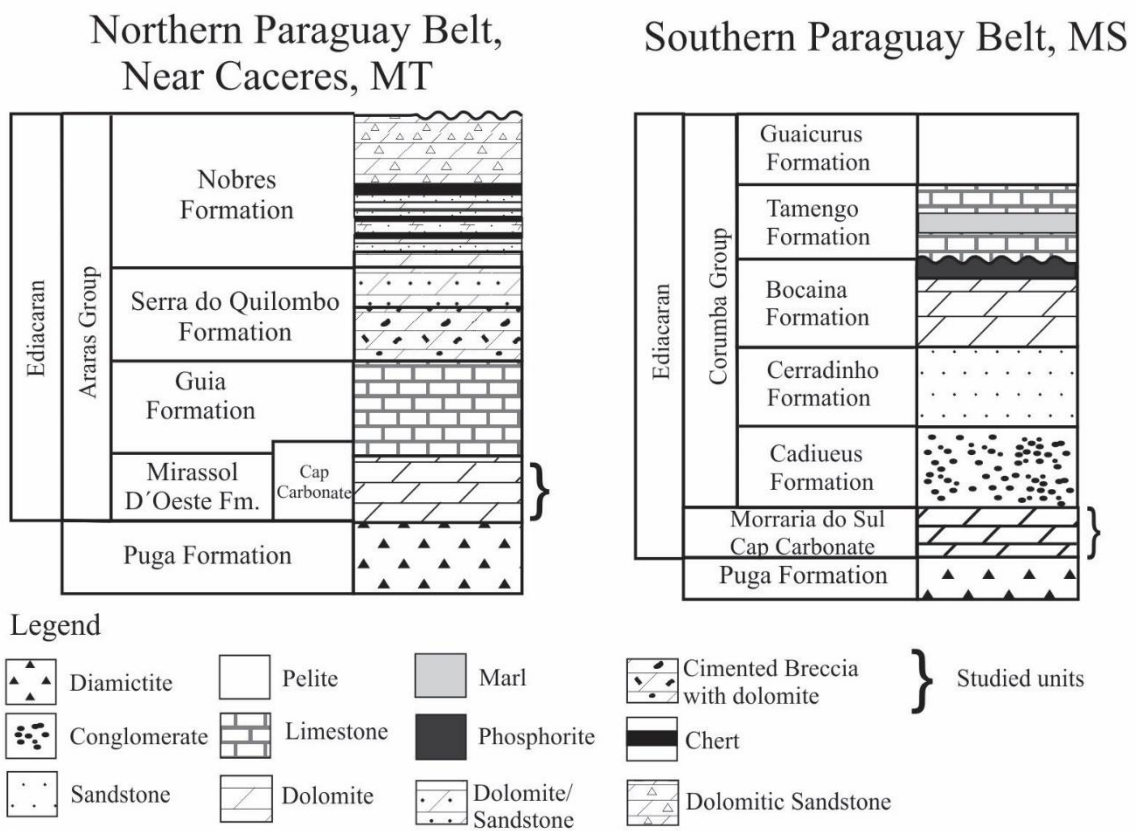


Figure 6.3 Schematic comparison of the stratigraphic units of the Araras and Corumba groups and the Puga Formation in the Paraguay Belt (modified from Boggiani, 1997; Gaucher *et al.* 2003; Nogueira & Ricommini, 2006).

In the southern part of the belt, the sedimentary succession is much more complex, and the relationship between different units is still under debate. In this compartment, three important lithostratigraphic units, all Neoproterozoic, are present: the Jacadigo Group that includes iron-rich, siliciclastic arkoses and carbonates (Freitas *et al.* 2011), the Puga Formation, composed of diamictites (Boggiani *et al.* 2003; Babinski *et al.* 2013) and the Corumbá Group, composed of siliciclastic and carbonatic rocks (Boggiani, 1997; Boggiani *et al.* 2010).

The diamictites of the Puga Formation are observed in few outcrops in the southern Paraguay Belt. One of them is at Morro do Puga, where the diamictites are overlain by a carbonate succession attributed to the Bocaina Formation, Corumbá Group (Boggiani *et al.* 2003). These limestones comprise a rhythmite of alternating pinkish and grey peloids and microcrystalline carbonate, whose $\delta^{13}\text{C}$ composition (-6‰) is in agreement with values proposed for Marinoan Cap Carbonates (Boggiani *et al.* 2003; Babinski *et al.* 2013), although a formal proposal that these rocks comprise a cap carbonate in this area has not yet been made.

The Corumbá Group is a ~550 m-thick sedimentary succession with a great variety of lithologies. From the base to the top, it includes the terrigenous Cadiueus and Cerradinho formations, dolostones with stromatolites and subordinate phosphorite of the Bocaina Formation, black limestone, marls and shales of the Tamengo Formation, and thick siltstones and shales of the Guaicurus Formation (Boggiani, 1997; Boggiani *et al.* 2010).

The late Ediacaran age of the Corumbá Group was first demonstrated by the recognition of *Cloudina luciano* in the Tamengo Formation (Beurlen & Sommer, 1957; Zaine & Fairchild, 1985). Later Babinski *et al.* (2008) provided detrital zircon grains within the diamictite of the Puga Formation indicate a maximum depositional age (U-PB) of 706 ± 9 Ma, also valid as a maximum depositional age for the overlying Corumbá Group. At the upper part of the Corumbá Group, the Tamengo Formation

constrains the upper part of the Corumbá Group to the end of the Ediacaran due to a U-Pb SHRIMP age of 543 ± 3 Ma obtained by Babinski *et al.* (2008) for zircon crystals from volcanic tuffs intercalated within the *Cloudina*-bearing carbonate beds. Although some members of the Bocaina Formation were considered by Boggiani *et al.* (2003, 2010) and Morais (2013) as possible Marinoan cap carbonate, recent dating of an ash bed at Porto Morrinhos yielded an age inconsistent with this hypothesis (Boggiani & Campanha, unpublished data).

The Morraria do Sul outcrop was attributed to the Bocaina Formation by Boggiani *et al.* (2010), but with the stratigraphic reassessment made in Chapter 4, this deposit is here considered to be older than the Bocaina Formation and penecontemporaneous with the Mirassol D'Oeste Formation in the northern Paraguay Belt because it consists pink dolomite having the tubestone-microbialite association typical of post-Marinoan successions.

3. Methods

Detailed observations of the tubestone structures were made at different scales in outcrops of the Terconi Quarry (MT) and at Morraria do Sul (MS) (Figure 6.2). Tubestone structures at Forte de Coimbra (MS) were also analyzed, however due to the reduced size of the exposures there, the results are not used in this study (Morais, 2013; Chapter 4). In the field, the mode of occurrence of these structures and their relationship with the host rock were observed. Nineteen representative samples were collected for microscopic and mesoscopic studies in the laboratory where they were cut and polished to enhance the structures. Twenty-three thin sections were made of the tubestone structures and the microbialite host rock for petrographic study.

The outcrop at Morraria do Sul is located on the Fazenda Baía das Garças ($20^{\circ}32'40''\text{S}/56^{\circ}53'47''\text{W}$), 40 km west of Bodoquena. The outcrops consist of eroded blocks up to about 5 m high in a pasture just outside the village of Morraria do Sul.

The second occurrence is at the Terconi Quarry ($15^{\circ}40'30''\text{S}/58^{\circ}05'45''\text{W}$) in the type-section of the Mirassol D'Oeste Formation, Araras Group, on the outskirts of the city of Mirassol D'Oeste, MT, where, it is possible to observe the abrupt, irregular basal

contact with the Puga Formation and the gradational upper contact with the Guia Formation (Nogueira *et al.* 2003; Nogueira & Ricominni 2006; Nogueira *et al.* 2007, Soares *et al.* 2013).

The results are compiled in table 6.1, which compares the tubestone structures at these localities with those at Tangará da Serra, MT (Mirassol D'Oeste Formation-Soares *et al.* 2013) and in the Noonday Dolomite, EUA (Cloud, 1968; Cloud *et al.* 1974; Corsetti & Grotzinger, 2005), Dreigratberg cap carbonate, Namíbia (Bosak *et al.* 2013.), Mayberg cap carbonate, Namíbia (Hoffman, 2011).

4. Results

The tubestone structures occur in pinkish dolomitic microbial laminites interpreted as microbial boundstones at all locations (see Chapters 4 and 5 for a detailed description of these deposits). In the Terconi quarry, these microbialites occur in three different macroscopic forms as stratiform, domical and irregular microbial laminites. The tubestone structures are only associated with the domical microbial laminites (Figures 6.4 A, B, E), whereas at Morraria do Sul they occur in stratiform microbial laminites (Figure 6.5 A).

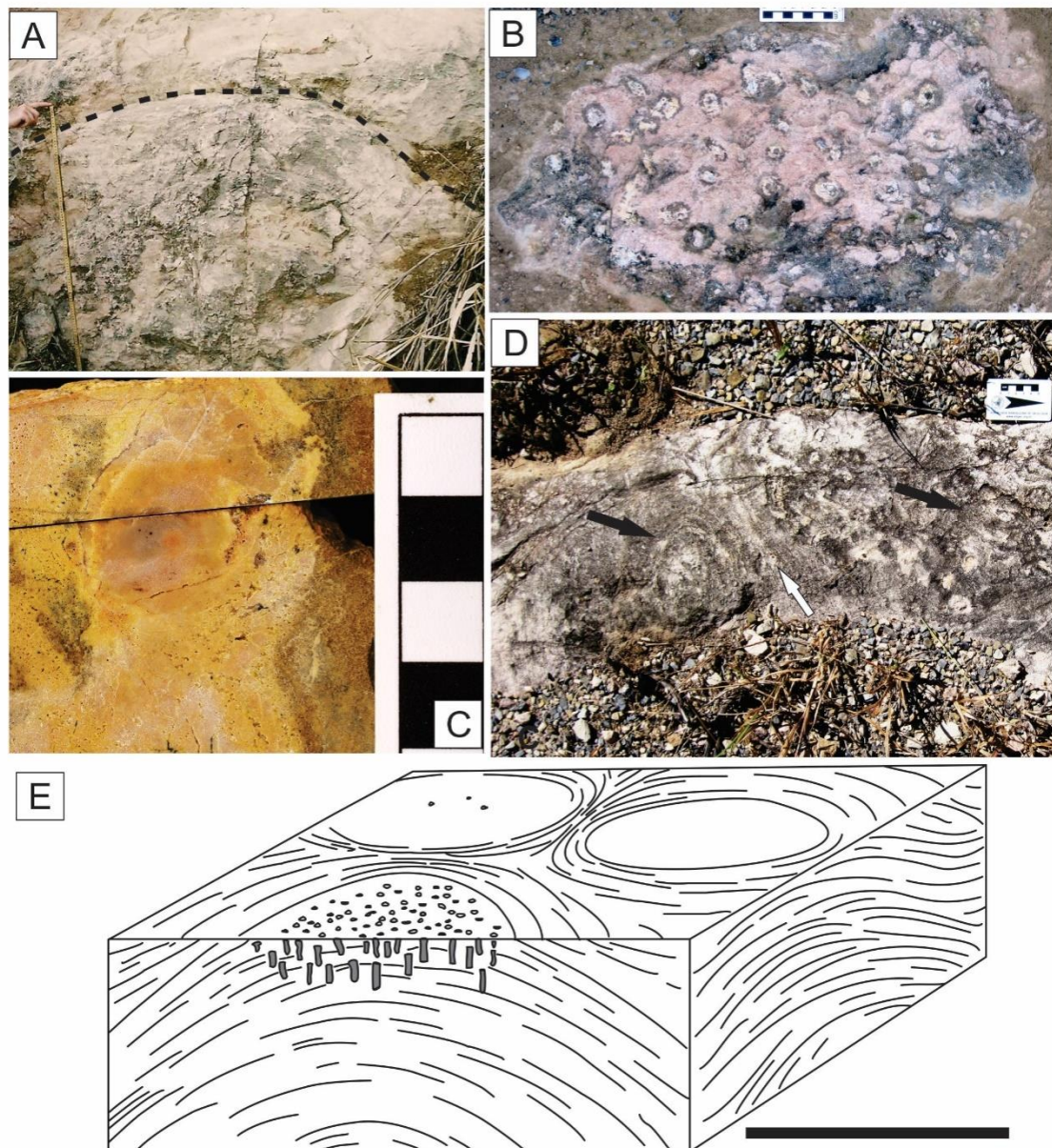


Figure 6.4 Tubestone structures of the Terconi quarry, Mirassol D’Oeste Formation. A) Domical microbial laminites exposed in the quarry. Dotted line marks the boundary between the domical microbial laminite and stratiform microbial lamination. B) Plan view of tubestone structures exposed at the floor of the quarry. Note abundance and regular spacing and diameter. C) Representative sample of a tubestone structure in plan view. Note the rounded shape. D) Two closely spaced microbial domes on the floor of the quarry. Black arrow indicates dome on the left and white arrow indicates the space between the domes. E) Schematic representation of the relationship the tubestone structures with the domical microbial laminites. Note that the tubular structures occur

preferentially at the tops, not on the flanks, of the domical microbial, and that the tubestone structures do not occur in the same abundance in the domical microbial laminites, and that in some domical microbial laminites there are no evidence of the tubestone structures. Scales: A and E = 1 meter; B and D = 7 cm; C = 4 cm.

The tubestone structures are vertical, cylindrical to sub-cylindrical, with irregular margins. They cut through the microbial laminites without deforming the lamination of the adjacent sediment. Although generally irregular, transverse sections tend to be equidimensional, rounded and may vary from a minimum of 0.2 cm to a maximum of 3.2 cm in diameter (Figure 6.4 C, 6.5 C), despite maintaining the same diameter in the majority of structures, occasionally the same structure varies in diameter (pinch and swell structure). In longitudinal sections, the tubestone structures exhibit lengths between 3 and 19 cm in the Terconi quarry and 2 cm to 1.6 m lengths at Morraria do Sul outcrop.

The tubestone structures never occur alone, however, their modes of occurrence differ in the Terconi quarry and at Morraria do Sul. At the Terconi quarry, the tubestone structures occur in the central part of in the flattest and highest part of domed microbial laminites. Few tubes develop on the flanks (Figure 6.4 A, C). The tubes begin at approximately the same level but do not end in at a well-defined level. The spacing between tubes, both in profile and in plan view, is irregular, but in general they are close and roughly equidistant from each other (Figure 6.4 B). These structures are observed in at least two stratigraphic intervals over approximately nine meters of thickness. In the first interval, near the base of the formation, is narrow, about 26 cm thick. At the top of the succession, tubes were observed in a wider interval about 2 m thick, which crops out both in the wall and on the quarry floor (Figure 6.4 B, D).

In the Morraria do Sul outcrop, the tubestone structures occur throughout the entire microbialite through at least 5 m of thickness (6.5 A, D). Between the tubestone structures, the microbial laminitation may be wavy or domical with synoptic relief up to about 2 cm (6.5 B).

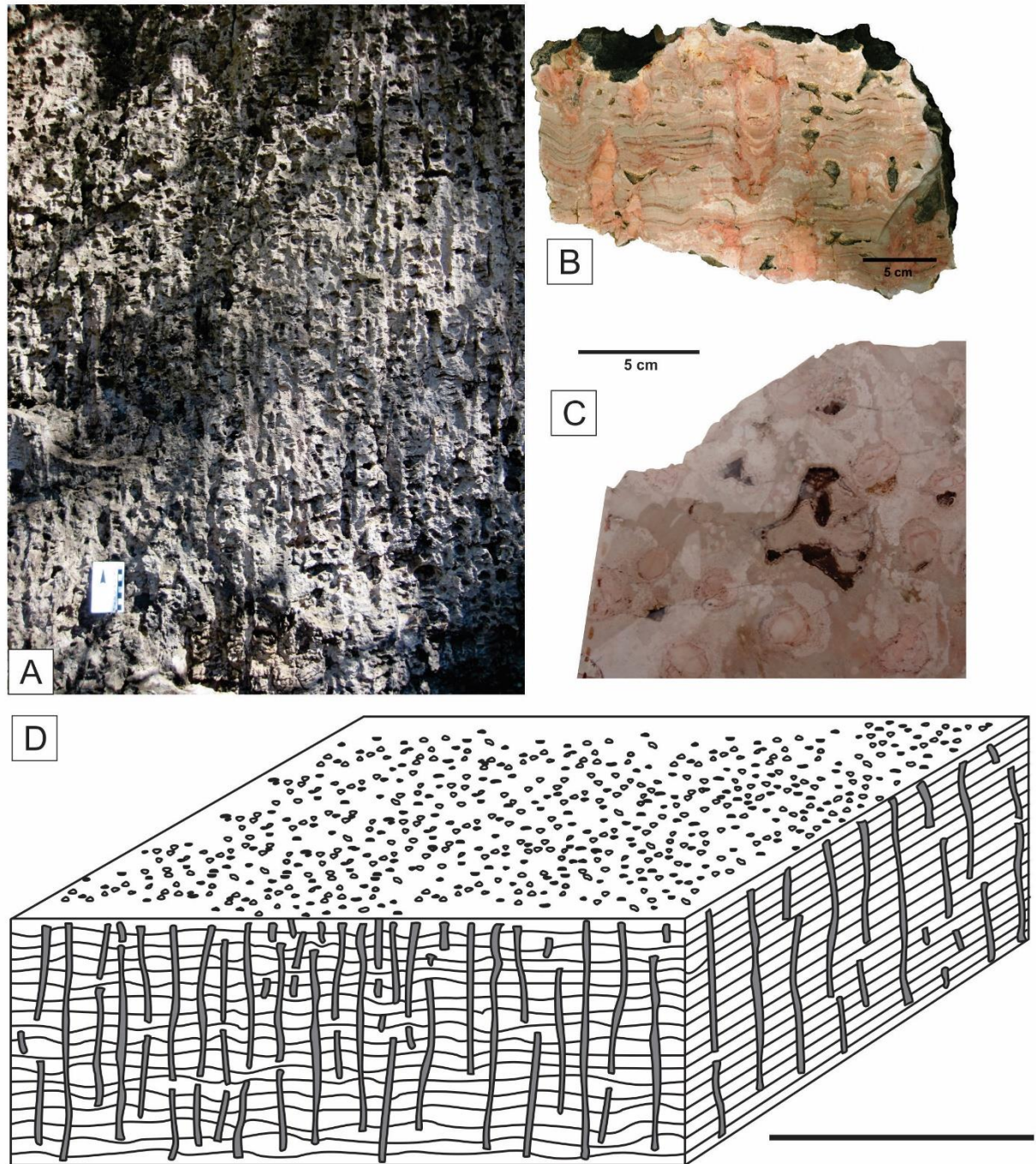


Figure 6.5 Tubestone structures of Morraria do Sul outcrop. A) Representative exposure at Morraria do Sul, the tubestone structures occur throughout the extension of the microbialite. B) Polished longitudinal section of a sample of the tubestone-microbial laminites association from Morraria do Sul. Observe the planar to wavy stratiform lamination of the microbial laminites and the homogeneous filling and occasional concave laminae within the tubular structures. C) Plan view of the sample in B, note the rounded aspect of the structures. D) Schematic representation of the relationship

between the stratiform microbial laminites and the tubestone structures. Note that the tubestone structures occur throughout the stratiform microbial laminites. Scales: A= 7 cm B and C= 5 cm D= 1 m.

The tubestone structures exhibit an abrupt contact with the host rock. Peloids of the host rock boundstone are clustered in microclots (Turner *et al.* 2000), without, however, crossing the limit between the stromatolite and the tube. On the other hand, the tube filling varies. At the Terconi quarry, the filling is very fine and homogeneous, made up of dolomicrite with subordinate dolospar, highlighting the purple color of the tubestone structures and the massive aspect, different from the pink color laminae of the host rock microbialites (Figure 6.6 A, C, E). The filling of tubes of Morraria do Sul exhibits a fine massive texture of dolomicrite with subordinate dolospar (Figure 6.6 B), but with alternating portions of submillimeter light and dark concave lamination of dolomicrite (Figure 6.6 D). In some portions, very thin laminar concentrations of quartz silt and very fine sand occur within the tubestone filling (Figure 6.6 E).

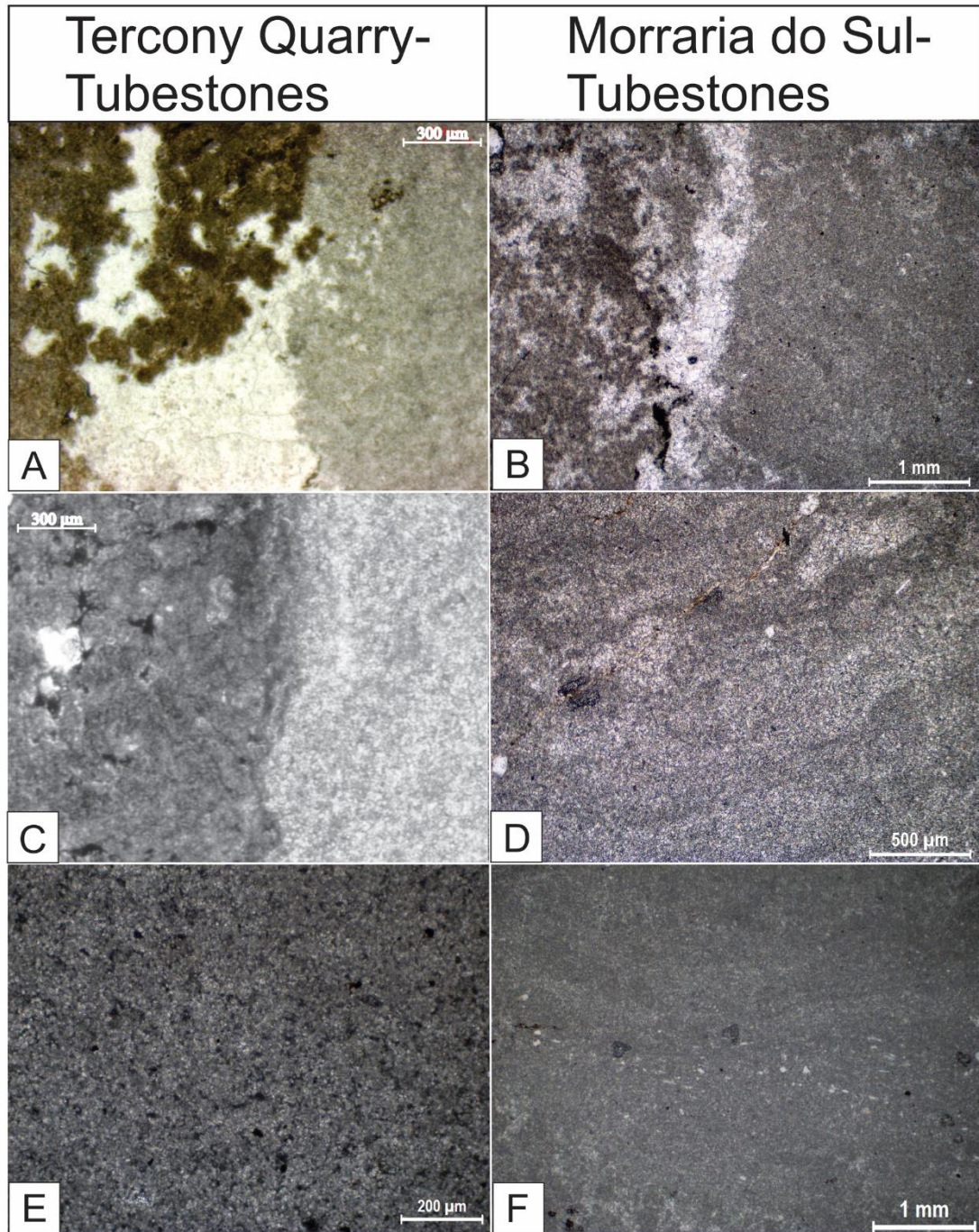


Figure 6.6 Photomicrographs of thin sections of the tubestone–microbial laminite association at Mirassol D’Oeste (A, C, E) and Morraria do Sul (B, D, F) in plane-polarized light (crossed nicols). A) and B) Abrupt contact between peloidal microclots of the microbial laminite and the compact dolomicrite and dolospar filling of the tubes. C) Abrupt contact between the microclotted microbial laminite and the tubestone structure at Mirassol D’Oeste. Notice the compacted peloidal microclot of the microbial

laminites and the dolomicritic filling of the tubestone structure. D) Alternating, irregular light and dark submillimetric concave laminae in the tubestone filling of Morraria do Sul. E) Massive dolomicrite and dolospar filling of the tubestone structures of Mirassol D'Oeste. F) Rare occurrence of concentrated quartz silt and very fine angular sand grains defining lamination within the tubestone fillings in samples from Morraria do Sul.

Table 6.1 Comparison of different aspects of tubestone structures and host rock of cap carbonates worldwide. 1) Corumbá Group- Morraria do Sul; Mirassol D'Oeste Formation, Terconi quarry; Tangará da Serra Quarry (Soares *et al.* 2013); Noonday Dolomite- Death Valley A (Cloud *et al.* 1974); Noonday Dolomite – Death Valley B- (Corsetti & Grotzinger, 2005); Dreigratberg cap carbonate- Namibia (Bosak *et al.* 2013), Mayberg cap carbonate- Namibia (Hoffman, 2011).

Characteristic\Locality	Morraria do Sul-Brazil	Terconi quarry-Brazil	Tangará da Serra quarry-Brazil	Death Valley A-USA	Death Valley B-USA	Dreigratberg cap carbonate- Namibia	Maiberg cap carbonate-Namibia
Thickness of the cap carbonate (m)	5	16	2	50	Not informed	18.6	3.08
Host Rock	Dolostone	Dolostone	Dolostone	Dolostone	Dolostone	Dolostone	Dolostone
Category of microbialite	Stratiform microbial laminite	Domical microbial laminite	“Plane-parallel lamination”	Domical microbial laminite	Stratiform microbial laminite	“Tubestone stromatolites” (stratiform microbial laminite)	Pseudocolumnar microbial laminite
Texture of the host rock	Peloidal dolomicrite and dolospar	Peloidal dolomicrite and dolospar	Peloidal dolomicrite and dolospar	Peloidal dolomicrite and dolospar	Peloidal dolomicrite and dolospar	Peloidal dolomicrite	Peloidal dolomicrite and dolospari
Fabric of the host rock	Peloidal microclots	Peloidal microclots	Peloidal	Peloidal microclots	Peloidal Microclots	Not informed	Macro-peloidal
Thickness of the tubestone interval (m)	5	9	2	30	2	11.7	3
Maximum Length of tubestone structures (cm)	1.600	19	Not informed	35	200	11.7	308
Diameter of the tubestone structures (cm)	0.2-3.2	0.2-3.2	Not informed	1.5	2	0.5-2	1.6
Transverse section of the tubestone structures	Circular to sub circular	Circular to sub circular	Circular to sub circular	Circular to sub circular	Circular to sub circular	Circular to sub circular	Circular to sub circular
Longitudinal section of the tubestone structures	Irregularly cylindrical	Irregularly cylindrical	Irregularly cylindrical	Irregularly cylindrical	Irregularly cylindrical	Not informed	Irregularly cylindrical
Orientation of the tubestone structure	Vertical to subvertical	Vertical to sub-vertical	Vertical to sub-vertical	Vertical to sub-vertical	Vertical	Vertical	Vertical
Mode of occurrence of the tubestone structures	Amplified distributed through the outcrops	Central portion of the domical microbial laminites	Not Informed	Central portion of the domical microbial laminites	Amplified distributed through the outcrops	Not Informed	Not informed
Mineralogy of the tubular fillings	Dolomicrite	Dolomicrite	Dolomicrite	Dolomicrite	Dolomicrite	Dolomicrite	Dolomicrite
Internal structure	Massive to laminated	Massive	Massive to laminated	Massive to laminated	Laminated	Laminated	Laminated
Contact of Tube/ host rock	Sharp	Sharp	Sharp	Sharp	Sharp	Sharp	Sharp

5. Discussion– Testing the hypotheses for the origin of cap carbonate tubestone structures

5.1 Tubestones as trace fossils

Due to the tubular shape of the tubestone structures, they were initially interpreted by Cloud (1968) as ichnofossils of the ichnogenus *Skolithos*, which consists of gregarious subcylindrical vertical tubes, primarily in siliciclastic sediments (Desjardins *et al.* 2010). Although the structures in tubestones are vertical and sub-rounded in horizontal cross section, very similar to the ichnogenus, their centimetric diameter differs from the millimetric diameters of *Skolithos*. Furthermore, the tubestone structures pinch and swell in thickness within the same structure, unlike typically uniform *Skolithus* tubes, as the tubes of the ichnogenus are, in general, centimetric, different from the metric tubular structures found in Noonday Dolomite or Morraria do Sul (Cloud *et al.* 1974; Morais, 2013; Chapter 4).

Moreover, to date, there is no fossil record that might support the hypothesis of the formation of these structures by metazoan activity in any of the cap carbonates after the Marinoan glaciation ~635 Ma, in the early Ediacaran. Furthermore, the *Skolithus* ichnogenus emerged in the geologic record in the Early Cambrian with the agronomic revolution at the water-sediment interface (Seilacher, 2007; Desjardins *et al.* 2010).

5.2 Tubestones as microbialites

As noted by Cloud *et al.* (1974), the tubestone in transverse cross section (horizontal cross-sections) resembles the common pattern of simple cylindrical columnar stromatolites surrounded by inter-columnar sediment (as at Porto Morrinhos, near Corumbá, also attributed to the Bocaina Formation - see Chapter 4). However, despite appearances, the situation is just the opposite of what occurs in such stromatolitic rocks. The host rock is the microbialite, while the circular to sub-circular structures are the

inter-stromatolitic sediment. Detailed characterization of the host rock of the tubular structures shows, in all localities, peloidal microcloth fabrics, interpreted as the bio-induced micrite precipitation within microbial mats or micritization of EPS associated with microbial metabolism (Turner *et al.* 2000; Frasier & Corsetti, 2003; Corsetti & Grotzinger, 2005; Font *et al.* 2010; Riding, 2001; Bosak *et al.* 2013, Chapters 4 and 5).

In just one case, Tangará da Serra quarry, Mirassol D'Oeste Formation, the origin of the host rock was not interpreted as microbialitic, but rather as peloidal grainstones having plane-parallel lamination with low-angle truncations (Soares & Nogueira, 2008; Soares, 2012; Soares *et al.* 2013). It was suggested, nevertheless, that the formation of the carbonate of the host rock included biological activities (Soares & Nogueira, 2008), probably sulphate reducing bacteria activity (Soares *et al.* 2013). However, in photomicrographs of the host rock at Tangará da Serra (*e.g.* Soares & Nogueira, 2008, figure 3D, page 720), the alternating plane-parallel laminations are similar to structures interpreted in this study as microbial lamination in the Mirassol D'Oeste Formation at the Terconi Quarry (chapter 5), so it can be argued that these structures are microbial laminites.

The textures of the fillings of the tubular structures in the cap carbonates differ from those expected for microbialites. If these structures were stromatolites, the expected lamination would be convex rather than concave, as observed in Tangará da Serra quarry, Morraria do Sul and Noonday Dolomite. Cloud *et al.* (1974) suggested that the massive texture within tubular structures is a result of recrystallization, however, if a strong recrystallization had occurred, it was expected that this process would have obliterated the host rock texture as well, not observed in meso- nor in microscale (see table 1, texture item). Furthermore, recrystallization would have to be selective, since at tubular structures in Morraria do Sul and in the Noonday Dolomite, the massive texture, occurs along the laminated texture within the tubestone structures (Cloud *et al.* 1974; Corsetti & Grotzinger, 2005).

5.3 Tubestone as open spaces between stromatolites

Corsetti & Grotzinger (2005) studied the tubestone structures of the Noonday Dolomite, in different outcrops as *Cloud et al.* (1974), with emphasis on the mesoscopic and microscopic features of the tubes and the contacts of these structures with the host rock. The facies in which the tubestone occurs is stromatolitic and characterized by peloidal microclot fabric with spar-filled fenestrae (Corsetti & Grotzinger, 2005). The compaction of the peloidal structures in the host rock contact with the tubestone was interpreted by *Cloud et al.* (1974) as compacted structures formed concomitantly with the formation of the tubular structures with a fluid escape and reinterpreted by Corsetti & Grotzinger (2005) as microclots generated by the growth of cyanobacteria, with the tubestone representing an intra-stromatolitic depression within a CaCO_3 -supersaturated environment characterized by a very low sedimentation rate. The submillimetric concave lamination of the tube fillings was interpreted as related to inorganic precipitation of micrite from the CaCO_3 -supersaturated ocean water, but at rates of sedimentation too low to bury the stromatolites. Microbialite structures crossing the tubes, called “*bridging lams*”, would record brief expansion of the microbial communities in the adjacent stromatolites (Corsetti & Grotzinger, 2005).

Bosak *et al.* (2013) made another proposal for the formation of the tubestone structures as intra-stromatolitic spaces. They claim that the tubestone structures were the product of a succession of at least three different flow regimes: i) relatively high flow that eroded fragments of the microbial mats, thereby providing grains for eventual deposition in the topographic lows, or intra-stromatolitic spaces; ii) a diminished flow that would move the detrital grains around to the topographic lows, preventing microbial growth and lithification, while also maintaining the low synoptic relief in the intra-stromatolitic spaces iii) an even less energetic flow regime which would have allowed the lateral expansion of microbial laminae to form “*bridging lams*” over the topographic lows.

The evidence found at Morraria do Sul and Mirassol D’Oeste are not consistent with either hypothesis. The macroscopic features of the Morraria do Sul and Mirassol D’Oeste microbialites do not record the flow changes suggested by Bosak *et al.* (2013), but actually suggest that the stromatolites formed in a calm environment, below wave

base, without any subaerial exposure features nor terrigenous grains within the microbialites.

It would also be expected that if the tubestone structures were open spaces, that the microbialite lamination would exhibit an increase in the synoptic relief and high laminar heritage, forming small columns between the empty spaces, which would be filled later. This does not occur in the Mirassol D'Oeste Formation, either at Terconi or at Tangará da Serra, nor does it occur in all of the outcrops of the Noonday Dolomite (Cloud *et al.* 1974). In these outcrops, the stromatolitic lamination seems disrupted by the tubular structure, but without a truncated lamination in the edges. However, the small columns between the tubestone structures occur in other outcrops of the Noonday Dolomite (Corsetti & Grotzinger, 2005) and are more pronounced in the Dreigratberg cap carbonate, in Namibia (Hoffman, 2011; Bosak *et al.* 2013.). These differences in the microbial laminites host rock will be addressed further in the next section.

Finally, the genesis of the tubular structures as intra-stromatolitic spaces does not explain satisfactorily the preferential occurrence of the tubes in the flattest and highest parts of the domical microbial laminites in some locations, in the Terconi quarry at Mirassol D'Oeste and as is evident in the Noonday Dolomite (Cloud *et al.* 1974, figure 3, page 1872).

5.4 Tubestone structures as fluid escape structures

This hypothesis best explains the origin of tubestone structures, as it suggests a mechanical process for their origin. Cloud *et al.* (1974) first proposed that fluid escape generated the tubestone structures as a result of the death and decomposition of organic matter of microorganisms and extracellular polymeric substances associated with microbial mats responsible for the construction of the stromatolites (Cloud *et al.* 1974; Hegenberger, 1987). These structures were filled by later deposition (Cloud *et al.* 1974). Alternatively, these structures could have formed due to the sudden escape of gases produced by the destabilization of methane hydrates (clathrates) by post-glacial warming (Kennedy *et al.* 2001).

The homogeneous portions of the tube filling at Mirassol D'Oeste and Morraria do Sul appears to suggest a mechanical process for both the origin and filling of these structures. It may be that preexisting material of the host sediment was destabilized due to disruption by the fluid and redeposition of this material within the same space, implying that the tubestone structures were formed immediately after the incipient lithification of the microbial laminites. Another hypothesis is that inorganic precipitation of the carbonate filled in the spaces between the stromatolites, however, this would not explain the concave lamination found within the micritic infill of tubes at Morraria do Sul and in the Noonday Dolomite (Corsetti & Grotzinger, 2005).

Here we propose that in the Morraria do Sul, Noonday Dolomite and Dreigratberg cap carbonates a viscous fluid (gas and/or liquid) passed forcibly through the microbial laminites towards the water/sediment interface creating the tubular structures within incipiently consolidated microbial laminites during early diagenesis. At the water/sediment interface, the viscous fluid would disrupt the microbial laminate, leaving a tubular space open at the water/sediment interface. Corsetti & Grotzinger (2005) show in some samples what appears to be the filling of the tubestone structures overflowing as massive dolomicrite (Figure 8 C, page 357). These opened spaces would be posteriorly filled by dolomicrite sediment and rare events supplying the decanted detrital grains to the tubestone fillings as seen Morraria do Sul outcrop.

In Mirassol D'Oeste and in some outcrops of the Noonday Dolomite the tubestone structures occur mainly in the apical part of domical microbial laminites (Cloud *et al.* 1974). This mode of occurrence is best explained by the fluid escape hypothesis. Given that the still active microbial mound was made up of hundreds of incipiently lithified layers and dead and dying earlier microbial mats, fluids under pressure may well have migrated laterally, impeded from passing directly to the surface by the nearly impervious organic remains of former biofilms, accumulating at the highest points of each laminite in the central portion of the domes, where water pressure was lowest. When fluid pressure exceeded the strength of the overlying sediments, abrupt rupture occurred and the fluid streamed upward at rates proportional to the volume and pressure of the escaping fluid. The massive dolomicrite filling at Mirassol D'Oeste and in the Noonday Dolomite appears to represent the remains of the disrupted sediment, completely disaggregated by the churning action of the escaping fluid, but confined to the tubular structure created by the rupture, possibly because the tube did

not reach the surface of the microbial dome. In other cases, this sediment may have been expelled from the microbialites in the water/sediment interface and the tube filled later in increments, as suggested by the lamination evident in tubes at Morraria do Sul, some outcrops of the Noonday Dolomite and in the Dreigratberg cap carbonate. This suggests that the process for the formation of the tubestone structures was the same, but the tube-filling process would have varied.

The occurrence of small columnar stromatolites between the tubestones in Morraria do Sul, Death Valley and more pronounced in the Dreigratberg cap carbonate may be explained by this hypothesis. As the tubestones formed by fluid escape, the stromatolites interfaced the water/sediment grew up in a small space, forming columns or elongated stromatolites, another form of stromatolites, related to the tubestone stromatolites (Bosak *et al.* 2013), with their forms defined by the space available between the intra stromatolite-spaces. This may be tested by observing the variances in the shapes of the stromatolites in the extracts below or at the point of origin of the tubestone structures and see how the microbial laminite laminae changes with the occurrence of these structures.

An intriguing aspect of this hypothesis is the nature and origin of the fluids responsible for originating the tubestone structures.

There are two candidates for the source of the fluid. The first is the diamictites below the cap carbonates (Kennedy *et al.* 2001) and second is within the cap carbonates themselves (Cloud *et al.* 1974).

The hypothesis of destabilization of methane hydrates in clathrates in strata below the cap dolostone (Kennedy *et al.* 2001), in other words, the diamictites, cannot be applied to the formation of the tubestone structures, and a genesis within the cap carbonate seems to be more plausible as the cap dolostones covering Marinoan glacial diamictites exhibit a unique assemblage of sedimentary features such as cementstones, megaripple marks and tubestone structures associated with microbial laminites (Hoffman & Schrag, 2002; Hoffman & Li, 2009; Hoffman, 2011; Bosak *et al.* 2013). During the postglacial flood, the transgressive cap dolostone may be deposited directly on the glacial erosion surface over an area far wider than the glacial deposits themselves (Hoffman, 2011). As the Marinoan cap carbonate is deposited in a post glacial transgressive system tract all older units, including crystalline basement, are exposed as

the ice sheet eroded down different units in different places, and left bare rock with no glacial deposits in some places when the ice sheets retreated, or alternatively the glacial deposits were removed. Wright *et al.* (1974) first documented this in the Noonday Dolomite, as the Noonday cap dolostone outcrops above the Kingston Peak diamictite, Beck Springs Group or in crystalline basement, and the same may occur in the Morraria do Sul outcrop, where contact with the crystalline basement is not seen but inferred (Chapter 4).

It can be inferred that this fluid originated within the cap dolostone (Figure 6.7), as proposed by Cloud *et al.* (1974) associated to the accumulation of decomposed organic matter of microorganisms and EPS within the microbial mats (Cloud *et al.* 1974; Hegenberger, 1987).

If methane was one of the constituents of the fluid, it would be expected that the methane contribution to the formation of these structures an isotopic signal of $\delta^{13}\text{C}$ of approximately -20 to -50 ‰ as the methane would allow the generation of CO_2 with low concentration of carbon 13, which in turn is incorporated into diagenetic fluids increasing the pCO_2 responsible for the dissolution and re-precipitation of carbonate minerals with the extreme negative anomalies $\delta^{13}\text{C}$ (Irwin 1977 Meister *et al.* 2007). Based on this process, Jiang *et al.* (2003) suggests that negative anomalies of $\delta^{13}\text{C}$ between -10 and -41 ‰ observed in cap carbonates of the Doushantuo Formation (China) are cements precipitated from methane infiltration. However Font *et al.* (2006) and Morais (2013) performed isotopic studies $\delta^{13}\text{C}$ in detail in the host rocks and the tubestone fillings and found similar results in both localities. These results indicate that there is no addition or removal of carbon to the formation of the two structures (tubestone and host rock) even if they formed in different moments, and that the lithification of the host rocks occur homogeneously (Font *et al.* 2006). It also indicates that despite the temporary difference between the lithification of the host rock and the lithification of the tubestone structures, it did not have a different isotopic fractionation or that methane contributed for the formation of the tubestone filling (Font *et al.* 2006; Morais, 2013).

The unique characteristics of cap dolostone formations may be the key to understanding the origin of the tubestone structures. It is known that Marinoan cap dolostones are mostly biologically induced and formed reefs hundreds of meters of length and metric height (Corsetti & Grotzinger, 2005; Bosak *et al.* 2013; Soares *et al.*

2013, chapter 5), in addition there is evidence of rapid precipitation of dolomite as the presence of plastic deformation in the basal contact of the Mirassol D'Oeste Formation cap carbonate is evidence of the rapid precipitation of dolomite immediately after the melting of the ice caps and the deposition of the diamictite (Nogueira *et al.* 2003).

The high precipitation rates due to the greenhouse effect associated to with a highly saturated CaCO_3 environment and the presence of high bioproductivity of the benthonic communities may have led to the formation and accumulation of the fluid arising from the decomposition of the organic matter within the stromatolites. The escape of this fluid and the origin of tube structures are also related to this high sedimentation rate. We argue that lower layers were not yet totally lithified when the following overlaying ones were deposited as precipitation rates would be very rapid. Once this scenario was established, the pressure increased, promoting the fluid scape and origination the tubestone structures (Figure 6.7). Alternatively, under greater rates of precipitation in the cap carbonates, there would have been greater accumulation of organic matter in the stromatolitic reefs, at a later point, a destabilizing event (e.g. seismic event) makes the fluid migrate to lower pressure zones (sediment-water interface) generating the tubular structures (Figure 6.7).

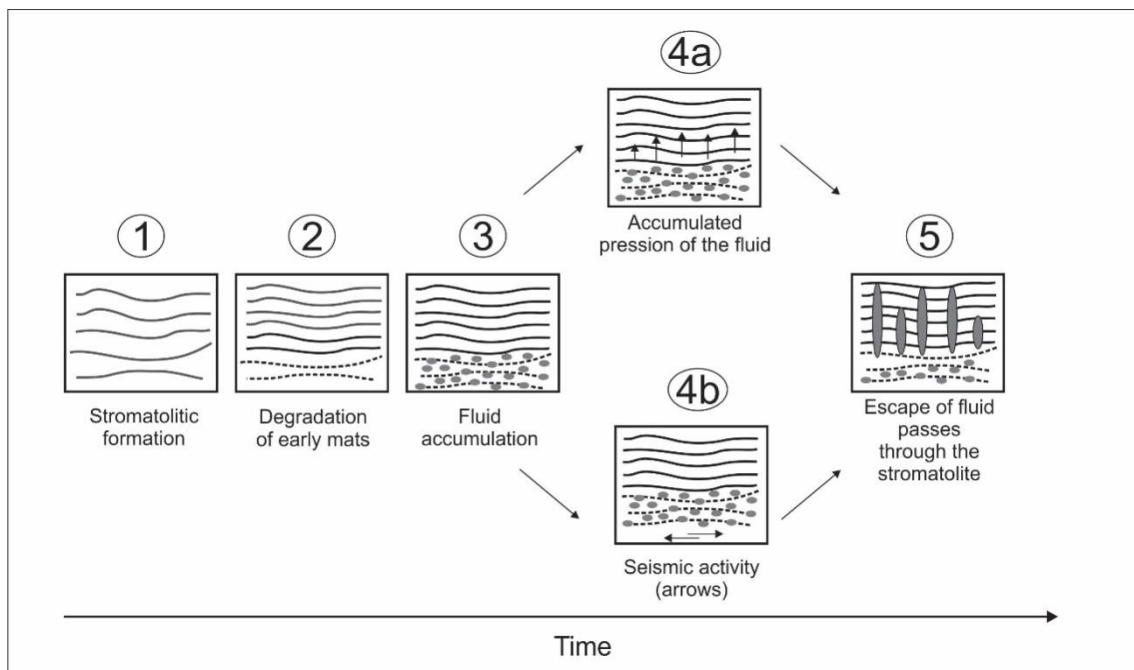


Figure 6.7 A model for the origin of the tubestone structures within Marinoan Cap carbonates. 1) Microbial laminites established and high rates of accumulation. 2) High accumulation rate of the microbial laminate results in high burial and decompositional rates of oldes microbial mats. 3) Fluid accumulation due to the sealing effect of the still coherent biofilms within a pre-lithified framework of dolomite. 4A) Rupture of the pre-lithified host rock due to the accumulated pressure of the fluid, less dense than the water above the microbial laminate. 4B) Rupture of the pre-lithified host rock due to a destabilization event (seismic activity). 5) Escape of the fluid through the microbial laminate host rock.

6. Conclusion

The analysis of tubestone samples from two localities in the southern and northern Paraguay Belt, central Brazil, and other occurrences worldwide from basal deposits of the Ediacaran Period, demonstrated that tubestones occur exclusively in association with stromatolites, thereby comprising an exclusive facies of post-Marinoan cap carbonates. Regarding the genesis of tubestone structures, analysis at different scales indicated a mechanical process involving fluid escape, as proposed by Cloudet *al.* (1974) as the most reasonable explanation for our data. The fluid may have originated within Marinoan cap carbonates from the decay of microbial mats within extensive incipiently lithified microbial reefs.

Comparison of different occurrences of cap dolostone tubestones shows that the structures themselves seem to have a common origin; however, they may differ in the sedimentary history. Some tubestone present features that they were opened spaces in the water/sediment interface, as evidenced by the micritic concave lamination and the rare detrital grains within tubestone fillings. Others present a specific occurrence mode, at the highest part of the domical stromatolitic host rock, with a massive micritic filling, that suggests that the fluid was confined to the tubular structure created by the rupture, possibly because the tube did not reach the surface of the domical microbial laminate.

Capítulo 7 “Estromatólitos da Formação Nobres- Diagênese e evidências de mudanças paleoambientais ao fim da sucessão carbonática do Grupo Araras”

1. Introdução

Microbialitos são estruturas biossedimentares que se formam pelo resultado da interação entre comunidades microbianas bentônicas com o ambiente, pelo aprisionamento físico de sedimentos detríticos através do EPS produzido por estas comunidades, pela precipitação mineral nas esteiras microbianas e pelo desenvolvimento e crescimento das comunidades bentônicas (Burne & Moore, 1987; Riding, 2011). Grotzinger & Knoll (1999), Riding (2000; 2011) e Dupraz *et al.* (2006), entre outros, consideram que o ponto principal para a preservação dos microbialitos é a litificação precoce que resulta de processos mediados biologicamente com o ambiente, pois uma litificação precoce é essencial para a preservação dos microbialitos. Os microbialitos são os únicos fósseis que ocorrem desde o início do registro paleontológico, no Arqueano, até os dias atuais e os mais comuns tipos de microbialitos são classificados como estromatólitos, oncóides, trombólitos e MISS (*microbially induced sedimentary structures*) (Vasconcellos *et al.* 2006, Noffke, 2010; Riding, 2011).

O Proterozoico (2.5 Ga -542 Ma) é marcado por mudanças bioevolutivas importantes, ligadas aos eventos de glaciação e por mudanças químicas dos oceanos, principalmente no seu final, no período Ediacarano (635-542Ma). Durante este éon os microbialitos tiveram seu pico de abundância seguido do seu declínio, a princípio relacionado ao surgimento e predação dos metazoário, mudanças na química da água, ou o aumento do volume de grãos bioclásticos (Awramik, 1991; Riding, 2006; Warren *et al.* 2013).

Na Faixa Paraguai ocorrem, em sua base carbonática- nos grupos Corumbá e Araras, bioerme de estromatólitos típicos de capas carbonáticas Marinoanas (Nogueira *et al.* 2003; Font *et al.* 2010; Morais, 2013; Soares *et al.* 2013, capítulos 4 e 5), porém é citada apenas a ocorrência de depósitos no topo do Grupo Araras- Formação Nobres (Nogueira, 2003; Nogueira & Riccomini, 2006; Rudnitzki & Nogueira, 2012). No

presente trabalho são descritos os estromatólitos da Formação Nobres, região de Cáceres, para melhor entender a paleoecologia, o paleoambiente em que estes depósitos se formaram e sua história diagenética e discutir as mudanças na gênese destas estruturas no Grupo Araras, Faixa Paraguai Norte.

2. Contexto Geológico

A Faixa Paraguai é entidade tectônica neoproterozoica na porção centro-oeste do Brasil, que se estende ao longo dos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, com orientação N-S no segmento sul e NE-SW no segmento norte (Almeida 1964, Boggiani & Alvarenga 2004; Tohver *et al.* 2010). Neste segmento ocorre a sucessão carbonática do Grupo Araras, com aproximadamente 800 m de espessura que recobre diretamente os depósitos glaciogênicos da Formação Puga, relacionados ao evento de glaciação global Marinoana há ~635 Ma (Figura 7.1) (Nogueira *et al.* 2003, Alvarenga *et al.* 2004; Nogueira *et al.* 2007).

Nogueira & Riccomini (2006) subdividiram o Grupo Araras em quatro unidades litoestratigráficas, da base para o topo (Figura 7.1): 1) Formação Mirassol D'Oeste – dolomitos e microbialitos, róseos; 2) Formação Guia - calcário e folhelho betuminosos associados a leques de pseudomorfos de aragonita; 3) Formação Serra do Quilombo - dolomito cristalino, dolomito arenoso e brecha carbonática cinza; e 4) Formação Nobres - dolomito, arenito dolomítico, microbialito, sílex, arenito e pelito cinzas a vermelhos. Estudos sedimentológicos e quimioestratigráficos indicam que a porção inferior do Grupo Araras, a Formação Mirassol D'Oeste e parte da Formação Guia, compreende uma capa carbonática pós-glaciação Marinoana (Nogueira *et al.* 2003, Sansjofre *et al.* 2011; Soares *et al.* 2013). Idades radiométricas Pb/Pb de 627 ± 32 Ma (Babinski *et al.* 2006) e 622 ± 33 Ma (Romero *et al.* 2012), obtidas nas formações Mirassol D'Oeste e Guia, confirmam a correlação com depósitos pós-Marinoanos.

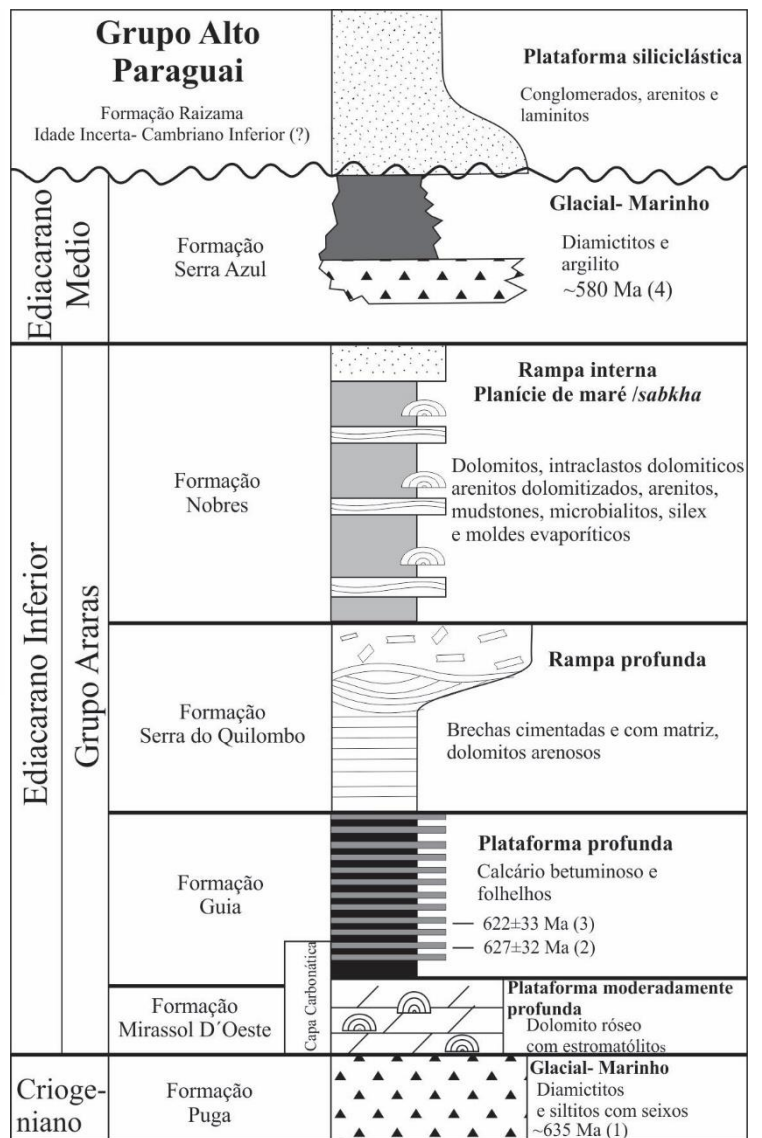
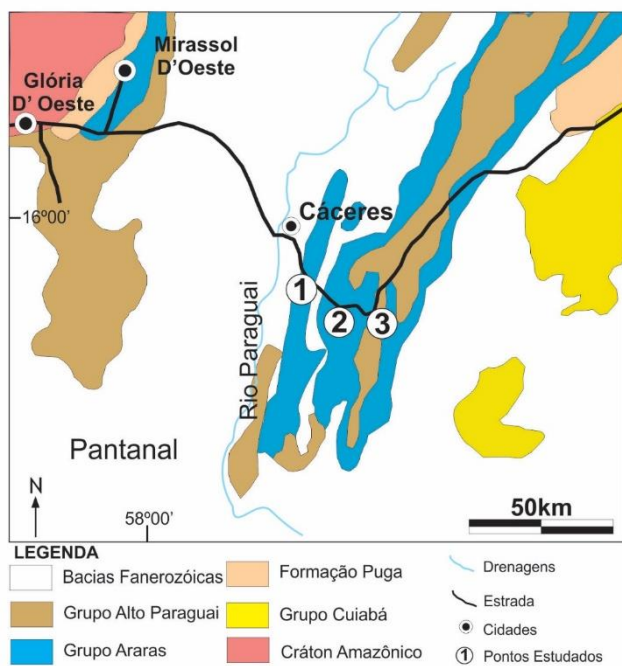


Figura 7.1 A) Mapa geológico Faixa Paraguai Norte e de afloramentos na borda do Craton Amazônico, estado do Mato Grosso, Brasil. 1- Pedreira Emal Camil, 2- BR 070 km 689; 3 BR 070 km 700. Modificado de Nogueira & Riccomini (2006). B) Carta estratigráfica das unidades sedimentares que afloram na Faixa Paraguai Norte, com destaque para o Grupo Araras. Modificada de Rudnitzki (2015). Idade da Formação Mirassol D'Oeste (Babinsky *et al.* 2006); Idade da Formação Guia (Romero *et al.* 2012).

Para o limite superior do Grupo Araras, existem duas propostas. Na porção oeste da Faixa Paraguai, o Grupo Araras é recoberto pelas rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, marcado por uma superfície erosiva destacada por um nível de conglomerado polimítico, que separa a Formação Nobre, abaixo e a Formação Raizama acima (Nogueira *et al.* 2007; Rudnitzki & Nogueira 2012). A Formação Raizama consiste em arenito e pelito, depositados em zona de *shoreface*, com influência de tempestades e planície de maré, e representa o início da sedimentação da plataforma siliciclástica do Grupo Alto Paraguai (Bandeira *et al.* 2012).

O registro de *Leiospharidia* e principalmente com raros acritarcos acantomorfos do gênero *Tanariumno* membro superior da Formação Nobres (Hidalgo, 2007) é coerente com a biozona ECAP (*Ediacaran Complex Acantomorph Palynoflora*) e sugere uma idade entre 600 e 550 Ma para a última fase de sedimentação do Grupo Araras.

Na porção da Faixa Paraguai Norte os carbonatos da Formação Nobres são recobertos pelos diamictitos e pelitos glaciogênicos da Formação Serra Azul, relacionados ao evento de glaciação Gaskiers há ~580 Ma (Alvarenga *et al.* 2007; Figueiredo *et al.* 2008; McGee *et al.* 2013, McGee *et al.* 2014). A idade de 640 ± 15 Ma obtida por meio de razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovitas detríticas nos diamictitos da Formação Serra Azul é considerada robusta e interpretada como a idade deposicional máxima da unidade (McGee *et al.* 2014). A comparação entre a idade radiométrica e a posição estratigráfica da Formação Serra Azul, que recobre os carbonatos do Grupo Araras, reforça a hipótese de que a sedimentação da Formação Nobres ocorreu durante o Edicariano médio (McGee *et al.* 2014).

A intrusão do Granito São Vicente com idade de 518 ± 4 Ma (datação U-Pb em zircões) no embasamento metamórfico do Grupo Cuiabá, rochas mais antigas do cinturão orogênico Paraguai, estabelece a idade mínima para deposição da cobertura sedimentar da Faixa Paraguai Norte (McGee *et al.* 2012). Estas idades também determinam os estágios finais da acreção do supercontinente Gondwana no final da orogênese Pan-Africana/Brasiliana e término da deformação na Faixa Paraguai.

3. Formação Nobres – Aspectos gerais e Paleoambiente

Afloramentos da Formação Nobres foram examinados na região de Cáceres, porção oeste da Faixa Paraguai Norte. Nestes locais as rochas são dispostas em camadas tabulares a onduladas, geralmente em flancos de dobras com mergulho de até 45° para NW ou SW, que permite a observação de seções contínuas com até 145 m espessura da unidade. As rochas exibem coloração cinza escura e quando intemperizadas, assumem tons amarelados a esbranquiçados. Feições diagenéticas promoveram a modificação parcial dos aspectos texturais e mineralógicos primários por meio de dolomitização, dissolução por pressão (estilólitos) e intensa silicificação.

A base da Formação Nobres é definida pelo nível de brecha carbonática com matriz que recobre diretamente a sucessão de dolomitos da Formação Serra do Quilombo (Figura 7.2). Apesar da superfície estratigráfica brusca, o limite é interpretado como a transicional. Isso porque não há registro de interrupção da sedimentação carbonática, mas uma transição entre o ambiente de mar aberto da Formação Serra do Quilombo para ciclos de raseamento de ambientes costeiros restritos da Formação Nobres (Rudnitzki & Nogueira 2012, Milhomem *et al.* 2013, Rudnitzki, 2015). O contato do topo é marcado por uma superfície erosiva destacada por conglomerados com fragmentos de arenitos e carbonatos Formação Raizama, unidade basal do Grupo Alto Paraguai. (Figura 7.2). Este contato é interpretado como substituição da sedimentação carbonática do Grupo Araras pela siliciclástica do Grupo Alto Paraguai. Apesar do contato erosivo, o progressivo influxo de siliciclásticos registrado na parte superior da Formação Nobres sugere início da implantação da sedimentação siliciclástica conduzida pelo soerguimento de novas áreas fontes, que posteriormente foi estabelecida durante a deposição do Grupo Alto Paraguai (Nogueira & Riccomini 2006; Rudnitzki & Nogueira 2012).

A Formação Nobres é interpretada como depósitos de planície de maré desenvolvidos sob condições áridas a semiáridas (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira 2012). A unidade é organizada em ciclos de raseamento ascendente de escala métrica, formando sucessões de centenas de metros de espessura (Figura 7.2). A sequência de ciclos apresenta diferentes composições faciológicas como reflexo do aumento da contribuição siliciclástica em direção ao topo, associado à variação da frequência de fácies evaporíticas e ocorrências de estromatólitos. A variação da composição dos ciclos de planícies de maré permite subdividir a Formação Nobre em

duas fases de sedimentação, que da base para o topo inclui (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira 2012): planícies de maré/*sabkha* e planícies de maré mista.

Os depósitos de planície de maré/*sabkha* prevalecem na porção inferior da Formação Nobres, com aproximadamente 37 m de espessura, sendo organizada em ciclos de raseamento ascendente métricos (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira 2012). Ao longo dos ciclos são identificados os seguintes subambiente: a) Inframaré representado por dolomito fino maciço; b) intermaré que consiste em dolomito intraclástico com acamamento de *megaripples*, laminação e marcas onduladas assimétricas e *tepee*; e c) supramaré/*sabkha* definida por dolomito fino/dolomito arenoso com acamamento enterolíticos e pseudomorfos de evaporitos silicificados.

A segunda fase de sedimentação da Formação Nobres é representada por depósitos de planícies de maré mista, de cerca de 175m de espessura, também organizados em ciclos de raseamento ascendente de escala métrica e individualizados em subambientes de inframaré, intermaré mista, inframaré/intermaré siliciclástica e supramaré (Rudnitzki & Nogueira 2012). Os depósitos de inframaré e intermaré mista são similares aos depósitos da planície de maré/*sabkha*, porém diferem nos seguintes aspectos: As fácies de inframaré consistem em dolomito fino maciço intercalado por delgadas camadas de dolomito oolítico. A intermaré mista apresenta maior contribuição de material siliciclástico, bem como arenito dolomítico e dolomito fino, com acamamento de *megaripples*, laminação e marcas onduladas, cunhas de escavação com concentração de siliciclásticos e intraclastos carbonáticos tabulares, pseudomorfos evaporíticos de sílex e gretas de contração, além de camadas de arenito fino laminado.

Na parte superior da Formação Nobres predominam os ciclos de raseamento de composição siliciclástica predominante. Nesta porção ocorrem subambientes de inframaré/intermaré siliciclástica, formados por pelito laminado e arenito/pelito com acamamento heterolítico e arenito com laminação cruzada de baixo ângulo. O topo dos ciclos é representado por dolomitos silicificado com pseudomorfos evaporíticos de sílex do tipo “pipoca”, estrutura do tipo *tepee* e bioermas estromatolíticos que definem os depósitos de supramaré.

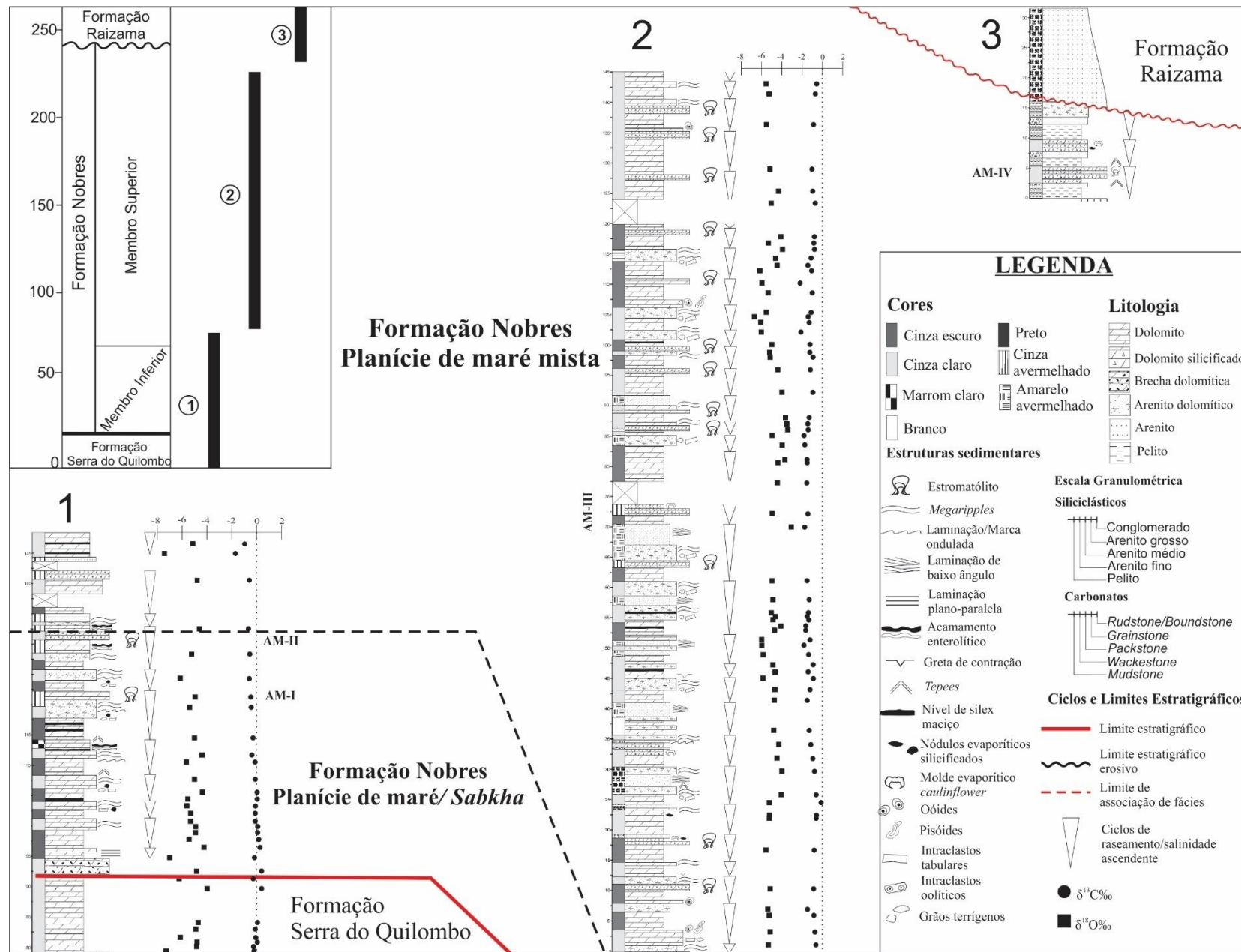


Figura 7.2 Colunas estratigráficas da Formação Nobres na região de Cáceres com as ocorrências de associação de estromatólitos (Modificado de Rudnitzki & Nogueira, 2012) com curva isotópica de C e O (Nogueira *et al.* 2007). 1- Pedreira Emal-Camil, 2- Afloramento BR 070 km 689, 3- Afloramento BR 070 km 700.

4. Materiais e Métodos

Foram estudados três afloramentos da Formação Nobres na região de Cáceres (Figura 7.1), Estado do Mato Grosso: Pedreira Emal-Camil (16°12'8.44"S/57°34'42.61"O) e dois afloramentos da estrada BR 070- km 689 (16°14'57.79"S/ 57°31'0.96"O) e km 700 (16°14'42.12"S/57°29'16.39"O). As ocorrências de estromatólitos foram descritas em mega, macro e mesoescala em campo. Foram coletadas 22 amostras representativas de estromatólitos e estruturas associadas para confecção de 16 lâminas petrográficas.

Os microbialitos e estruturas associadas foram estudados em afloramento com destaque para: 1) feições macroestruturais, caracterização morfométrica e posicionamento estratigráfico dos microbialitos, modo de ocorrência; 2) feições mesoestruturais, tais como o padrão da laminação do microbialito e a relação com o sedimento da rocha encaixante; e 3) quando possível, no campo, as feições microestruturais, tais como alterações no estilo de laminação dos microbialitos. Para a descrição da macroestrutura (forma externa) e mesoestrutura (principalmente laminação) dos microbialitos, as propostas de Hofmann (1969) e Fairchild & Sanchez (2015) foram seguidas. No laboratório, as amostras foram examinadas com um microscópio Zeiss Stereomicroscope e Zeiss Axionlab. Fotomicrografias digitais foram obtidos com o software Zeiss Axio Vision 4.8.

Com a descoberta de corpos escuros esferóides opacos em poros nos microbialitos, foi realizada espectroscopia RAMAN para verificarse trata de matéria orgânica, utilizando o equipamento de micro-Raman inVia Renishaw acoplado a sensor CCD, no Laboratório de Astrobiologia (Astrolab), do Núcleo de Apoio à Pesquisa em Astrobiologia (NAP/Astrobio, IAG-USP), em Valinhos, SP. As configurações utilizadas para as análises pontuais foram: laser de 633nm e laser de 785 nm, 17mW de potência total (atenuada para 0,01%, 0,1%, 0,5%, 1% e 5%), tempo de exposição e acumulações

variáveis. Para o mapeamento RAMAN foi utilizado o mesmo equipamento, assim como os mesmos comprimentos de ondas dos lasers. O método de mapeamento empregado foi o de *streamline*, no qual o laser é desfocado em apenas um eixo, formando uma linha de laser que mapeia a área selecionada da amostra. Os resultados foram tratados nos programas WiRE Renishaw para o mapeamento e Origin 8 para os espectros pontuais, com a linha base subtraída.

5. Resultados

5.1 Associações de morfotipos de estromatólitos (Caracterização macro e mesoscópica)

A distribuição e frequência dos estromatólitos da Formação Nobres diferem de acordo com os subambientes do sistema de planície de maré Nobres (Nogueira & Riccomini, 2006; Rudnitzki & Nogueira, 2012). No geral, os níveis de estromatólitos encontram-se silicificados, com coloração cinza a cinza escura. Se, por um lado, o processo de silicificação ressaltou as formas macroscópicas dos microbialitos em afloramento, por outro, obliterou parcialmente as laminações dos microbialitos. Neste contexto foram identificados 15 níveis de estromatólitos, que foram agrupados em quatro associações de morfotipos de estromatólitos em função da sua morfologia e seu contexto deposicional (fácies) (Figura 7.3).

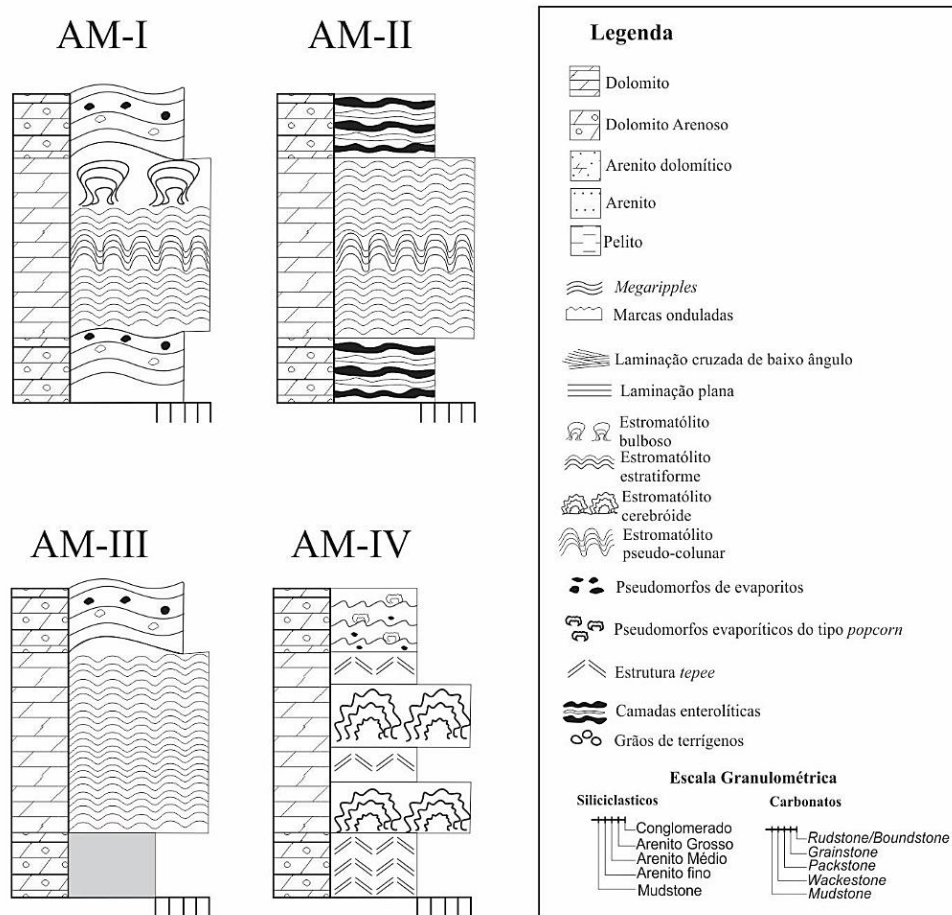


Figura 7.3 Associações de morfotipos (AM) I a IV de estromatólitos encontrados na Formação Nobres, região de Cáceres, MT.

Associação de Morfotipos I (AM-I)

Localização geográfica e estratigráfica: A AM-I ocorre na base pedreira Emal-Camil (Figura 7.1). É a primeira ocorrência de estromatólitos da Formação Nobres e ocorre no membro inferior da formação (Figura 7.2)

Descrição: Com uma ocorrência, a associação AM-I é bioerma que ocorre entre camadas de dolomito arenoso com acamamento de *megaripples* depositadas em subambiente de intermaré, ao fim do ciclo de raseamento ascendente dos depósitos de planícies de maré/*sabkha* (Figura 7.2). A exposição apresenta, neste afloramento, preservação mediana- laminação alteradas ou indistintas, mas ainda reconhecíveis- com aproximadamente 61 cm de espessura e aproximadamente 2,1 m de comprimento. Da base para o topo, os morfotipos observados são: estratiforme, pseudo-colunar,

estratiforme e dômico bulboso (Figura 7.3). Estromatólitos estratiformes ocorrem na base da associação AM-I, com espessura de 16 a 19cm, passam para um intervalo de 4 a 5cm de espessura de estromatólitos pseudo-colunares, retornando a um nível mais delgado com 1 a 2cm de espessura antes de passarem, por fim, para formas dômicas bulbosas que ocuparam um intervalo de 35 cm. As formas estratiformes apresentam baixo relevo sinóptico e laminação crenulada, com perfis laminares planos, a pouco convexos e pouco crenulados, e grau de herança laminar moderado, sem discordâncias erosivas (Figura 7.4 A, B). As formas pseudo-colunares apresentam vetor de crescimento de forma irregular, atitude subvertical, com pseudocolunas próximas sem ramificação e relevo sinóptico significativo, com média de 1,2cm na porção inferior e 2,3cm na porção superior, próximo ao topo as formas pseudocolunares formam colunas isoladas, sem pontes entre elas (Figura 7.4 C, D). Em mesoestrutura, apresentam perfil laminar moderadamente convexo, com ondulação laminar crenulada, herança laminar mediana, sem discordâncias erosivas internas (Figura 7.4 C, D). Os estromatólitos dômicos bulbosos ocorrem acima do segundo nível de estromatólitos estratiformes, e apresenta, individualmente, cerca de 35 cm espessura e comprimento. A laminação estratiforme da base grada para domos bulbosos. Em contorno transversal possui forma equidimensional circular de borda arredondada. Os domos apresentam relevo sinóptico que varia de 0,5 cm na base até 3,5 cm em sua porção superior (Figura 7.4 E-F). Em mesoestrutura, apresentam perfil laminar pouco convexo na base e moderadamente convexo ao topo, ondulação laminar ausente, herança laminar moderada a alta, sem discordâncias internas e margem lisa. Além disso, as laminações recobrem as lâminas anteriores com recobrimento extenso, formando a parede do microbialito.

Associação de morfotipos II (AM-II)

Localização geográfica e estratigráfica: A AM-II ocorre na base pedreira Emal-Camil (Figura 7.1). É a segunda ocorrência de estromatólitos da Formação Nobres e ocorre no membro inferior da formação (Figura 7.2)

Descrição: Com uma ocorrência a AM-II é uma bioerma com exposição de aproximadamente 34 cm de espessura e comprimento de 1,60 m. Este bioerma consiste em um complexo colunar laminado que ocorre em depósitos de supramaré/*sabkha* próximo ao topo dos ciclos de raseamento ascendente, sobreposto e sotoposto a

camadas de dolomitos arenoso com acamamento enterolítico (Figura 7.3). Apresenta porções estratiformes onde a transição entre os morfotipos é gradual, com topo marcado por formas estratiformes (Figuras 7.3, 7.5 A, B). Esta porção apresenta preservação média, com porções mal preservadas e relevo sinóptico baixo ondulado. Em mesoestrutura o perfil laminar é plano, com ondulação laminar, herança laminar moderada (Figuras 7.5 B, C). A porção dômica do complexo colunar-laminado, tem boa preservação –margem e laminação claramente distinguíveis, minimamente alteradas-relevo sinóptico significativo, vetor de crescimento sinuoso, com atitude ereta subvertical, corpos próximos, sem ramificações com pontes e coalescência entre as formas dômicas, com relevo sinóptico que varia entre 0,2 cm e 1, 3 cm (Figura 7.5 C, D). Em mesoestrutura o perfil laminar varia entre moderadamente e muito convexo, a ondulação laminar também varia entre lisa e ondulada, com alto grau de herança laminare discordâncias internas erosivas presentes. Em pontos de contato entre o microbialito e a rocha encaixante ocorrem lâminas que se estendem irregularmente para dentro dos sedimentos porem, no geral, a laminação recobre a anterior de forma extensa. Além disso, em porções da rocha encaixante observa-se a presença de estromatoclastos (intraclastos derivados da erosão de outros microbialitos) distribuídos próximos as formas dômicas (Figura 7.5 C, D). Ao topo ocorre coalescência das laminações e as formas dômicas tornam-se estratiformes com as mesmas características descritas anteriormente para esta associação (Figura 7.5 B, C).

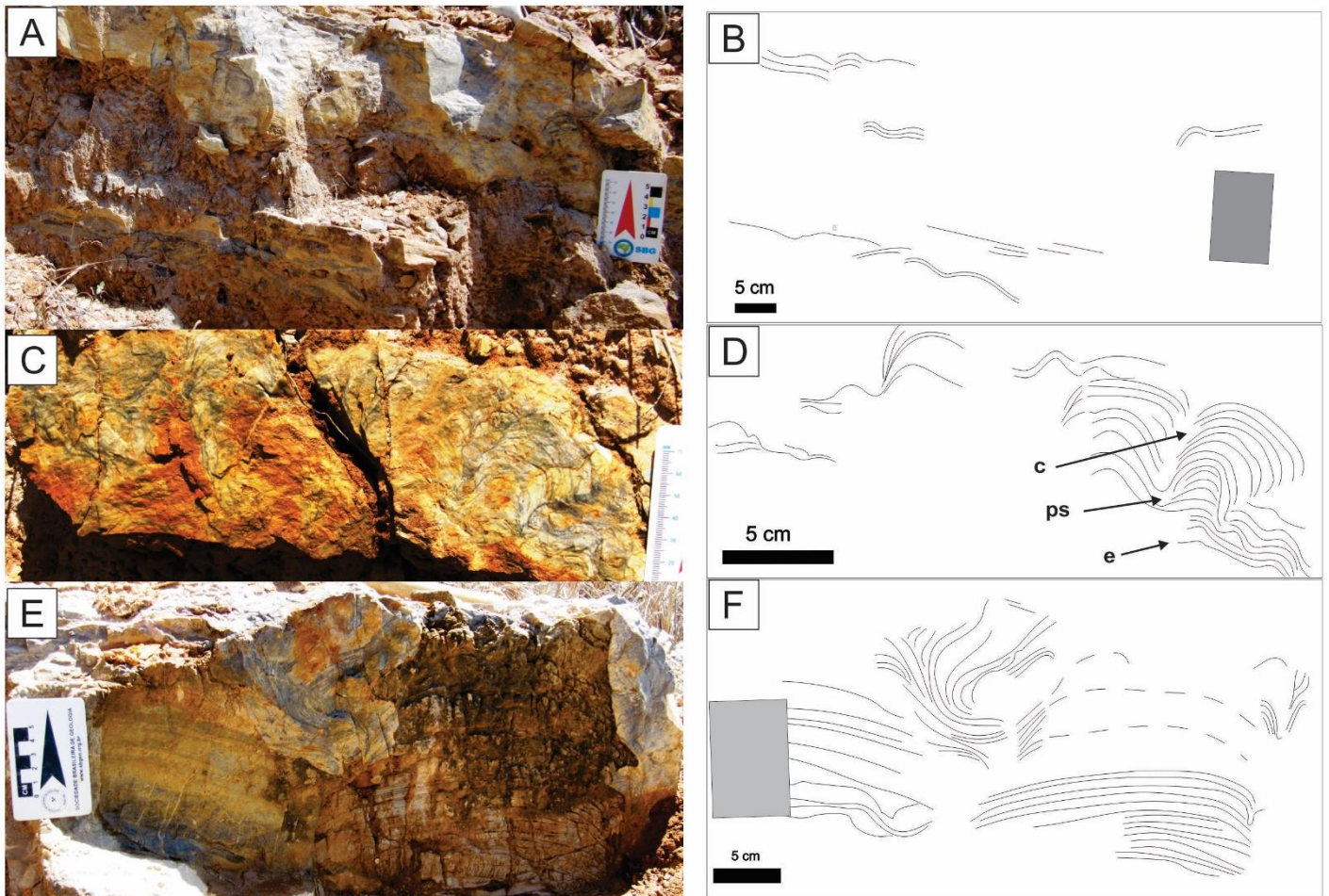


Figura 7.4 Associação de estromatólitos AM-I, Pedreira Emal-Camil. A) Vista geral da camada de microbialitos. Notar na base a forma estratiforme, seguida das formas pseudo-colunares. B) Desenho representativo da laminação estromatolítica de A. C) Estromatólitos estratiformes, pseudo-colunares e colunares, notar que o relevo sinóptico do microbialito aumenta para o topo das colunas. D) Desenho representativo da laminação estromatolítica de C. e- porção estratiforme, ps- porção pseudo-colunar, c – porção colunar. E) Estromatólitos domicos bulbosos. Notar na base a forma microbialítica estratiforme, seguida dos microbialitos domicos bulbosos, laminação estromatolítica nos flancos recobre totalmente a laminação abaixo. F) Desenho representativo da laminação estromatolítica de E. Escala de A, C, E = 5 cm.

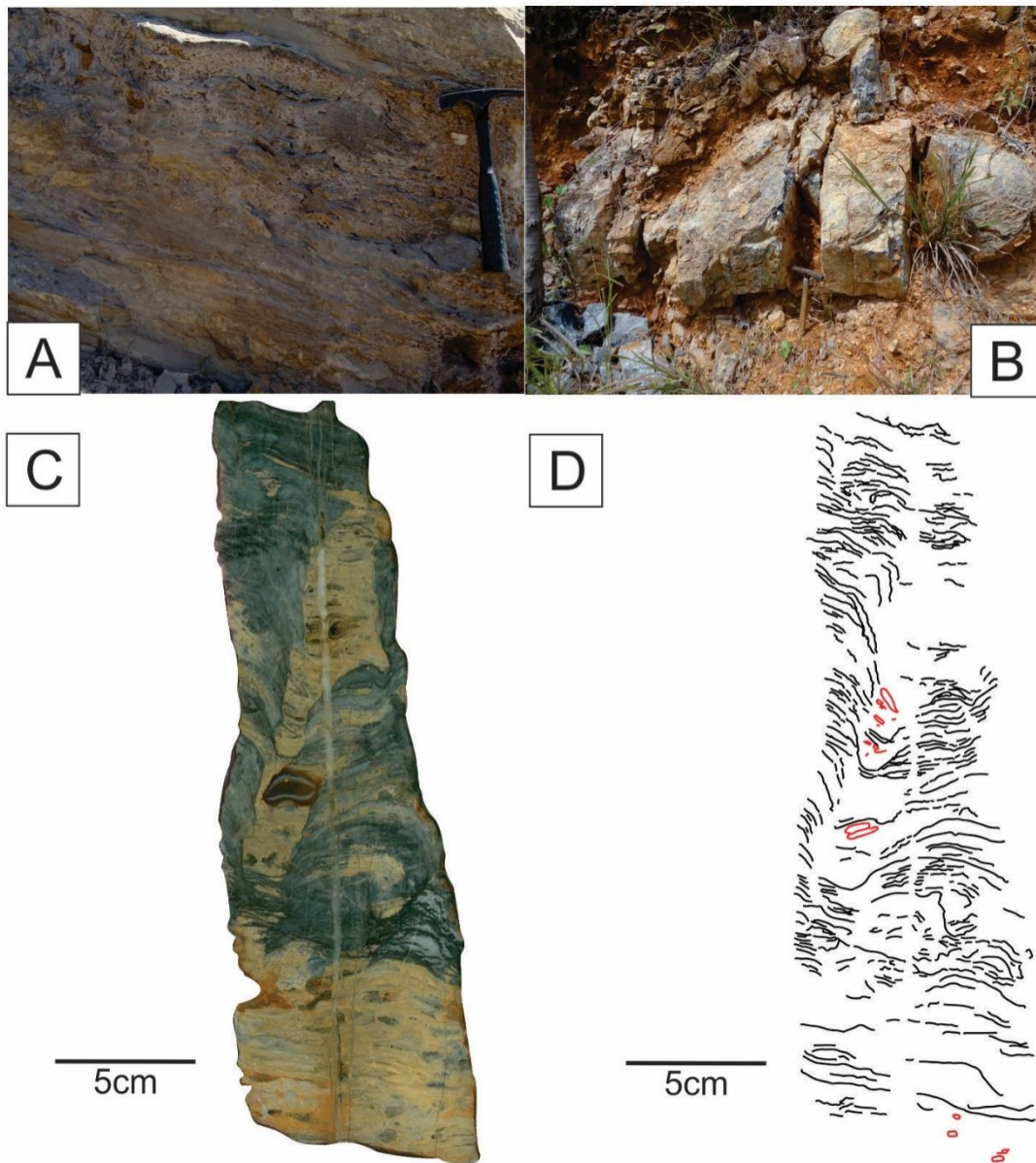


Figura 7.5 Associação de estromatólitos AM-II, Pedreira Emal-Camil. A) Estromatólitos estratiformes que ocorrem na associação. B) Vista geral, da camada de estromatólitos. Notar o aspecto arredondado do nível da bioerma. C) Amostra com corte longitudinal de todo complexo colunar laminado AM-II. Da base para o topo ocorrem estromatólitos estratiformes, estromatólitos dômicos e estromatólito estratiforme. Notar as pontes e pontos de coalescência na porção dômica. D- Desenho representativo desta associação, pontos vermelhos são estromatoclastos encontrados nos espaços preenchidos por sedimento entre os microbialitos. Escala: A-B 33 cm (martelo).

Associação de morfotipos III (AM-III)

Localização geográfica e estratigráfica: A AM-III ocorre em 12 associações no corte de estrada da BR-070 km 689 (Figura 7.1). É a primeira evidência de microbialitos na planície de maré mista do membro superior da Formação Nobres (Figura 7.2)

Descrição: A associação de morfotipo AM-III é exclusiva dos depósitos de planície de maré mista, e com 12 níveis de ocorrência é a associação mais abundante em todo o contexto da Formação Nobres. Estes microbialitos ocorrem especificamente entre camadas de dolomito fino e dolomito arenoso/arenito dolomítico com acamamento de *megaripples* (Figura 7.3), que representam os depósitos de inframaré e intermaré mista respectivamente. Desta forma, a associação AM-III está posicionada na interface inframaré/intermaré mista do sistema deposicional da planície de maré mista (Figuras 7.2; 7.3). Estes biostromos medem de 8 a 15 cm de espessura e apresentam má preservação-laminação muito alterada e parcialmente obliterada- coloração escura com laminação evidente em apenas alguns pontos (Figura 7.6 A, B). São compostos por estromatólitos estratiformes abobados que apresentam relevo sinóptico baixo ondulado, vetor de crescimento reto. Em alguns pontos da sua porção superior apresentam, relevo sinóptico significativo com domos pequenos (~4 cm). Em mesoestrutura apresentam perfil laminar moderadamente convexo, com laminação ondulada, herança laminar moderada e com discordâncias internas erosivas. As lâminas recobrem a laminação anterior de modo extenso (Figura 7.6 B, C).

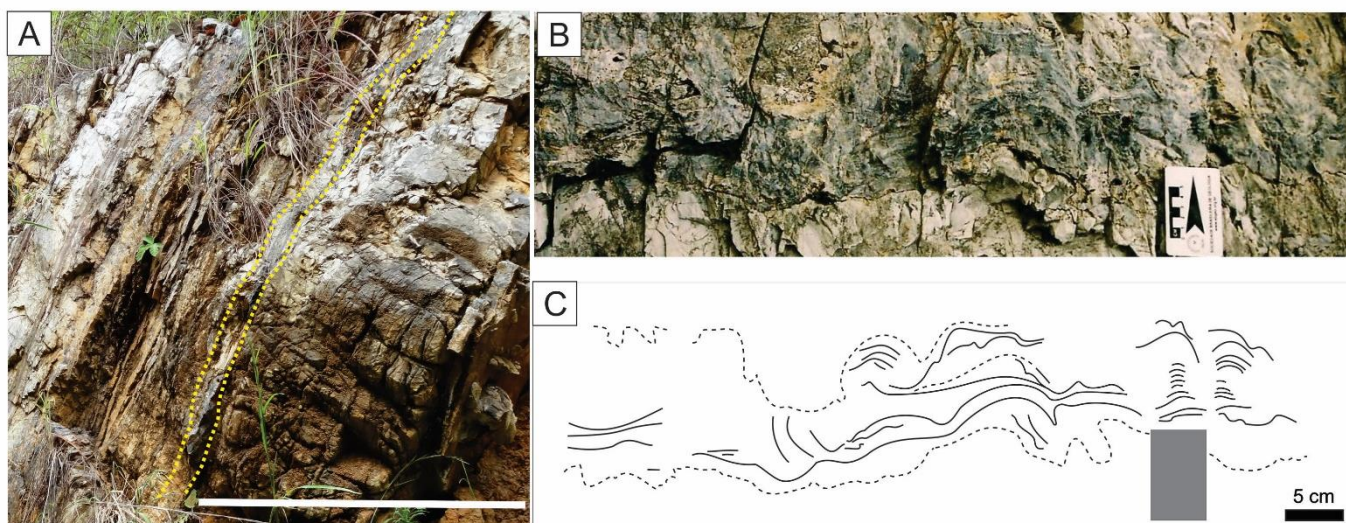


Figura 7.6 Associação de morfotipo III, na estrada BR-070, próximo à cidade de Cáceres, MT. A) Nível de estromatólitos no afloramento, camada em destaque amarelo. B) Detalhe de estromatólitos estratiformes abobadados. Notar que a maior parte da laminação foi obliterada pela silicificação, com laminação visível em apenas algumas porções. C) Desenho representativo da laminação estromatolítica em B. Escalas: A- 1,50 m, B-C 5 cm.

Associação de Morfotipos IV (AM-IV)

Localização geográfica e estratigráfica: A AM-IV ocorre em afloramento próximo a estrada BR-070 no km 689 (Figura 7.1). É a última evidência de microbialitos na planície de maré mista da porção superior da Formação Nobres (Figura 7.2)

Descrição: Esta associação de morfotipos encontra-se restrita ao último nível de microbialitos da Formação Nobres em depósitos de supramaré caracterizados por ciclos de raseamento ascendente de composição predominantemente siliciclástica. Os estromatólitos recobrem horizontes brechados de intraclastos acompanhadas por pseudomorfos de evaporito em dolomitos silicificados interpretados como depósitos de supramaré (Figura 7.2). Os estromatólitos ocorrem como domos isolados de até 30 cm de diâmetro de forma subcircular com borda arredondada em planta com aspecto superficial “cerebroide” devido a colonização de intraclastos por comunidades bentônicas (Figura 7.7 C-F, I). Apresentam boa preservação, com alternância laminar bem evidente entre cinza claro e cinza escuro (Figura 7.7 C, E, G). Nestes bioermas são observados dois níveis de estromatólitos. Um nível centimétrico na base, composto por estromatólitos com estruturas descontínuas em domos a colunares, com vetor de crescimento reto, atitude subvertical à inclinada, próximos, sem ramificação lateral. Com respeito a mesoestrutura, apresentam perfil laminar moderadamente convexo, com laminação crenulada, herança laminar alta, com discordâncias internas erosivas. Na margem das estruturas a laminação adentra no sedimento de modo irregular. As laminações recobrem extensivamente a laminação anterior. Estas estruturas se formam acima de clastos placoides em pé de comprimento centimétrico (Figura 7.7 E, F). O segundo nível de formas colunares, pseudo-colunares e estratiformes recobrem horizontes brechados com clastos, as formas colunares e pseudo-colunares apresentam relevo sinóptico significativo, vetor de crescimento curvo, atitude subvertical a inclinada,

com colunas próximas, e ramificação alfa-paralela (Figura 7.7 C, D). Nos flancos dos bioerma, ocorrem estromatólitos estratiformas que for vezes se dividem colunas. Estas colunas apresentam largura centimétrica, de 1,5 até 2 cm ou 3 cm e espessura de até 2 cm (Figura 7.7 G, H). O perfil laminar varia de moderadamente convexo a muito convexo, e a laminação é crenulada com grau de herança laminar alta e discordâncias internas erosivas. As colunas apresentam margem lisa e, em alguns casos, as laminações recobrem extensivamente a laminação anterior, formando uma parede (Figura 7.7 C, D).

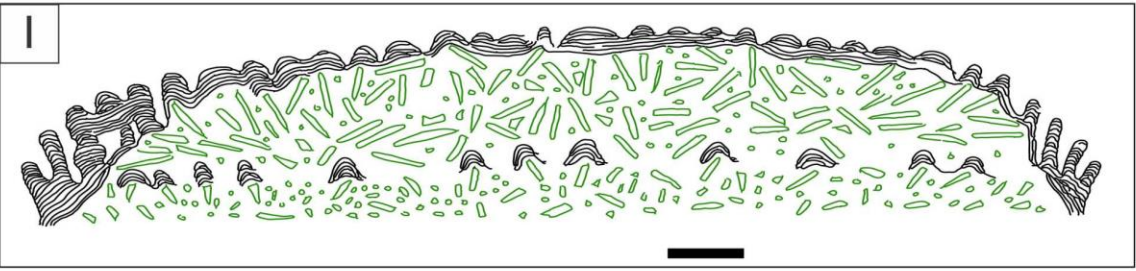
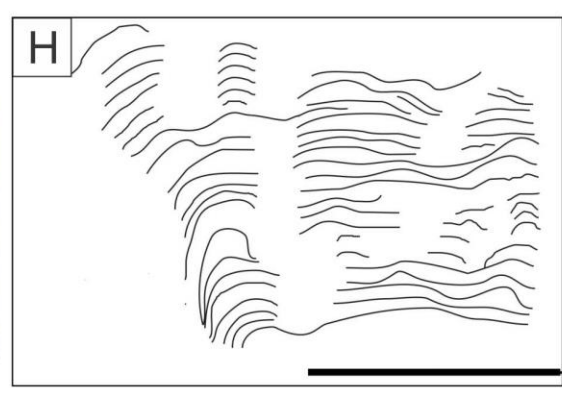
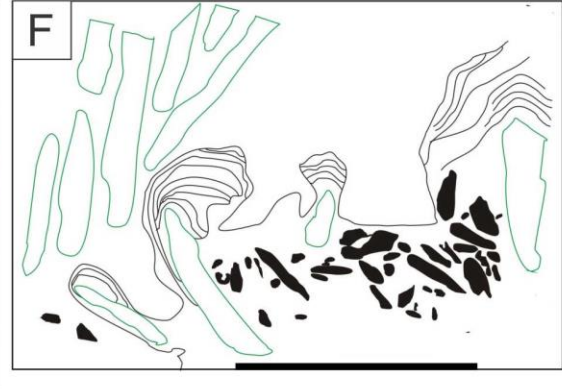
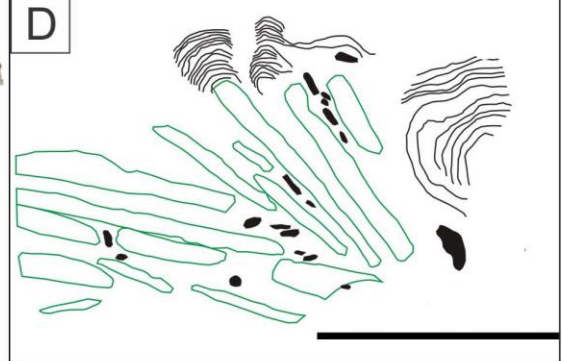
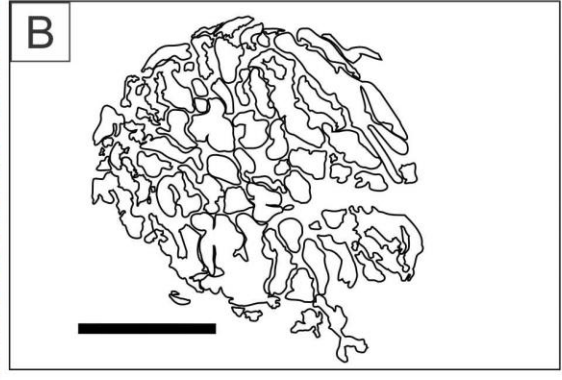


Figura 7.7 Associação de estromatólitos AM-IV, na estrada BR 070, km 700 próximo a cidade de Cáceres, MT. A) Bioerma estromatolítico em planta com superfície “cerebroide”. B) Desenho representativo de A. C) Amostra representativa de estromatólito colunar acima de clastos imbricados do segundo nível de estromatólitos dentro da bioerma cerebroide. D) Desenho representativo da laminação estromatolítica e sua relação com os clastos imbricados de C. E) Amostra representativa de estromatólitos do primeiro nível dentro do bioerma cerebroide. Notar que os estromatólitos se desenvolveram sobre clastos placoides. F) Desenho representativo do primeiro nível de estromatólitos dentro do bioerma cerebroide (E). G) Amostra representativa do flanco do bioerma estromatolítico. Notar no flanco a transição entre estromatólito estratiforme para colunar. H) Desenho representativo do flanco da bioerma estromatolítica. I) Desenho representativo do bioerma de forma cerebroide, associação de estromatólitos IV. Notar as duas ocorrências de microbialitos neste nível e como os horizontes brechados são colonizados pelas esteiras microbianas. Escalas: A- 12 cm, B – 7 cm; C-I- 5 cm.

5.2 Petrografia dos Microbialitos

O arcabouço dos microbialitos é composto por quartzo microcristalino, quartzo fibro-radial (calcedônia), megaquartzo, dolomita romboédrica, minerais opacos de hematita. O principal componente é o quartzo microcristalino, que ocorre em cerca de 90% do arcabouço total (Figura 7.8 A e B, 7.9 A-C). O quartzo microcristalino ocorre na forma de cristais de quartzo anédrais de tamanho em média de 5 μm e porções com cristais desenvolvidos com até 10 μm , ambos com textura equigranular (Figura 7.8 F). Também é observado quartzo microcristalino de coloração marrom em lâminações crenuladas contínuas ao longo do arcabouço (Figura 7.8 A, B). A coloração marrom sugere impurezas de componentes precursores (*e.g* siliciclásticos fino ou resquícios de matéria orgânica). Raras inclusões de cristas de dolomita romboédrica oxidada (4-8 μm de tamanho) e carbonato indiferenciado com textura xenotópica (<5 μm) são encontrados dispersos na matriz de quartzo microcristalino (Figura 7.8 E e F). O quartzo microcristalino também ocorre a rocha encaixante, preservando a fábrica original de matriz e intraclastos arredondados com envelopes micríticos (Figura 7.8 G). Está feição

demonstram que o processo de silicificação não se restringiu apenas as formas de estromatólitos, mas também são observadas na rocha encaixante.

Quartzo fibro-radial consiste em conjuntos de cristais de quartzo de hábito fibrosos alongados que formam textura esferoidal. Múltiplas gerações de crescimento destacadas por superfícies perpendiculares a eixo de maior comprimento dos leques de quartzo fibroso (Figura 7.8 E e H). O megaquartzo ocorre na forma de cristais euédricos, maiores que 50 μ m equidimensionais, os quais formam textura de mosaico grosso. Normalmente, o quartzo fibroso e megaquartzo ocorrem associados entre si na forma de bolsões dispersos ou orientados ao longo de possíveis laminações. Estes bolsões apresentam quartzo fibro-radial nas bordas e evoluem para mosaico de megaquartzo, que definem drusas de quartzo (Figura 7.8 E e H). Não ocorrem inclusões em ambos os tipos de quartzo.

Minerais opacos são observados na forma de partículas esferoidais de até 10 μ m. Estes são distribuídos em concentrações descontínuas que acompanham as lâminas de quartzo microcristalino com impurezas, selados por megaquartzo ou dispersos na matriz de quartzo microcristalino (Figura 7.8 A-D, 7.9 A, B). Análises de RAMAN em concentrações dispersas pelo quartzo microcristalino, demonstram a presença de hematita, o que é compatível com a forma esferoidal destes minerais opacos (Figura 7.9 B, D).

Apesar das evidências de laminações estromatolíticas em macro e meso escala, é rara a ocorrência destas estruturas em escala microscópica. Não há evidências de grãos siliciclásticos ou matéria orgânica preservados dentro dos estromatólitos, o que poderia evidenciar de forma clara as laminações microbianas nesta escala. Isso é o reflexo da intensa silicificação dos microbialitos, que levou a obliteração total das estruturas primárias. Entretanto, é possível observar fantasmas (palimpsestos) da laminação estromatolíticas. A laminação é evidenciada pela alternância de quartzo microcristalino e quartzo microcristalino com impurezas de coloração marrom que constituem pares laminações crenuladas e contínuas de até ~40 μ m de espessura (Figura 7.8 A e B). Além disso, descontínuas concentrações de hematita esferoidal ocorrem ao longo destas laminações.

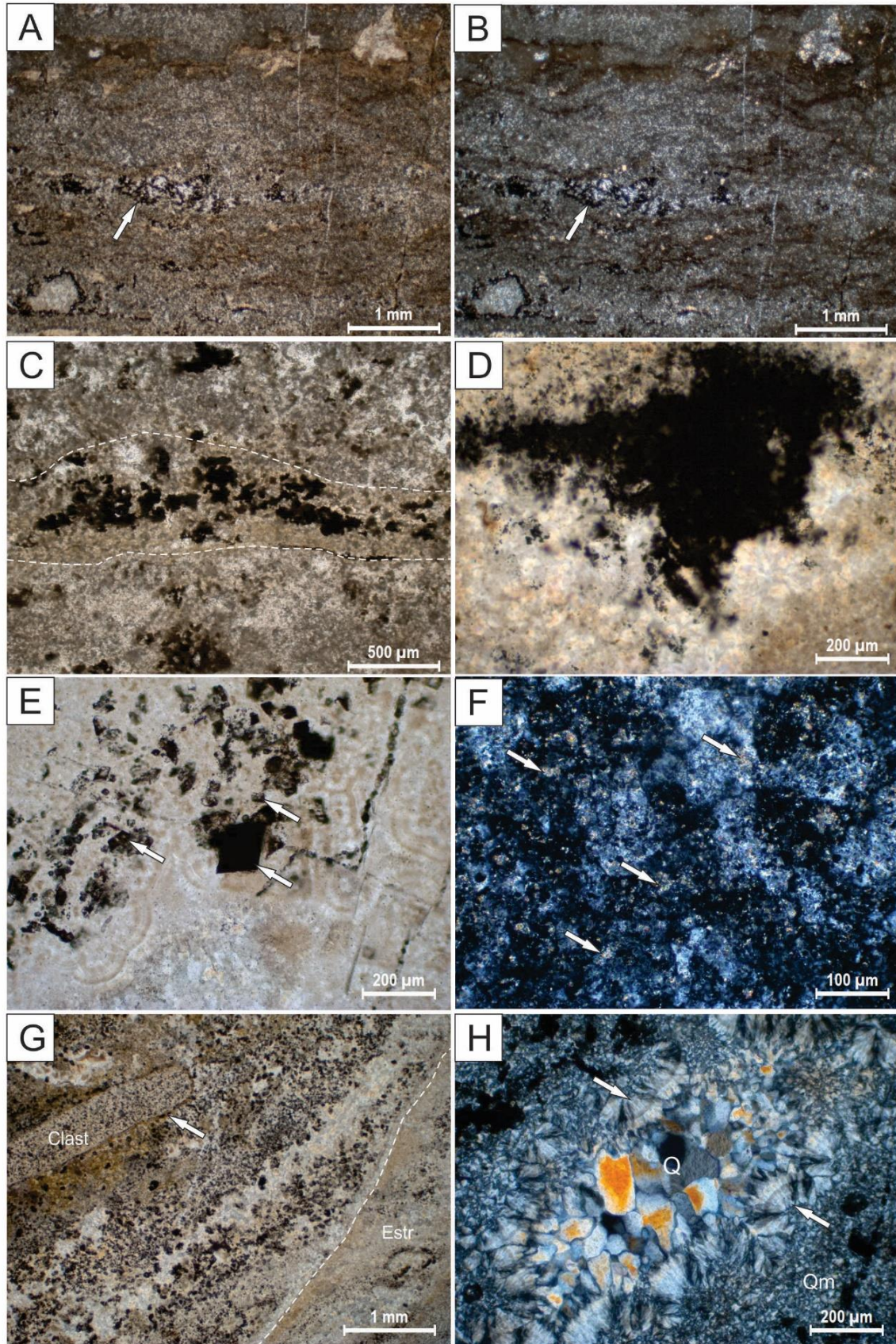


Figura 7.8 Fotomicrografias de lâminas petrográficas de estromatólitos silicificados da Formação Nobres, região de Cáceres. A e B) Laminação estromatolítica

crenuladalateralmente contínua com arcabouço de quartzo microcristalino, e mosaico de megaquartzo (seta branca). C) Minerais opacos de hematita esferoidal, em concentrações ao longo da laminação estromatolítica. D) Detalhe dos esferóides de hematita, em concentrações matriz de quartzo microcristalino. E) Relictos de cristais de dolomita romboédrica (seta), e conjunto de cristais de quartzo fibro-radial seguido do mosaico de megaquartzo. Observar também o preenchimento do espaço aberto por catedônia fibrorradiada, nas bordas, seguido de megaquartzo ao centro. F) Relictos de carbonato indiferenciado xenotópico (calcita?) em inclusões em quartzo microcristalino (setas). G) Estromatoclasto (clast) aparentemente micritizado na borda (seta) no sedimento junto à margem de um estromatólito (estr). H) Drusa composta por quartzo fibrorradiado nas bordas (setas) e megaquartzo no centro (Q), além de quartzo microcristalino no arcabouço estromatolítico (Qm). Fotos A, C, D, E e G, com nicóis paralelos, e B, F e H com nicóis cruzados.

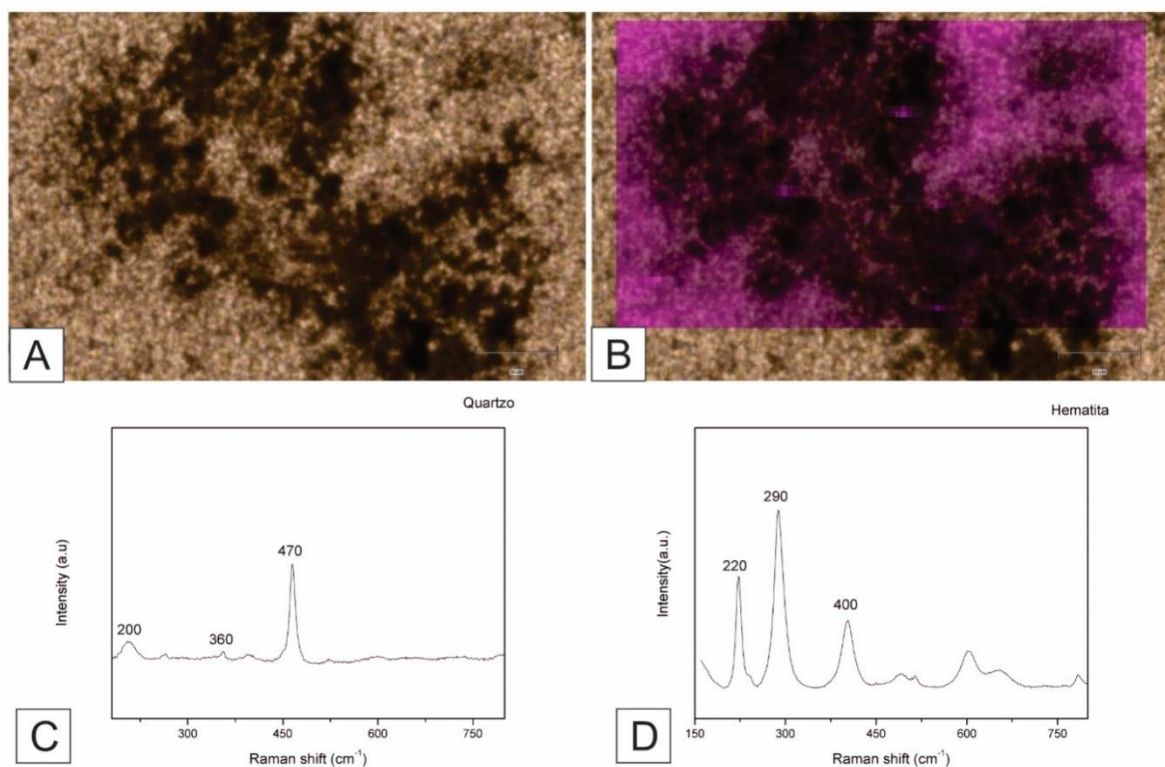


Figura 7.9 Mapeamento RAMAN e espectros pontuais da matriz e do material opaco, disperso na matriz. A) Material opaco arredondado, granular disperso na matriz. Luz polarizada plano-paralela. B) Mapeamento RAMAN na banda principal de quartzo

(470cm⁻¹). C) Espectro RAMAN pontual com banda característica de quartzo, adquirido com tiro na região da matriz, confirmando a composição quartzosa. D) Espectro RAMAN pontual com banda característica da hematita, adquirido com tiro na região do material opaco.

6. Discussão

As características macroscópicas e mesoscópicas dos microbialitos são, tradicionalmente, interpretadas como influenciadas por mudanças nas condições físicas na interface água-sedimento (*e.g.*, mudanças na batimetria, velocidade e direção de correntes, abrasão do sedimento) (Logan *et al.* 1964; Walter, 1976; Grotzinger, 1989; Bosak *et al.* 2013), enquanto mudanças na biota formadora também podem ser relacionadas a mudanças mesoscópicas e microscópicas nestas estruturas biossedimentares (Monty, 1976; Grotzinger & Knoll, 1999; Riding, 2011; Bosak *et al.* 2013). Porém, é difícil inferir o papel da comunidade formadora de microbialitos no registro fóssil, pois é rara a presença de microfósseis nos microbialitos (Grotzinger & Knoll, 1999). Além disso, estudos em estromatólitos modernos indicam que diferentes comunidades produzem morfologias similares (Pope & Grotzinger, 2000). Para este trabalho, as características macroscópicas e mesoscópicas são utilizadas como proxy para melhor entender as condições paleoambientais para a formação destas estruturas biossedimentares (Tabela 7.1), mas, devido à intensa silicificação tardia e a recristalização do material, muitas das características mesoscópicas e microscópicas dos estromatólitos foram obliteradas.

Tabela 7.1 Resumo das características e posição estratigráfica das Associações de Morfotipos I a IV da Formação Nobres, região de Cáceres, MT.

Associação de Morfotipos	Morfotipos	Número de ocorrências na Formação Nobres (Região de Cáceres)	Posição estratigráfica na Formação Nobres	Paleoambiente indicado pelo contexto sedimentológico
AM-I	Estratiformes, pseudo-colunares, colunares e bulbosos	1	Membro Inferior	Intermaré
AM-II	Complexo colunar-laminado	1		Supramaré/ <i>Sabhka</i>
AM-III	Estratiformes abobadados	12	Membro Superior	Inframaré e intermaré mista
AM-IV	Cerebróides, colunares, estratiformes e pseudo-colunares	1		Supramaré/ <i>Sabhka</i>

6.1 História diagenética dos microbialitos

O arcabouço sedimentar dos microbialitos da Formação Nobres é composto de sílex. Por definição, sílex é o nome aplicado a rochas sedimentares essencialmente compostas por sílica (>85%) em sua forma micro a criptocristalina, incluindo quartzo microcristalino, quartzo fibroso, calcedônia e megaquartzo (Folk & Pittman 1971, Knauth 1994). O sílex é classificado em duas formas: i) C-sílex, quando sua origem é ortoquímica, provinda da precipitação direta da água do mar ou de fluídos diagenéticos enriquecidos em Si, comuns em sucessões sedimentares do Pré-Cambriano (Knauth 1994, van den Boorn *et al.* 2010); e ii) S-sílex, resultado da substituição de rochas precursoras como carbonatos, evaporitos e rochas vulcânicas em diferentes fases diagenéticas, sendo registrados no Pré-Cambriano ao recente (Milliken, 1979, Sugitani, 1992, Sugitani *et al.* 2003, Hofmann & Harris 2008).

No caso dos microbialitos silicificados da Formação Nobres é possível defini-los como S-sílex. O principal componente do arcabouço microbialítico (Figura 7.8 A, B) é quartzo microcristalino, um produto típico do processo de substituição durante a diagênese (Folk & Pittman 1971, Knauth, 1994; Maliva *et al.* 2005). Além disso, a presença de inclusões de cristais de dolomita romboédrica e carbonatos indiferenciados

no matriz quartzo microcristalino (Figura 7.8 E, F) reforça a hipótese do processo de substituição de rochas originalmente carbonáticas. A predominância de dolomita na composição dos depósitos da Formação Nobres (Rudnitzki & Nogueira, 2012), também sugere que os microbialitos foram de composição carbonática originalmente.

Determinar a natureza genética primária ou diagenética da dolomita é difícil. Geralmente, a dolomita primária consiste em cristais pequenos (<4µm), anédricos a subédricos com distribuição unimodal, indicativos de rápida precipitação com nucleação simples. A precipitação de dolomita primária ocorre em ambientes específicos com temperaturas relativamente altas (35 a 40°C), alta taxa de evaporação e alta razão de Mg/Ca promovida pela precipitação de sulfatos como evaporitos (Sibley & Grey 1987, Tucker & Wright 1990, Warren, 2000). Estas condições são observadas na Lagoa Vermelha, Brasil, onde o processo de precipitação de dolomita primária também é associado à organomineralização proporcionada por atividades bacterianas redutoras de sulfatos associados a esteiras microbianas (Vasconcelos *et al.* 2006, Dupraz *et al.* 2009). Por outro lado, a dolomitização diagenética é um processo que pode ocorrer em qualquer fase pós-deposicional, desde a diagênese precoce até diagênese de soterramento (Tucker & Wright 1990, Warren, 2000). Diferentes modelos de dolomitização propostos na literatura incluem: i) Evaporação em *sabkha*; ii) Refluxo em submaré ou lagunas; iii) Mistura de águas meteóricas e marinhas em aquíferos confinados ou abertos, e iv) Compactação por soterramento. No geral, todos estes modelos consideram a substituição de calcários puros ou impuros por dolomita, conduzida pela percolação de fluídos diagenéticos ricos em Mg²⁺ que promovem estágios consecutivos de dissolução e re-precipitação de dolomita (Tucker & Wright 1990). A precipitação de dolomita também oblitera poros, onde o cimento de dolomita apresenta hábitos e texturas variados em função de cada estágio diagenético (Tucker & Wright 1990; Warren, 2000).

O sistema deposicional de planícies de maré em clima árido proposto para a Formação Nobres (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira, 2012) constituiria um cenário ideal para a precipitação de dolomita primária, mas também favoreceria a dolomitização durante a eodiagênese. Além disso, a presença de inclusões de dolomita romboédrica no quartzo microcristalino (Figura 7.8E) sugere processo de recristalização da dolomita durante diagênese de soterramento (Tucker & Wright 1990, Warren, 2000). Devido ao fato de grande parte dos componentes carbonáticos se encontrarem substituídos por quartzo microcristalino, torna-se difícil determinar a real origem da

dolomita. Porém, é possível deduzir que o material precursor dos microbialitos se tratava de carbonatos submetidos à dolomitização eodiagenética e posteriormente à recristalização durante diagênese de soterramento.

Outro componente observado são esferoides ou framboides de hematita (Figura 7.8A-D, 7.9 D), interpretados como pseudomorfo de pirita, que indica a oxidação de sulfetos de ferro (Noffke *et al.* 2003). A formação de pirita autigênica é comum em sítios deposicionais com acúmulo de matéria orgânica devido à atividade bacteriana redutora, típico de microbialitos (Berner, 1970, Berner, 1984, Ferris *et al.* 1987). Desta forma a concentração de esferóides de hematita ao longo das lâminas microbianas ou dispersos na matriz de quartzo microcristalino nos estromatólitos, sugere o acúmulo de matéria orgânica e ambiente apropriado para a precipitação eodiagenética de pirita. A oxidação de pirita pode ser interpretada como produto de intemperismo (Hu *et al.* 2006). Entretanto, o fato da hematita esferoidal estar selada por quartzo microcristalino ou por cimento de megaquartzo indica que os processos de piritização seguido da oxidação de pirita ocorreram durante a diagênese precoce, antes da silicificação.

O sistema deposicional de planícies de maré da Formação Nobres contribui para o processo oxidação durante estágios de diagênese precoce. Isso porque a dinâmica de sedimentação dominada por maré é caracterizada pela constante variação do nível do mar, bem como lençol freático (Rudnitzki & Nogueira, 2012; Rudnitzki, 2015). Em sítios de desenvolvimento dos estromatólitos, estas condições contribuem para o acúmulo de matéria orgânica durante períodos de elevação do nível no mar, e oxidação durante estágios de queda do nível do mar (Shin *et al.* 1983, Tucker & Wright, 1990).

A condição oxidante durante a diagênese precoce é, também, evidenciada a partir do padrão de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Nobres, adquirido por Nogueira *et al.* (2007) (Figura 7.2). Em sistemas deposicionais com grande abundância de comunidade fotossintetizantes, a fixação preferencial de ^{12}C leva ao enriquecimento dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, como documentado na bacia de Onega, Rússia em depósitos com abundantes bioermas (Melezhik *et al.* 1999). Apesar da frequência significativa de estromatólitos na Formação Nobres, este modelo não se aplica, já que os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ observados são relativamente negativos (-2 a -0,5‰).

A tendência negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ poderia ser atribuída à diagênese meteórica, promovida pela interação entre águas meteóricas empobrecidas em $\delta^{18}\text{O}$ e solos com remineralização da matéria orgânica efetiva enriquecidas em $\delta^{13}\text{C}$ negativo, a qual é

evidenciada pela correlação positiva entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (Banner & Hanson 1990, Knauth & Kennedy 2009). Entretanto, não há covariância entre valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ nos depósitos de planícies da Formação Nobres (Nogueira *et al.* 2007), o que elimina parcialmente influência de diagênese meteórica no sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Figura 7.2).

Por outro lado, a variação negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ também é atribuída a remineralização da matéria orgânica depositada em função de agentes oxidantes dissolvidos na água marinha ou na atmosfera durante a diagênese precoce (Irwin, 1977, Knauth & Kennedy 2009). A associação entre a dinâmica de sedimentação da planície de maré Nobres, o padrão isotópico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ negativo e escassez de matéria orgânica preservada – mas apenas possíveis relictos selados por quartzo microcristalino – corrobora para oxidação da matéria orgânica durante o diagênese precoce.

A associação de megaquartzo e quartzo fibro-radial (calcedônia) sem a presença de inclusões e na forma de drusa sugere o processo de preenchimento de espaços vazios, poros de dissolução (Knauth, 1994). Este conceito, quando aplicado no arcabouço dos microbialitos da Formação Nobres, indica a obliteração de poros secundários. Parte deste cimento ocorre ao longo da laminação microbiana associada a esferóides de hematita pseudomorfos de pirita formada junta à matéria orgânica (Figura 7.8 A-C). Estas características permitem sugerir obliteração de poros fenestrais. Este tipo de poro é oriundo da degradação da matéria orgânica produzida pelo metabolismo de comunidades bentônicas em estromatólitos (Hofmann *et al.* 1980, Flügel, 2010), processo que proporciona a formação de bolhas de gases ou dissolução do arcabouço carbonático primário (Bosak *et al.* 2009). Além disso, a obliteração por drusas de quartzo com múltiplos hábitos (quartzo fibroso nas bordas e megaquartzo no centro) indicam diferentes fases de percolação e recarga de fluídos diagenéticos enriquecidos em sílica (Maliva *et al.* 2005).

Corpos estromatolíticos silicificados durante a fase de diagênese precoce são documentados em depósitos do Pré-Cambriano ao recente (Knoll & Grotzinger, 1999). Este processo é evidenciado pela excelente preservação da textura microscópica original dos microbialitos, bem como de microfósseis bem preservados que permitem inferir a relação biológica desta biota (Calça, 2008; Sanchez, 2010; Riding, 2011). Entretanto, este atributo não é observado no S-sílex dos estromatólitos da Formação Nobres, o que sugere silicificação durante o estágio de diagênese de soterramento com base nas seguintes observações: i) arcabouço silicificado com pouca preservação da estrutura

interna primária; ii) inclusões de relictos de dolomita recristalizada na matriz de quartzo microcristalino; iii) precipitação de cimento de sílica com diferentes hábitos indicativos de consecutivas recargas de fluídos diagenéticos enriquecidos em sílica; iv) ausência de microfósseis; e v) a silicificação não restrita aos microbialitos, com expansão para rocha encaixante.

O arranjo do arcabouço sedimentar dos microbialitos da Formação Nobres, permite deduzir que a preservação dos corpos de microbialitos inclui a seguinte história diagenética:

1) Formação dos estromatólitos: por organomineralização e/ou aprisionamento e acúmulo de sedimento detrítico fino;

2) Eodiagênese:

2a) Dolomitização dos componentes carbonáticos e silicilásticos;

2bi) Oxidação parcial da matéria orgânica e formação de poros;

2bii) Precipitação de pirita junto da matéria orgânica induzida por metabolismo de bactérias sulfato-redutora;

2c) Oxidação do sulfeto de ferro e formação de hematita esferoidal acumulada em poros e disperso na matriz de quartzo microcristalino;

3) Mesodiagênese (soterramento):

3a) Recristalização da dolomita;

3b) Dissolução de componentes carbonáticos;

3ci) Silicificação de todos os componentes do arcabouço;

3cii) Obliteração de espaços vazios oriundos da dissolução do arcabouço;

3d) Recristalização da matriz de quartzo microcristalino e novas fases de cimentação por sílica;

6.2 Inferências paleoambientais das associações de microbialitos

Associação de Morfotipos I

A AM-I ocorre dentro de fácies de dolomito intraclástico com *megaripples* (Figura 7.3). Estas fácies pertencem ao subambiente de intermaré do sistema deposicional de planícies de maré/*sabkha* (Figura 7.10 A), membro inferior da Formação Nobres (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira 2012). A intermaré é

um ambiente hidrodinamicamente ativo, dominado por maré, onde ocorre constante variação da profundidade da coluna da água em função da própria maré. Assim é possível relacionar a variabilidade de morfotipos que compõem a associação AM-I em função da variação da profundidade da coluna da água.

A morfologia estratiforme na base da AM-I (Figura 7.4 A, B), indica um ambiente de baixa energia de caráter restrito com pouca influência de corrente. A ocorrência de formas estratiformes é comumente ligada a condições rasas de intermaré (Logan *et al.* 1964; Grotzinger, 1989). A transição de morfotipos estratiformes para pseudo-colunar e colunar (Figura 7.4 C, D) sugere resposta da comunidade bentônica do bioerma ao aumento da profundidade da lâmina de água associada aumento da energia hidrodinâmica do meio. O aumento da ação de correntes viabiliza abrasão e fragmentação da esteira microbiana pela passagem de sedimento detrítico de carga de fundo (Logan *et al.* 1964; Grotzinger, 1989; Bosak *et al.* 2013). O aumento do relevo sinóptico nesta porção da AM-I (Figura 7.4 C, D) indica resposta das comunidades bentônicas do microbialito para se manter na zona fótica (Riding, 2011). Este aumento poderia ter sido a resposta da comunidade, que, diante de um alto fluxo, mas baixa taxa de acumulação, de sedimento no local, se desenvolveu excepcionalmente devido a uma maior taxa de sedimentação e acúmulo de sedimentos nos espaços entre as colunas. Porém esta hipótese é pouco provável devido ao caráter envelopante da laminação estromatolítica (Figura 7.4 C, D). O relevo sinóptico da laminação sugere que a porção fotossintetizante, porção mais próxima da interface água-sedimento, estava acima da superfície sedimentar (Riding, 2011), mas mantendo-se dentro da coluna de água. Nesta associação, não se observaram clastos de estromatólitos ou discordâncias erosivas nos microbialitos, porém estas feições podem ter sido mascaradas ou obliteradas pela silicificação (Figura 7.4 A, C).

A posterior coalescência das formas pseudo-colunares em estratiformes (Figura 7.4 E, F) indica retorno a condições físicas (profundidade, energia do meio) próximas às do início do desenvolvimento dos microbialitos nesta associação, com o raseamento da coluna de água e a consequente diminuição da energia hidrodinâmica e da abrasão e fragmentação das esteiras. Estas variações devem ter sido controladas por variações do nível relativo do mar (Rudnitzki, 2015).

A transição entre as formas estratiformes e formas bulbosas podem indicar aumento na coluna da água, evidenciado pelo aumento do relevo sinóptico de baixo para

o topo dos bulbos (Figura 7.4 E, F). Além disso a forma macroscópica dos bulbos indica o aumento da energia hidrodinâmica do meio aliado a uma taxa de acumulação de sedimento menor que o crescimento das esteiras.

Apesar das variantes de formas dômicas, nos bulbos a colonização da esteira é feita através do envelopamento total da laminação, com crescimento principalmente lateral, ao contrário das colunas em que o crescimento vertical domina.

Desta maneira, a taxa de sedimentação, hidrodinâmica e a passagem de sedimento detrítico de carga de fundo combinaram para impedir a continuidade das formas estratiformes e até o avanço lateral de formas dômicas sob o substrato. Assim, a expansão lateral só podia ocorrer um pouco acima do substrato, fora da zona de abrasão mais intensa do sedimento da carga de fundo, daí o desenvolvimento de formas bulbosas.

A expansão predominantemente lateral pode ter sido limitado pela baixa profundidade da água que cobria os bulbos e não permitia crescimento vertical significativo. Os bulbos são a última ocorrência de estromatólitos desta sucessão. Isto indica que, logo em seguida, as condições ambientais ficaram desfavoráveis para a manutenção da comunidade que compunha o estromatólito, encerrando a sedimentação microbiana desta associação.

Provavelmente o aumento da taxa de sedimentação foi maior do que a taxa de crescimento das esteiras microbianas, nesta associação, encerrando o crescimento estromatolítico pelo soterramento destas estruturas.

Associação de Morfotipos II

Está associação também está exposta no membro inferior da Formação Nobres, representada pelo sistema deposicional de planície de maré/*sabkha* (Figuras 7.2, 7.10 A). Entretanto, é limitada, tanto em sua base como em seu topo, pela fácies de dolomito fino/dolomito arenoso com acamamento enterolítico, interpretada como depósitos de *sabkha* formados pela precipitação de crostas salinas em depressões restritas na zona de supramaré (Nogueira *et al.* 2007; Rudnitzki & Nogueira, 2012). Este depósito representa o produto da alta taxa de evaporação e aumento da salinidade que proporcionou a precipitação de evaporitos no leito e como cimento intrasedimentar na

zona vadosa, associados às recargas de águas marinhas por eventos de tempestade e/ ou períodos de maré de alta amplitude (Rudnitzki & Nogueira, 2012).

A associação AM-II é composta por estromatólítos de um complexo colunar-laminado com a base e o topo de formas estratiformes (Figura 7.5 A, C, D) e a porção mediana composta de estromatólítos colunares com pontes em alguns pontos (Figura 7.5 C, D). O desenvolvimento da AM-II começa com a colonização do substrato por comunidades bentônicas e o desenvolvimento de esteiras estratiformes.

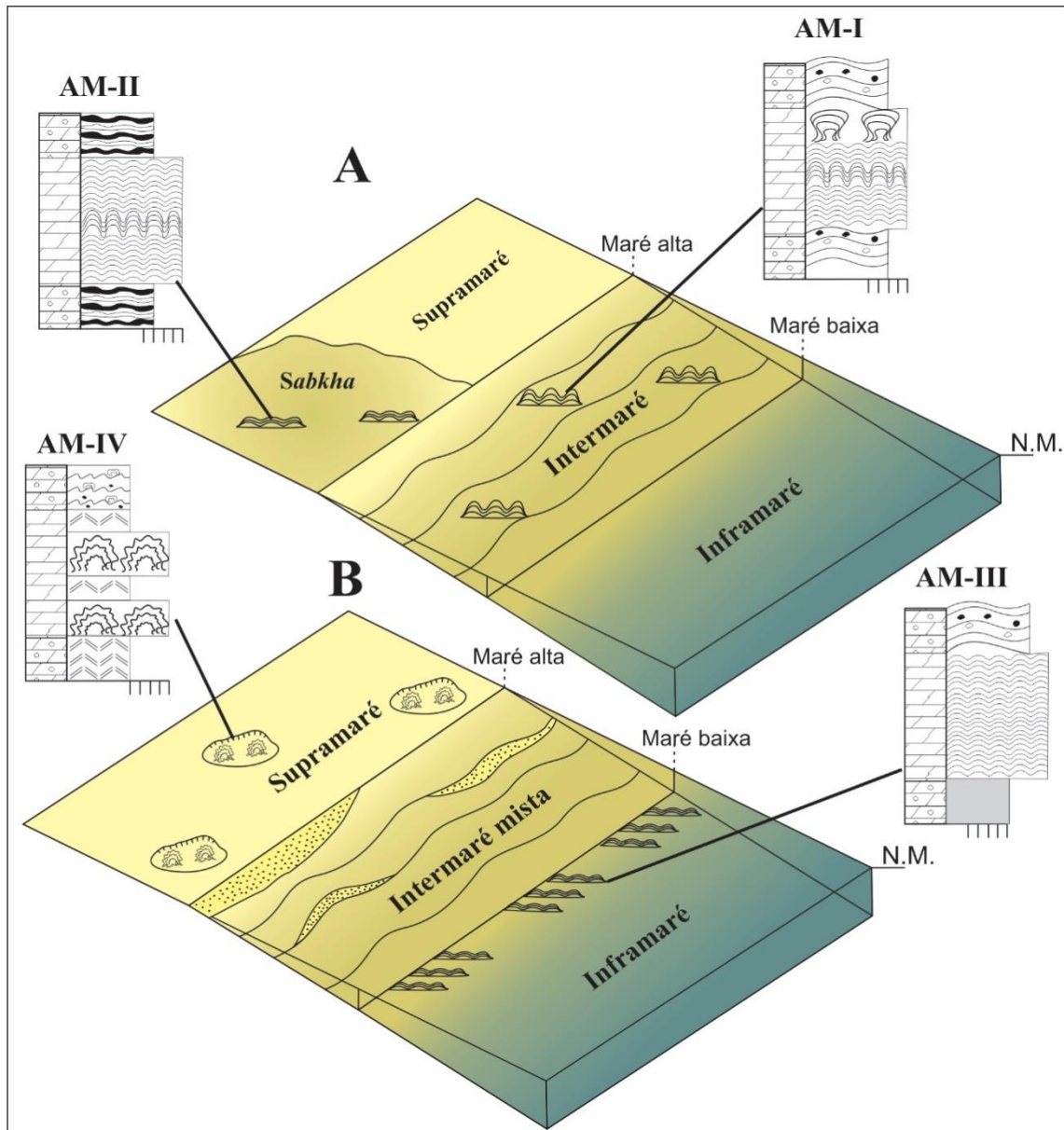


Figura 7.10 Distribuição das associações de morfotipos de estromatólítos (AM-I a -IV)) ao longo do sistema deposicional da Formação Nobres. A- Membro Inferior, B- Membro superior. Legenda das associações de morfotipos são as mesmas da figura 7.3. Modificado de Rudnitzki & Nogueira (2012).

Devido à má preservação da laminação da porção estratiforme da base desta associação, pouco pode-se inferir sobre as condições paleoambientais (Figura 7.5 C). Porém, as laminações, quando visíveis, indicam pouca variação no relevo sinóptico, o que sugere sua formação em ambiente calmo (Logan *et al.* 1964). A transição entre a forma estratiforme e a forma colunar indica uma mudança para condições físicas de maior hidrodinâmica e influxo sedimentar. Talvez neste ponto as recargas de água e sedimento detrítico de carga de fundo na zona de inframaré tenha ocorrido com maior frequência. A deposição de sedimento detrítico impediu a manutenção da forma estratiforme. Duas evidências suportam essa afirmação, a primeira é o aumento do relevo sinóptico e formação das colunas, com a deposição de sedimento detrítico entre elas (Figura 7.5 C, D) e a alternância laminar na porção colunar, que alterna entre laminações mais escuras silicificadas e laminações de textura semelhante ao da rocha encaixante entre os estromatólítos colunares.

As pontes entre os estromatólítos colunares indicam breves episódios de colonização do sedimento pelas comunidades bentônicas. Porém a taxa de acumulação do sedimento foi maior que a do crescimento das esteiras, impedindo maior coalescência entre as colunas nestes pontos (Grotzinger & Knoll, 1999). Isto indica que o retorno a condições mais calmas, representado pelas pontes, era pouco duradouro, e logo as pontes eram soterradas quando a dinâmica sedimentar retornava ao seu estado normal, mais energético, nesta fase de desenvolvimento da AM-II (Riding, 2011; Rudnitzki & Nogueira, 2012).

A presença de estromatoclastos entre as colunas (Figura 7.5 C, D) pode indicar exposição subaérea dos estromatólítos, pelo menos na região próxima, que teria sido responsável pela ressecamento das camadas mais externas. Posteriormente, eventos de alta energia (*e.g.* tempestades) teriam arrancado fragmentos destas camadas ressecadas, depositando-os como clastos nos espaços entre as colunas. Alternativamente, o influxo de material detrítico durante eventos de maré alta e/ou de tempestades podem ter promovido a fragmentação dos estromatólítos (Bosak *et al.* 2013). Porém, esperar-se-ia a geração de clastos de dimensões menores neste processo.

O fim da sucessão estromatolítica AM-II pode estar relacionado com a deposição de sedimento detrítico que suplantou a taxa de crescimento dos estromatólítos ou ainda a taxa de evaporação ser maior que a taxa de recarga das depressões de

supramaré, secando estes pontos, formando assim as deposições de camadas enterolíticas.

Associação de Morfotipos III

As associações de morfotipo AM-III representam as primeiras evidências de estruturas biossedimentares no membro superior da Formação Nobres, depositado em ambiente de planície de maré mista carbonato-siliciclática (Nogueira *et al.* 2007; Rudnitzki & Nogueira 2012). Esta associação ocorre na transição entre os ambientes de inframaré e a intermaré destas planícies de maré (Figuras 7.2, 7.10 B). Os estromatólitos recobrem a fácies de dolomito fino maciço (inframaré) e são sobrepostos por *megaripples* com grãos terrígenos e pseudomorfos de evaporitos (intermaré mista), porém por vezes são recobertos novamente por dolomito fino de inframaré (Figura 7.3). A AM-III é a associação com maior número de ocorrências, presente em 12 níveis estratigráficos, mas com um único nível de microbialito em cada ciclo de raseamento ascendente (Figura 7.2).

Outra peculiaridade é que a AM-III ocorre preferencialmente em ciclos com predominância de fácies de inframaré, com contribuição de siliciclásticos mínima ou ausente. Tal conjunto de fácies pode ser interpretado como indicativo de ciclos retrogradacionais que refletem a subida do nível do mar (Nogueira *et al.* 2007; Rudnitzki & Nogueira, 2012). Em ciclos com maior contribuição de siliciclásticos e predominância de fácies de intermaré mista e supramaré, indicativos de ciclos progradacionais (Nogueira *et al.* 2007; Rudnitzki & Nogueira 2012), os estromatólitos são ausentes (Figura 7.2).

As comunidades bentônicas colonizaram o substrato de lama carbonática com formas de leito ondulado definido por *megaripples* e marcas onduladas, levando à extensa colonização de uma superfície irregular (Figura 7.6 A) que resultou na formação dos estromatólitos estratiformes abobadas (Figura 7.6 B, C). Como definido na associação AM-I, as formas estratiformes ocorrem em ambientes com pouca ação de correntes, em que a taxa de crescimento do estromatólito é maior que a taxa de acumulação de sedimentação (Logan *et al.* 1964, Grotzinger, 1989, Grotzinger & Knoll, 1999). Mas diferente da AM-I onde os estromatólitos se desenvolvem dentro da zona de intermaré, a AM-III ocorre na interface entre intermaré e inframaré. Nesta zona

predomina a deposição de lama carbonática com influência mínima de ação de correntes tratativas de maré.

A porção superior abobadada dos estromatólitos estratiformes de AM-III (Figura 7.6 B, C) pode ter sido, pelo menos em parte, uma resposta das comunidades bentônicas a mudanças na hidrodinâmica e em função da elevação do nível do mar. O aumento da taxa de sedimentação nestes ambientes teria encerrado o crescimento estromatolítico pelo afogamento destas estruturas por sedimentos detríticos, seja pela progradação das fácies de intermaré, seja simplesmente pelo aumento do nível do mar até os microbialitos ficarem em ambientes mais profundos e escuros por causa da turbidez causada por sedimento fino em suspensão.

Associação de Morfotipos IV

A AM-IV registra a última evidência de estromatólitos na Formação Nobres, ao topo da sucessão da planície de maré mista, especificamente na zona de supramaré associada a ciclos predominantemente siliciclásticos (Figura 7.2). Os estromatólitos são limitados, na base e topo, por brechas carbonáticas (agora sílex) compostas por intraclastos tabulares com porções *in situ* e outras parcialmente imbricadas (Figura 7.3). Estas estruturas definem a fácies de dolomito silicificado com clastos de estruturas *tepee* retrabalhados e imbricados por eventos de tempestade. Além disso, são registrados pseudomorfos de evaporitos associados às estruturas do tipo *tepee*, que sugerem exposição subaérea, sob condições de alta taxa de evaporação (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira, 2012). Estas fácies são interpretadas como depósitos efêmeros em poças hipersalinas na zona supramaré, semelhante ao paleoambiente da AM-I, porém sem desenvolvimento de extensas planícies de *sabkha* (Figura 7.10 II). Estas poças salinas efêmeras também são frutos de incursões de água marinha para dentro da zona de supramaré por meio de eventos tempestades ou em períodos de amplitude de maré alta, seguida por alta taxa de evaporação, precipitação da crosta salina e, por fim, exposição subaérea (Nogueira *et al.* 2007).

A associação AM-IV ocorre em dois níveis bem definidos, como bioermas cerebroides (Figura 7.7 I). A forma cerebroide (como vista em planta) decorre do desenvolvimento das esteiras microbianas diretamente sobre a superfície irregular de uma brecha de intraclastos tabulares (Figura 7.7 A-D, I). Os limites laterais do

microbialito da AM-IV são definidos, provavelmente, pelo espaço disponível recoberto por água nas poças salinas efêmeras. Alternativamente, a hidrodinâmica e abrasão pelo sedimento de carga de fundo moldariam estas estruturas. Porém, o ambiente de supramaré não apresenta carga de fundo, as poças efêmeras são interpretadas como zonas com água parada, o que tornam essa hipótese pouco provável (Rudnitzki & Nogueira, 2012).

Os bioermas cerebroides se desenvolveram em pontos altos dentro nas poças, ou seja, nos pontos altos dos intraclastos placoides. A separação da superfície em estromatólitos colunares pequenos (Figura 7.7 C-F) pode ter sido herdada do arranjo imbricado dos intraclastos tabulares. Nos flancos das bioermas cerebroides, a maior espessura dos microbialitos se dá pela expansão lateral da comunidade bentônica com relevo sinóptico alto (Figura 7.7 G, H) (Grotzinger & Knoll, 1999; Dupraz *et al.* 2006).

O desenvolvimento da AM-IV cessou, provavelmente, devido a exposição subaérea dos estromatólitos, e/ou em eventos de alta energia. Essa deposição sedimentar pode ter ocorrido devido a eventos de alta energia (*e.g.*, tempestades) que assolaram e soterraram as depressões de supramaré do membro superior da Formação Nobres.

6.3 Abundância e significado de microbialitos na Faixa Paraguai Norte- Grupo Araras

Para explicar uma das grandes mudanças na história geológica da Terra, o auge na abundância e diversidade de estromatólitos no Mesoproterozoico, seguido de seu declínio ao longo do Neoproterozoico (Awramik, 1991; Riding, 2006) diferentes causas foram sugeridas, entre as quais competição, predação, mudanças na química do oceano e o aumento de clastos bioconstruídos (Grotzinger, 1990; Awramik, 1991; Riding, 2006; Bosak *et al.* 2013; Warren *et al.* 2013). Riding (2006) alega que não foi uma causa específica, mas sim uma constelação de fatores físico-químicos que acarretaram este declínio. Porém, mesmo sem haver consenso quanto à resposta para esta questão, a compilação da abundância destas estruturas ao longo do tempo mostra claramente este declínio no Neoproterozoico (Awramik, 1991; Riding, 2006).

A comparação entre os registros de estromatólitos ao longo da sucessão sedimentar do Grupo Araras revela alterações na abundância, ocorrência e participação na composição dos depósitos carbonáticos ao longo da evolução da plataforma

carbonática Araras (Figura 7.11). Na base do Grupo Araras, representada pelos depósitos de capa carbonática pós-Marinoana da Formação Mirassol D'Oeste (Nogueira *et al.* 2003), os estromatólitos são os principais constituintes do depósito sedimentar compondo aproximadamente 75% de todo depósito (Figura 7.11). Estes estromatólitos ocorrem como laminitos microbianos em grandes biostromos que se estendem por dezenas de km (capítulo 5), desenvolvidos por meio da organomineralização com precipitação de dolomita (Font *et al.* 2010).

Até o momento, não foram documentados microbialitos nos depósitos das formações Guia e Serra do Quilombo. Esta ausência pode ser atribuída ao sistema deposicional de mar aberto em que estas unidades se formaram. Portanto, resultou não de nenhuma das possíveis causas para o declínio dos estromatólitos mencionados no parágrafo anterior, mas de uma mudança normal no paleoambiente da bacia. Neste sistema, a Formação Guia registra depósitos de plataforma mista, moderadamente profunda e dominada por ondas (Nogueira *et al.* 2007), e a Formação Serra do Quilombo, depósitos de rampa carbonática rasa a moderadamente profunda (Nogueira *et al.* 2007, Milhomen *et al.* 2013, Rudnitzki, 2015).

O segundo registro de estromatólitos é observado nos depósitos de planície de maré da Formação Nobres (AM I-IV). Estes estromatólitos são comuns ao longo da seção, ocorrendo em 15 níveis, mas têm baixa participação na composição dos depósitos, menos de 1%, limitando-se apenas a níveis restritos e pouco espessos (Figuras 7.2, 7.11). A ocorrência de níveis estromatolíticos apresenta relação direta com a composição litológica dos ciclos de raseamento ascendente e variação do nível do mar (Figura 7.2). Em ciclos associados a influxos de sedimentos siliciclásticos com caráter progradacional são observadas associações de morfotipos relativamente complexas (AM-I, II e IV) com apenas uma ocorrência por ciclo (Figuras 7.2, 7.11). Por outro lado, em conjuntos de ciclos retrogradantes com pouca ou nenhuma contribuição siliciclástica, ocorrem microbialitos mais simples, AM-III, com maior número de ocorrências, mas também com apenas um nível de estromatólito por ciclo (Figuras 7.2, 7.11).

As características limitadas do segundo registro de estromatólitos da Formação Nobres indicam que houve a queda na participação de microbialitos na configuração da plataforma carbonática Araras, comparada à Formação Mirassol D'Oeste. No Grupo Itapucumi, cobertura sedimentar do Ediacarano em Paraguai, próxima a Faixa Paraguai Sul, Warren *et al.* (2013) propuseram que o surgimento de bioclastos como componente

comum na carga de fundo, a partir das primeiras conchas de metazoários, deveria ter sido uma das causas para o desaparecimento dos estromatólitos ao final do Ediacarano. Entretanto, na Formação Nobres, na Faixa Paraguai Norte, de idade Ediacarano médio (Hidalgo, 2007), isto não deve ter sido a causado declínio dos estromatólitos, pois até o momento não são registrados fósseis de metazoários no Grupo Araras. Por outro lado, a relação entre as associações de morfotipos com a composição litofaciológica e caráter dos ciclos de planícies de maré Nobres, sugere que a redução da ocorrência de microbialitos foi controlada pelo influxo de siliciclásticos (Figura 7.11), ou seja, por fatores físicos presentes no sítio deposicional destas estruturas biossedimentares.

As variações de formas e abundância dos estromatólitos ao longo do Grupo Araras sugerem que no final do Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte ocorreram mudanças em relação às comunidades microbianas, que incluem a redução da participação de estromatólitos na composição das plataformas carbonáticas.

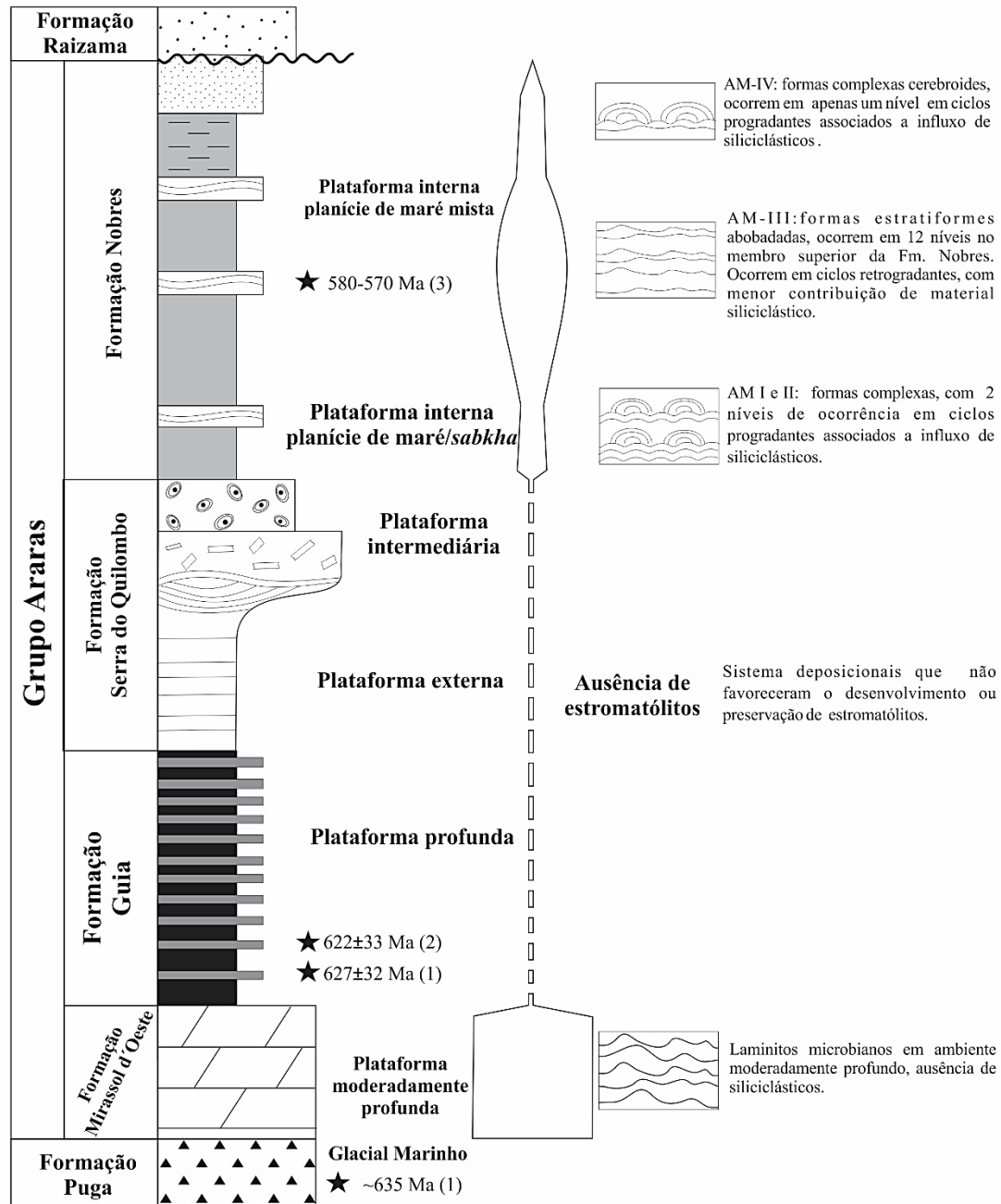


Figura 7.11 Distribuição de estromatólitos no Grupo Araras. Notar a abundância na base do grupo Formação Mirassol D'Oeste e a ocorrência pontual de estromatólitos na Formação Nobres com a ocorrência de formas complexas em poucas ocorrências onde ocorre influxo maior de siliciclástico (AM I, II e IV) e maior abundância e formas simples (AM III) com ausência de contribuição de siliciclásticos (Modificado de Nogueira & Riccomini, 2006), litologias e granulometria seguem a Figura 7.1 B. Idade da Formação Mirassol D'Oeste- (Babinski *et al.* 2006); Idade da Formação Guia (Romero *et al.* 2012), idade da Formação Nobres (Hidalgo, 2007).

7. Conclusão

Ao longo da Formação Nobres foram identificados 15 níveis de estromatólitos, todos preservados por silicificação, processo que se ocorreu durante diagênese de soterramento. Além disso, foram identificados indícios de processos de dolomitização dos microbialitos e oxidação da matéria orgânica, provavelmente desenvolvidos durante diagênese precoce.

A avaliação dos estromatólitos da Formação Nobres permitiu reconhecer quatro associações de morfotipos (AM-I, II, III e IV), os quais ocorrem distribuídos em função da composição litofaciológica dos ciclos de raseamento ascendente dos depósitos de planícies de maré Nobres. Em ciclos prográdantes com maior contribuição de siliciclásticos ocorrem os morfotipos complexos com ocorrência restrita em ambiente de intermaré (AM-I e II) ou ambiente de supramaré/*sabkha* (AM-IV). Por outro lado, em ciclos retrogradacionais com ausência de siliciclásticos ocorre o morfotipo AM-III com maior número de ocorrências (12) observadas na interface de transição de intermaré e inframaré, no geral limitando o topo dos ciclos de planícies de maré.

A relação entre as condições paleoambientais e os tipos de associações de morfotipos indica que a distribuição desenvolvimento e abundância dos estromatólitos ao longo das planícies de maré Nobresera regido por fatores sedimentológicos conduzidos pela variação relativa do nível do mar. Os fatores com maior expressividade incluem: i) Energia hidrodinâmica em função da variação da coluna da água; ii) Entrada de material siliciclástico na zona costeira; e iii) Progradação/retrogradação da planície de maré. Desta forma as variações dos morfotipos apresentam relação direta com a evolução do sistema de planície de maré da Formação Nobres, podendo ser considerados como uma ferramenta de complemento para determinação de alteração paleoambientais significativas.

O fim da sedimentação carbonática da Faixa Paraguai Norte é concomitante com o desaparecimento dos estromatólitos na Faixa Paraguai Norte. Isso sugere que o declínio dos estromatólitos foi conduzido pelo influxo maciço de siliciclásticos na zona costeira que também exerceu influência direta na evolução arquitetural da plataforma carbonática Araras durante o Ediacarano médio. Estas alterações paleoambientais marcam a substituição da sedimentação carbonática pela siliciclástica nos últimos estágios de sedimentação carbonática registrado no Grupo Araras

A evolução dos estromatólitos do Grupo Araras, revela uma variação na nas formas e participação dos microbialitos na composição da plataforma carbonática. Os registros de estromatólitos são observados em ambientes de águas profundas a rasas, nas formações Mirassol D'Oeste e Nobres. Em ambientes de águas profundas a moderadamente profunda, não são observados estromatólitos, nas formações Guia e Serra do Quilombo respectivamente. Na Formação Mirassol D'Oeste, os estromatólitos são abundantes e considerados como um dos principais componentes arquiteturais da plataforma carbonática. Enquanto que na Formação Nobres, apesar da alta frequência de estromatólitos e variação de morfotipos, a contribuição na composição da plataforma carbonática é mínima, devido as condições de sedimentação presentes dentro da planície de maré Nobres (variação do nível do mar e influxo de siliciclásticos). As variações de formas e abundância dos estromatólitos ao longo do Grupo Araras sugerem mudanças em relação às comunidades microbianas bem como a alteração nas condições de sedimentação do sistema deposicional do Grupo Araras.

Conclusões da Tese

Diante dos resultados e interpretações obtidos nessa tese, são pontuadas as conclusões a seguir:

- A análise e interpretação das estruturas tubulares observadas na Morraria do Sul e na Pedreira Terconi- Formação Mirassol D'Oeste, e a comparação destas com as de outras capas carbonáticas, confirmaram sua semelhança e apoia a alegação de que estruturas tubulares deste tipo sejam uma feição sedimentológica associada a microbialitos e exclusiva de capas carbonáticas Marinoanas. Constituiriam, portanto, importante marcador estratigráfico destes depósitos, no início do Período Ediacarano.
- A confirmação de ocorrência, interpretação e descrições mais detalhadas da associação entre estruturas tubulares e laminitos microbianos trouxe nova luz sobre a estratigrafia e paleoambientais do Grupo Corumbá, Faixa Paraguai Sul. Os afloramentos de Morraria do Sul e Forte de Coimbra são compostos, essencialmente, por laminitos microbianos (*boundstones*) com estruturas tubulares. Que se desenvolveram em paleoambientes protegidos e calmas, abaixo do nível de ondas, sem contribuição de siliciclásticos. Em lâminas petrográficas deste material, observaram-se peloides micríticos agrupados em grumos com as fenestras preenchidas por doloesparito. Este aspecto textural sugere que os microbialitos foram formados por colônias de cianobactérias cocoides micritizadas durante a diagênese precoce.
- A associação de estruturas tubulares e laminitos microbianos é uma das feições sedimentares típicas de capas carbonáticas pós-Marinoanas. Os afloramentos de Morraria do Sul e Forte de Coimbra foram associados em trabalhos anteriores à Formação Bocaina. Porém, diante dos dados aqui levantados, sugere-se que estas ocorrências sejam cronocorrelatas à Formação Mirassol D'Oeste, Faixa Paraguai Norte, e relacionadas aos carbonatos da parte superior da sucessão na Morraria do Puga, depositada, no início do Ediacarano. Embora estudos geoquímicos ainda sejam necessários para corroborar esta hipótese, esta sugestão aumenta a complexidade estratigráfica e o potencial paleobiológico do Grupo Corumbá, Faixa Paraguai Sul, já reconhecido mundialmente por sua associação de metazoários na Formação Tamengo do fim do Ediacarano.

- As supostas estruturas tubulares do afloramento de Porto Morrinhos são aqui reinterpretadas como estromatólitos colunares, devido a forma e com base em estudos petrográficos, que indicam origem e paleoambiente diferentes daqueles do início do Ediacarano.
- Nos afloramentos da Formação Mirassol D'Oeste, a capa carbonática Marinoana, base do Grupo Araras, Faixa Paraguai Norte, foram identificados três tipos de laminitos microbianos (*boundstones*) -- estratífomes, domicos e irregularmente ondulados -- em uma sucessão de 10 metros.
- Petrograficamente, todas as três formas de estromatólitos apresentam uma alternância de laminações espessas e finas compostas por peloides e fenestras. As laminações são diferenciadas pela proporção de fenestras, sendo que as lâminas espessas apresentam uma proporção de fenestras do que as finas. Este arranjo é interpretado como o resultado do crescimento de colônias cocoides de cianobactérias. A alternância laminar pode ser reflexo de variação sazonal de comunidades.
- Assim como nos depósitos de Morraria do Sul e Forte de Coimbra, os laminitos microbianos estratiformes e domicos da Formação Mirassol D'Oeste formaram-se em plataforma bem iluminada, calma, abaixo do nível de ondas de tempestade, sem contribuição de siliciclásticos.
- Os laminitos microbianos irregulares, ao topo da sucessão estromatolítica, representam o primeiro indício de mudança no paleoambiente e o fim do *boundstone* microbiano. A análise destes depósitos sugere que o sítio de deposição passou a ser atingido por “*hypercanes*”, isto é, megafuracões com a ação destrutiva de ondas gigantes, um fenômeno diretamente relacionado ao paleoambiente extremamente quente peculiar na história geológica da Terra ao momento pós-glacial Marinoano.
- Com a ocorrência dos megafuracões, a sucessão estromatolítica da Formação Mirassol D'Oeste se encerrou e foi soterrada por uma sucessão de *packstone* caracterizada por megamarcas onduladas (*megaripples*) e megapeloides. Estas estruturas formaram-se pelo retrabalhamento e reorganização de sedimento estromatolítico atingido pela ação das ondas dos megafuracões. O movimento oscilatório de parte do material em suspensão pode ter levado à aglutinação e redeposição dos megapeloides. A destruição do habitat favorável ao

desenvolvimento de comunidades microbianas bentônicas também interrompeu, terminantemente, a organomineralização de dolomita que ocorria nestas comunidades. Assim, encerrou-se a fase dolomítica da Formação Mirassol D'Oeste.

- Análises das estruturas tubulares em diferentes escalas indicam que um processo mecânico, envolvendo o escape de fluidos, é o mais razoável para explicar sua gênese. É provável que o fluido tenha se originado na própria capa carbonática devido ao acúmulo e degradação de matéria orgânica nos *boundstones* incipientemente litificados.

- A comparação das diferentes ocorrências de estruturas tubulares indica que estas possuem uma origem em comum, porém, diferem em relação a sua história sedimentar. Em algumas ocorrências, as estruturas tubulares parecem corresponder a depressões na interface água/sedimento, preenchidas episodicamente, como evidenciado pela laminação micrítica côncava e pelos raros grãos de sedimento terrígeno dentro do preenchimento destas estruturas, como em Morraria do Sul. Nos laminitos microbianos domicos, como na Formação Mirassol D'Oeste, as estruturas tubulares se desenvolveram mais comumente na parte mais plana e central dessas estruturas estromatolíticas. Nestas ocorrências as estruturas tubulares apresentam preenchimento dolomicrítico homogêneo, sem nenhuma evidência de laminação, sugerindo que o fluido ficou confinado na estrutura formado pela ruptura do escape de fluido, porque a estrutura tubular não atingia a interface água/sedimento. Nesta situação o fluido que tentava escapar ficava turbilhonando e, assim, desagregando os fragmentos do microbialito rompido até transformar tudo em lama carbonática.

- As pesquisas também identificaram ao longo da Formação Nobres, 15 níveis de estromatólitos, todos preservados por silicificação, processo que ocorreu durante a diagênese de soterramento. Além disso, foi identificado indícios de processos de dolomitização dos microbialitos e oxidação da matéria orgânica, provavelmente durante diagênese precoce.

-A descrição dos estromatólitos da Formação Nobres permitiu reconhecer quatro associações de morfotipos (AM-I, II, III e IV), distribuídas em função da composição litofaciológica dos ciclos de raseamento ascendente dos depósitos de planícies de maré da Formação Nobres. Em ciclos prográdantes com maior contribuição de siliciclásticos, ocorrem morfotipos complexos restritos ao paleoambiente de intermaré

(AM-I e II) ou de supramaré/*sabkha* (AM-IV). Por outro lado, em ciclos retrogradacionais com ausência de siliciclásticos, ocorre o morfotipo AM-III com maior número de ocorrências (12), todas observadas na zona de transição entre intermaré e inframaré, no geral definindo o topo destes ciclos de planícies de maré.

- A relação entre as condições paleoambientais e os tipos de associações de morfotipos indica que a distribuição, desenvolvimento e abundância dos estromatólitos ao longo das planícies de maré Nobres foram regidos por fatores sedimentológicos relacionados à variação do nível do mar. Os fatores com maior expressividade incluem: i) Energia do fluxo hidrodinâmico em função da profundidade da coluna da água; ii) Influxo de material siliciclástico na zona costeira; e iii) A natureza do desenvolvimento -- progradação ou retrogradação -- da planície de maré. Desta forma, as variações dos morfotipos apresentam relação direta com a evolução do sistema de planície de maré na Formação Nobres, podendo ser considerados como uma ferramenta complementar para determinação de alterações paleoambientais significativas.

- O fim da sedimentação carbonática da plataforma Araras foi concomitante com o desaparecimento dos estromatólitos, que retornaram ao registro apenas no Cambriano na Formação Sepotuba- Grupo Alto Paraguai. Isso sugere que o declínio dos estromatólitos foi causado pelo influxo maciço de sedimentos siliciclásticos na zona costeira, a qual também exerceu influência direta na evolução arquitetural da plataforma carbonática Araras durante o Ediacarano médio. Estas alterações paleoambientais marcam a substituição da sedimentação carbonática pela siliciclástica nos últimos estágios de sedimentação carbonática registrado no Grupo Araras.

- A evolução dos estromatólitos do Grupo Araras revela uma variação nas formas e participação dos microbialitos na composição litofaciológica da plataforma carbonática. Os estromatólitos são registrados em paleoambientes de águas rasas a profundas nas formações Mirassol D'Oeste e Nobres. Em ambientes de água profunda a moderadamente profunda, não são observados estromatólitos, nas formações Guia e Serra do Quilombo respectivamente. Na Formação Mirassol D'Oeste, os estromatólitos são abundantes e considerados como um dos principais componentes arquiteturais da plataforma carbonática, enquanto na Formação Nobres, apesar da alta frequência e variação de morfotipos dos estromatólitos, a contribuição

na composição litofaciológica da plataforma carbonática é mínima. As variações de formas e abundância dos estromatólitos ao longo do Grupo Araras sugerem mudanças em relação às comunidades microbianas bem como a alteração nas condições de sedimentação do sistema deposicional (variação do nível do mar e influxo de siliciclásticos) do Grupo Araras.

Referências Bibliográficas

- ADER, M.; MACOUIN, M.; TRINDADE, R.I.F.; HADRIEN, M.H. YANG, Z.; SUN, Z.; BESSE, J. 2009. A multilayered ocean in the Ediacaran Yangtze platform? Insights from carbonate and organic matter paired delta $\delta^{13}\text{C}$. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. **73**:A10.
- AITKEN, J.D. 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **37** (4):1163-1178.
- ALLEN, P.A.; HOFFMAN, P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, Vol. **433** (7022):123-127.
- 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*, Vol. **441** (7094):714-718.
- ALMEIDA, F.F.M. 1945. Ocorrência de *Collenia* em dolomito da série Corumbá. Notas Preliminares e Estudos, Divisão Geologia e Mineralogia, DNPM, Vol. **116**:1-11.
- ALMEIDA, F.F.M. 1946. Depósitos mesozóicos do planalto de Maracaju, Estado de Mato Grosso. In: Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geologia. Petrópolis, *Anais*, pp. 211-245.
- ALMEIDA, F. F. M. 1964. Geologia do Centro-Oeste matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia - DNPM*, Vol. **219**:1-53.
- ALMEIDA, F.F.M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia - DNPM*, Vol. **219**:1-96.
- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. (eds.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Ed. Blücher Ltda, p. 265-281.
- ALMEIDA, F.F.M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: 2º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Goiânia, *Atas*, Vol. **2**, pp. 3-14.

- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETE, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeocology*, Vol. **131** (1-2):1-21.
- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **23** (1):18-30.
- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. 1994. A Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, *Boletim de Resumo Expandidos*, Vol. **1**, pp. 229-230.
- 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: *Geological Society*, pp. 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*, Vol. **131** (1-2):1-21.
- ALVARENGA, C.J.S.; FIGUEIREDO, M.F.; BABINSKY, 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 America Earth Science*, Vol. **23** (2):236–241.
- ALVARENGA, C.J.S.; 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. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **16**, pp. 15–28.
- ALTERMANN, W.; KAZMIERCZAC, J.; OREN, A.; WRIGHT, D.T. 2006. Cyanobacterial calcification and its rock-building potential during the 3.5 billion years of Earth history. *Geobiology*, Vol. **4** (3):147-166.
- AMARD, B.; BERTRAND-SARFATI, J. 1997. Microfossils in 2000 Ma old cherty stromatolites of the Franceville Group, Gabon. *Precambrian Res*, Vol. **81** (3):197-221.
- AWRAMIK, S.M. 1971. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance. *Science*, Vol. **174** (4011):825-827.
- AWRAMIK, S.M. 1991. Archaeal and Proterozoic stromatolites. In: RIDING, R. (ed.). *Calcareous Algae and Stromatolites*. Berlin: *Springer-Verlag*, pp. 289-304.
- AWRAMIK, S.M. 2006. Respect for stromatolites. *Nature*, Vol. **441** (7094):700-701.
- AWRAMIK, S.M.; MARGULIS, L. 1974. Definition of stromatolite. *Stromatolite Newsletter*, Vol. **2**:5.

- BABINSKI, M.; KAUFMAN, A.J. 2003. First direct dating of a neoproterozoic post-glacial cap carbonate. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology. Short Papers*, Vol. **4**, pp. 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. *In: V South American Symposium on Isotope Geology. Abstracts*, pp. 303-306.
- BABINSKI, M.; TRINDADE, R.I.F.; ALVARENGA, J.C.; BOGGIANI, P.C.; LIU, D.; SANTOS, R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. *In: Snowball Earth 2006. Ascona, Proceedings*, Vol. **1**:19-20.
- BABINSKI, M.; BOGGIANI, P.C.; FANNING, C.M.; FAIRCHILD, T.R.; SIMON, C.M.; SIAL, A.N. 2008. U–Pb SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, southern Paraguay belt, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology. Argentina, Abstracts*, Vol. **6**.
- BABINSKI, M.; BOGGIANI, P.C.; TRINDADE, R.I.F.; FANNING, C.M. 2013. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Res.*, Vol. **23** (3):988-997.
- BANDEIRA, J.; MCGEE, B.; NOGUEIRA, A.C.R.; COLLINS, A.S.; TRINDADE, R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene Ocean: The Upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Res.*, Vol. **21** (2-3):323-340.
- BANNER, J.L.; HANSON, G.N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water–rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. **54** (11):3123–3137
- BARROS, A.M. & SIMÕES, M.A. 1980. Levantamento geológico nas porções meio-leste da Folha SD.21-Z-Ae extremo noroeste da Folha SD.21-Z-C, abrangendo áreas dos Municípios de Raizama, Rosário Oeste, Nobres e Diamantino; operação 511/80. Goiânia, *Projeto RADAMBRASIL*. 31 pp. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 387-G).
- BARTLEY, J.K.; KNOLL, A.H.; GROTZINGER, J.P.; SERGEEV, V.N. 2000. Lithification and fabric genesis in precipitated stromatolites and associated peritidal carbonates, Mesoproterozoic Billyakh Group, Siberia. *In: Grotzinger, J.P.; James, N.P. (eds). Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World. 2000. Society for Sedimentary Geology - Special Publication*, Vol. **67**: 59-73.
- BELOVA, M.Y.; AKHMEDOV, A.M. 2006. *Petsamomyces*, a new genus of organic-walled microfossils from the coal-bearing deposits of the Early Proterozoic, Kola Peninsula. *Paleontological Journal*, Vol. **40** (5):465–475.

- BERNER, R.A. 1970. Sedimentary pyrite formation. *America Journal Science*, Vol. **268**:1-23.
- BERNER, R.A. 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, Vol. **48**:605-615.
- BERTRAND-SARFATI, J. 1976. An attempt to classify Late Precambrian stromatolite microstructure. In: WALTER, M.R. (ed.). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, pp. 251-259.
- BEURLIN, K.; SOMMER, F.W. 1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia – DNPM*, Vol. **168**:35 pp.
- BLACK, M. 1933. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Philos. T. R. Soc. Lon. B.*, Vol. **222**:165-992.
- BONHOMME, M.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F.; THOMAS FILHO, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, Vol. **18** (1):103-118.
- BOGGIANI, P.C. 1997. Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 183 pp.
- BOGGIANI, P.C. 2010. Sedimentação autigênica neoproterozóica e mineralizações associadas – um registro não uniformitarista. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Livre Docência, 137 pp.
- BOGGIANI, P.C.; FAIRCHILD, T.R.; COIMBRA, A.M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região central da Serra da Bodoquena (Faixa Paraguai), Mato Grosso do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **23**(3):301-305.
- BOGGIANI, P.C.; FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; BABINSKI, M.; TRINDADE, R.I.F.; ACENOLAZA, G.; TOSELLI, A.J., PARADA, M.A. 2003. The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger Glaciation. In: IV South American Symposium on Isotope Geology. Argentina, *Abstracts*, Vol. **1**, pp. 324-327.
- BOGGIANI, P.C.; ALVARENGA, C.J.S. 2004. Faixa Paraguai. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: *Editora Beca*, Vol. **1**, p. 113-118.
- BOGGIANI, P.C.; PIACENTINI, T.; FAIRCHILD, T.R.; YAMAMOTO, J.K.; CAMPANHA, G.A.C. 2006. Banded Iron Formation (BIF) associated with glacial sediments of the Puga Formation (Marinoan) in the Serra da Bodoquena (Mato Grosso do Sul, Brazil). In: V South American Symposium on Isotope Geology. Punta del Leste, *Short Papers*, Vol. **1**, p. 227-229.

- BOGGIANI, P.C.; GAUCHER, C.; SIAL, A.N.; BABINSKI, M.; SIMON, C.M.; RICCOMINI, C.; FERREIRA, V.P.; FAIRCHILD, T.R. 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research*, Vol. **182** (4):382-401.
- BOSAK, T. 2004. Laboratory models of microbial biosignatures in carbonate rocks. California Institute of Technology, Doctoral Thesis, 134 pp.
- BOSAK, T.; BUSH, J.M.; FLYN, J.W.; LIANG, B.; ONO, A.; PETROFF, A.P.; SIM, M.S. 2009. Formation and stability of oxygen-rich bubbles that shape photosynthetic mats. *Geobiology*, Vol. **8** (1):45-55.
- BOSAK, T.; MARIOTTI, G.; MACDONALD, F.A.; PERRON, J.T.; PRUSS, S.B. 2013a. Microbial sedimentology of stromatolites in Neoproterozoic cap carbonates. *In: Ecosystem Paleobiology and Geobiology. Paleontological Society*. Vol. **19**, pp. 51-77.
- BOSAK, T.; KNOLL, A.H.; PETROFF, A.P. 2013b. The meaning of stromatolites. *Annu Rev Earth Pl Sc*, Vol. **41**:21-44.
- BOTTJER, D.; HAGADORN, J.W. 2007. Mat growth features. *In: SCHIEBER, J.; BOSE, P.; ERICKSSON, P.; BANERJEE, S.; SARKAR, S.; ALTERMANN, W.; CATUNEANU, O. (eds.). Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record. Amsterdam: Elsevier*, pp. 53-71.
- BRELAZ, L.C. 2012. Paleoambiente dos calcários e folhelhos betuminosos da Formação Guia, Neoproterozóico, sudoeste do Estado do Mato Grosso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 64 pp.
- BURNE, R.V.; MOORE, L.S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios*, Vol. **2** (3):241-254.
- BUTTERFIELD, N.J. 2004. A vaucheriacean alga from the middle Neoproterozoic of Spitsbergen: implications for the evolution of Proterozoic eukaryotes and the Cambrian explosion. *Paleobiology*, Vol. **30** (2):231-252.
- CAI, Y.; HUA, H.; ZHANG, X. 2013. Tube construction and life mode of the late Ediacaran tubular fossil *Gaojiashania cyclus* from the Gaojiashan Lagerstätte. *Precambrian Research*, Vol. **224**:255-267.
- UHLEIN, A.; BAPTISTA, M.C.; SEER, H.J.; CAXITO, F.D.A.; UHLEIN, G.J.; DARDENNE, M.A. 2013. A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): Sistema Depositional de Leque Submarino em Bacia de Ante-País. *Revista Geonomos*, Vol. **19**(2):163-172.
- CALÇA, C.P. 2008. Microbiota fóssil em sílex da Formação Assistência (Subgrupo Irati, Permiano, Bacia do Paraná) no estado de São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 93 pp.

- CALEFFO, F. 2014. Análise tafonômica e paleoecológica de estruturas associadas a comunidades microbianas holocênicas e permianas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Dissertação de Mestrado, 207 pp.
- CASTELNEAU, F. 1850. Expedition dans les parties centrales del' Amérique du Sud. Histoire du Voyage Tomo II. Paris: *Librairie Editeur*, 485 pp.
- CHACON, E. 2010. Microbial mats as a source of biosignatures. *In* : Microbial Mats - Cellular Origin, Life in Extreme Habitats and Astrobiology. Amesterdam: Springer, Vol. **14**, pp 149-181.
- CHEN, J.; OLIVERI, P.; LI, C.; ZHOU, G.; GAO, F.; HAGADORN, J.W.; PETERSON, K.J.; DAVIDSON, E.H. 2000. Precambrian animal diversity: Putative phosphatized embryos from the Doushantuo Formation of China. *P. Natl. Acad. Sci. USA*, Vol. **97** (9):4457-4462.
- CHEN, J.; OLIVERI, P.; LI, C.; GAO, F.; DORNBOS, S.Q.; LI, C.; BOOTJER, D.J.; DAVIDSON, E.H. 2002. Precambrian animal life: Probable developmental and adult cnidarian forms from Southwest China. *Dev. Biol.*, Vol. **248** (1):182-196.
- CLOUD, P. 1968. Pre-metazoan evolution and the origins of Metazoa. *In*: DRAKE, E.T. 1968. Evolution and environment. New Haven: *Yale University Press*, pp. 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. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **85** (12):1869-1882.
- COHN, F. 1864. Uber die Entstehung des Travertin in den Wasserfällen von Tivoli. *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Paläontol*:580-610.
- CONDON, D.J.; PRAVE, A.R.; BENN, D.I. 2002. Neoproterozoic glacial-rainout intervals: Observations and Implications. *Geology*, Vol. **30** (1):35-38
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; FILHO, A.T. 1978. Applicability of the rubidium-strontium methods to shales and related rocks. *In*: COHEE, B.V. ET AL. (eds). Contributions to the geologic time scale. Tulsa: *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Vol. **6**,pp. 93-117.
- CORDANI, U.G.; FILHO, A.T.; BRITO-NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. 1985. On the aplicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geol.*, Vol.**471** (1-2):253-280.
- CORDANI, U.G.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; BRITTO-NEVES, B.B.; TRINDADE, R.I.F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South America cratonic fragments. *Terra Nova*, Vol. **15** (5): 350-359.
- CORDANI, U.G.; PIMENTEL, M.M.; DE ARAÚJO, C.E.G.; BASEI, M.A.S.; FUCK, R.A.; GIRARDI, V.A.V. 2013. Was there an Ediacaran Clymene ocean in central South America?. *American Journal of Science*, Vol. **313**(6):517-539.

- 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*, Vol. **20** (4):348-362.
- CORSETTI, F.A.; OLCOTT, A.N.; BAKERMANS, C. 2006. The biotic response to Neoproterozoic Snowball Earth. *Palaeogeogr Palaeocl.*, Vol. **232** (2):14-130.
- CORRÊA, J.A.; COUTO, E.A. 1972. Projeto aluviões diamantífero de Mato Grosso. Relatório Final, *Goiânia: DNPM/CPRM*, pp. 13-14.
- DAHANAYAKE, D. 1977. Classification of oncoids from Upper Jurassic. *Sediment. Geol.*, Vol. **18** (4):337-353.
- DESJARDINS, P.R.; MÁNGANO, M.G.; BUATOIS, L.A.; PRATT, B.R. 2010. *Skolithos* pipe rock and associated ichnofabrics from the southern Rocky Mountains, Canada: colonization trends and environmental controls in an Early Cambrian sandsheet complex. *Lethaia*, Vol. **43**(4):507-528.
- DOEMEL, W.N.; BROCK, T.D. 1974. Bacterial stromatolites: origin of laminations. *Science*, Vol. **184** (4141):1083-1085.
- DUPRAZ, C.; PATTISIMA, R.; VERRECCHIA, E.P. 2006. Translation of energy into morphology: Simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model. *Sediment. Geol.*, Vol. **185** (3):185-203.
- DUPRAZ, C.; REID, R.P.; BRAISSANT, O.; DECHO, A.W.; NORMAN, S.; VISSCHER, P.T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Sci Rev*, Vol. **96** (3):141-162.
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (ed.). Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 108-112.
- ELIE, M.; NOGUEIRA, A.C.R.; NEDELEC, A.; TRINDADE, R.I.F.; KENIG, F. 2007. A red algal Bloom in the aftermath of the Marinoan Snowball Earth. *Terra Nova*, Vol. **19** (5):303-308.
- EVANS, J.W. 1894. The Geology of Mato Grosso (particularly the region drained by the upper Paraguay). *Quart. J. Geol. Soc. London*, Vol. **50** (1-4):85-10.
- FAIRCHILD, T.R.; SANCHEZ, E.A.M. 2015. Microbialitos no Brasil: panorâmica de ocorrências e guia de caracterização morfológica. In: FAIRCHILD, T.R.; ROHN, R.; DIAS-BRITO, D. Atlas de Microbialitos do Brasil. Inédito.
- FEDONKIN, M.A. 2003. The origin of the Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record. *Paleontol. Res.*, Vol. **7** (1):9-41.
- FENCHEL, T. 1998. Formation of laminated cyanobacterial mats in the absence of benthic fauna. *Aquatic Microbial Ecology*, Vol. **14** (3):235-240.

- FERRIS, F.G.; FYFE, W.S.; BEVERIDGE, T.J. 1987. Bacteria as nucleation sites for authigenic minerals in a metal-contaminated lake sediment. *Chemical Geology*, Vol. **63**:225-232.
- FIGUEIREDO, A.J.A.; OLIVATTI, O. 1974. Projeto Alto Guaporé. Goiânia. *Convênio Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*, Relatório Final, Vol. **4**, pp. 35.
- FIGUEIREDO, M.F. 2010. Químioestratigrafia Isotópica (C,O, S e Sr), Geocronologia (Pb-Pb e K-Ar) e proveniência (Sm-Nd) das rochas da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 198 pp.
- FIGUEIREDO, M.F.; BABINSKI, M.; ALVARENGA, C.J.D.S.; PINHO, F.E.C. 2008. Uma nova unidade litoestratigráfica registra glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia USP. Série Científica*, Vol. **8**(2):65-75.
- FLÜGEL, E. 2010. Microfacies of Carbonate Rocks. Berlin: *Springer-Verlag*, 984p.
- FOLK, R.L. 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: PRAY, L.C.; MURRAY, R.C. (eds.). Dolomitization and Limestone Diagenesis: A Symposium. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication*, Vol. **13**:14-48.
- FOLK, R.L.; PITTMAN, J.S. 1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporates. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **41** (4):1045-1048.
- FONT, E.; NÉDELEC, A.; TRINDADE, R.I.F.; MACOUIN, M.; CHARRIERE, A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol D'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth Planet Sc Let.*, Vol. **250** (1):89-103.
- FONT, E.; NÉDELEC, A.; TRINDADE, R.I.F.; MOREAU, C. 2010. Fast or slow melting of the Marinoan snowball Earth? The cap dolostone record. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeocology*, Vol. **295** (1):215-225.
- FRASIER, M.L.; CORSETTI, F.A. 2003. Neoproterozoic carbonate shrubs. Interplay of microbial activity and unusual environmental conditions. *Palaios*, Vol. **18** (4-5):378-387.
- FREITAS, B.T. 2010. Tectônica e sedimentação do Grupo Jacadigo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 144 pp.
- FREITAS, B.T.; WARREN, L.V.; BOGGIANI, P.C.; ALMEIDA, R.P.; PIACENTINI, T. 2011. Tectono-sedimentary evolution of the Neoproterozoic BIF-bearing Jacadigo Group, SW Brazil. *Sedimentary Geology*, Vol. **238** (1):48-70.
- 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*, Vol. **120** (3):241-278.

- GEHLER, A.; REICH, M. 2008. Ernest Louis Kalkowsky (1851-1938) and the term “stromatolite”. In: REITER, J.; QUERIC, J.; REICH, N.V. (eds). *Geobiology of Stromatolites International Kalkowsky-Symposium. Berlin, Abstract and Field Guide to Excursions*, Vol. **1**, pp. 9-17.
- GEHLING, J.G. 1999. Microbial mats in terminal Proterozoic siliciclastics: Ediacaran death masks. *Palaios*, Vol. **14** (1):40-57.
- GOLUBIC, S. 1976. Organisms that build stromatolites. In: WALTER, M.R. (ed). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, pp. 113-126.
- GRANT, S.W. 1989. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. *American J. Sci.*, Vol. **290**:261-294.
- GREY, K. 1999. A modified palynological preparation technique for the extraction of large Neoproterozoic acanthomorph acritarchs and other acid-soluble microfossils. *Geological Survey of Western Australia Record - Department of Minerals and Energy*:23pp.
- GREY, K. 2005. Ediacaran palynology of Australia. *Association of Australasian Palaeontologists*, Vol. **31**:439.
- GREY, K.; AWRAMIK, S.M.; BERTRAND-SARFATI, J.; HOFMANN, H.J.; PRATT, B.R.; WALTER, M.R.; SHIXING, Z. and others. Fourth draft of the Handbook for the study of stromatolites and related structures. Unpublished monography. 125 pp.
- GROTZINGER, J.P. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. In: Crevello, P.D.; Wilson, J.L.; Sarg, J.F.; Read, J.F. (eds). *Controls on Carbonate Platform and Basin Development. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, Vol. **44**:79–106.
- GROTZINGER, J.P. 1990. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. *Am J Sci*, Vol. **290**:80-103.
- GROTZINGER, J.P.; KNOLL, A.H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks?. *Annu Rev Earth Pl Sc*, Vol. **27** (1):313–358.
- GROTZINGER, J.P.; WATTERS, W.A.; KNOLL, A.H. 2000. Calcified metazoans in thrombolite-stromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia. *Journal Information*, Vol. **26**(3):334-359.
- GROTZINGER, J.P.; Arvidson, R.E.; Bell, J.F.; Calvin, W.; Clark, B.C.; Fike, D.A. and other 14 authors. 2005. Stratigraphy and sedimentology of a dry to wet eolian depositional system, Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **240**(1):11-72.

- GROTZINGER, J.P.; KNOLL, A.H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? *Annu Rev Earth Pl Sc*, Vol. **27** (1):313–358.
- GUIMARÃES, G.; ALMEIRA, L.F.G. 1972. Projeto Cuiabá. Relatório final. Cuiabá, DNPM. (Relatório do arquivo técnico da DGM).
- HAGADORN, J.W.; BOTTJER, D.J. 1999. Restriction of a late Neoproterozoic biotipe: suspect-microbial structures and trace fossils at the Vendian-Cambrian transition. *Palaios*, Vol. **14** (1):73-85.
- HAHN,G.; HAHN,R.; PFLUG,H.D.; LEONARDOS,O.H.; WALDE,D.H.G. 1982. Körperlich erhaltene scyphozoen - reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*, Vol. **16**:1-18. Traduzido para o português.
- HAHN, G.; PFLUG, H.D. 1985. Die Cloudinidae n. fam., Kalk-Röhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium. *Senckenbergiana Lethaea*, Vol. **65**:413-431 (versão traduzida para o Português).
- HALVERSON, G.P.; WADE, B.P.; HURTGEN, M.T.; BAROVICHA, K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, Vol. **182** (4): 331-350.
- HEGENBERGER, W. 1987. Gas escape structures in Precambrian peritidal carbonate rocks. Communications of the Geological Survey of South West Africa/Namibia, Vol. **3**:49-55.
- HENNIES, W.T. 1966. Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso. Instituto Politécnico, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 65 pp.
- HIDALGO, R.L.L. 2007. Vida após as glaciações globais neoproterozóicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos Crátons do São Francisco e Amazônico. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 156 pp.
- HOFFMAN, P.F. 2011. Strange bedfellows: glacial diamictite and cap carbonate from the Marinoan (635 Ma) glaciation in Namibia. *Sedimentology*, Vol. **58** (1):57-119.
- HOFFMAN, P.F.; SCHRAG, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, Vol. **14** (3):129-155.
- HOFFMAN, P.; HALVERSON, G.P. 2008. Otavi Group of the Western Northern Platform, the Eastern Kaoko Zone and the Western Northern Margin Zone. *The Geology of Namibia*, pp.69-136.
- HOFFMAN, P.F.; POPE, A.; MACKINNON, K. 2009. Tubestone stromatolites as geoplumb indicators, with application to Marinoan (635 Ma) glacioeustasy on the foreslope of the Otavi Carbonate Platform, Namibia. *In:2009 Portland GSA Annual Meeting. Oregon, Geological Society of America Abstracts with Programs*, Vol. **41**, n. 7, p. 687.
- HOFFMAN, P.F.; LI, Z.X. 2009. A paleogeographic context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, Vol. **277** (3-4):158-172.

- HOFFMAN, P.F.; MacDONALD, F.A. 2010. Sheet-crack cements and early regression in Marinoan (635Ma) cap dolostones: Regional benchmarks of vanishing ice-sheets?. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **300** (3):374-384.
- 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*, Vol. **8** (5):1-9.
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. 1998b. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, Vol. **281** (5381):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. *In: Portland GSA Annual Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs*, Vol. **41** (7):687.
- HOFMANN, H.J. 1969. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley Groups. *Geological Survey of Canada*, paper 68-69:1-77.
- HOFMANN, H.J. 1975. Stratiform Precambrian stromatolites, Belcher Islands, Canada: relations between silicified microfossils and microstructure. *American Journal of Science*, Vol. **275**(10):1121-1132.
- HOFMANN, H.J. 1976. Stromatolites. *In: WALTER, M.R. (ed). Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, pp. 193-249.
- HOFMANN, A.; HARRIS, C. 2008. Silica alteration zones in the Barberton greenstone belt: a window into subseafloor processes 3.5-3.3 Ga ago. *Chemical Geology*, Vol. **257** (3):224-242.
- HOFMANN, H.J.; PEARSON, D.A.B.; WILSON, B.H. 1980. Stromatolites and fenestral fabric in early Proterozoic Huronian Supergroup, Ontario. *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. **17** (10):1351-1357.
- HOFMANN, H.J.; GREY, K.; HICKMAN, A.H.; THORPE, R.I. 1999. Origin of 3.45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **111** (8):1256-1262.
- HORODYSKI, R.J. 1977. *Lyngbya* mats at Laguna Mormona, Baja California, México: comparison with Proterozoic Stromatolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. **47** (3):1305-1320.
- HORODYSKI, R.J.; VONDER HAAR; STEPHEN, P. 1975. Recent Calcareous Stromatolites from Laguna Mormona (Baja California) Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. **45** (3):894-906.
- HU, G.; DAM-JOHANSEN, K.; WEDEL, S.; HANSEN, J.P. 2006. Decomposition and oxidation of pyrite. *Progress in Energy and Combustion Science*, Vol. **32**:295-314.
- HYDE, W.T.; CROWLEY, T.J.; BAUM, S.K.; PELTIER, W.R. 2000. Neoproterozoic ‘snowball Earth’ simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, Vol. **405** (6785):425-429.

- IRWIN, H.; CURTIS, C.; COLEMAN, M. 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, Vol. **269** (5625):209–213.
- JACOBSEN, S.B.; KAUFMAN, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, Vol. **161** (1):37-57.
- JIANG, G.; KENNEDY, M. J.; CHRISTIE-BLICK, N. 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature*, Vol. **426**(6968):822-826.
- KALKOWSKY, E. 1908. Oolith und stromatolith im Norddeutschen Buntsandstein. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, vol. 60:68-125. (versão traduzida para o Inglês).
- KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, Vol. **73** (1):27-49.
- KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H.; NARBONE, G. 1997. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. *P. Natl. Acad. Sci. USA*, Vol. **94** (13):6600-6605.
- KAUFMAN, A.J.; HAYES, J.M.; KNOLL, A.H.; GERMS, G.J.B. 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, Vol. **49** (3):301-327.
- KAUTH, L.P. 1994. Petrogenesis of chert. In: HEANEY, P.J.P.; PREWITT, C.T.; GIBBS, G.V. (eds). *Silica: Physical behavior, geochemistry and materials applications*. Reviews in Mineralogy. EUA: *Rutgers University Press*, Vol. **29**, p. 233-258.
- KNAUTH, L.P.; KENNEDY, M.J. 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, Vol. **460**:728-732.
- KENDALL, C.G.S.C.; WARREN, J. 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, Vol. **34** (6):1007-1027.
- KENNARD, J.M.; JAMES, N.P. 1986. Thrombolites and stromatolites; two distinct types of microbial structures. *Palaios*, Vol. **1** (5):492-503.
- 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*, Vol. **29** (5):443-446.
- KERBER, B.B. 2015. Paleobiologia de *Cloudina luciano* Zaine & Fairchild, 1985 (Ediacarano, Grupo Corumbá): implicações tafonômicas, taxonômicas e paleoecológicas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 140 pp.
- KERBER, B.B.; ROSA, A.L.Z.D.; GABAS, S.G.; LEME, J.D.M.; PACHECO, M.L.A.F. 2013. O registro fóssilífero de metazoários ediacaranos na América do

- Sul e suas implicações nos estudos sobre origem e complexificação da vida animal. *Geologia USP. Série Científica*, Vol. **13**(3):51-64.
- KIRSCHVINK, J.L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the Snowball Earth. In: SCHOPF, J. W.; KLEINL, C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere*. New York: *Cambridge University Press*, pp. 51-52.
- KNOLL, A.H. 1985. Exceptional preservation of photosynthetic organisms in silicified carbonates and silicified peats. *Philos T R Soc B*, Vol. **311** (1148):111-122.
- KNOLL, A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic Time. *Precambrian Research*, Vol. 100 (1-3):3-20.
- KNOLL, A.H.; SERGEV, V.N. 1995. Taphonomic and evolutionary changes across Mesoproterozoic/Neoproterozoic transition. *Neues Jahrb. Geol. P.-A.*, Vol. **195** (1-3):289-302.
- KOBLUK, D.R. 1988. Cryptic faunas in reefs: ecology and geologic importance. *Palaios*, Vol. **3** (4):379-390.
- KRUMBEIN, W.E. 1983. Stromatolite - the challenge of a term in space and time. *Developments in Precambrian Research*, Vol. **20** (7):493-531.
- KRYLOV, I.N. 1976. Approaches to the classification of stromatolites. In: WALTER, M.R. (ed.). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, p. 31-43.
- KUMP, L.R.; ARTHUR, M.A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, Vol. **161** (1):181-198.
- LAMB, M.P.; FISCHER, W.W.; RAUB, T.D.; PERRON, J.T.; MYROW, P.M. 2012. Origin of giant wave ripples in snowball Earth cap carbonate. *Geology*, Vol. **40**(9):827-830.
- LEME, J.M.; VAN ITEN, H.; PACHECO, M.L.A.F.; FAIRCHILD, T.R.; RODRIGUES, F.; GALANTE, D.; BOGGIANI, P.C.; SIMÕES, M.G. An advanced colonial (Cnidaria) from the Ediacaran of Brazil and its evolutionary implications. *No prelo*.
- LI, C.; LOVE, G.D.; LYONS, T.W.; FIKE, D.A.; SESSIONS, A.L.; CHU, X. 2010. A stratified redox model for the Ediacaran Ocean. *Science*, Vol. **328** (5974):80-83.
- LOGAN, B.W. 1961. Cryptozoan and associated stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. *Journal of Geology*, Vol. **69**:517-533.
- LOGAN, B.W.; REZAK R.; GINSBURG R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, Vol. **72** (1):68-83.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; LEMOS, D.B.; ARGOLO, J.L.; SOUZA, N.B.; ABREU FILHO, W. 1978. Projeto Província Serrana. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. V.1. 136 p.

- MacDONALD, F.A.; SCHMITZ, M.D.; CROWLEY, J.L.; ROOTS, C.F.; JONES, D.S.; MALOOF, A.C.; STRAUSS, J.V.; COHEN, P.A.; JOHNSTON, D.T.; SCHRAG, D.P. 2010. Calibrating the Cryogenian. *Science*, Vol. **327** (5970):1241-1243.
- MACIEL, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, Vol. **8** (1):9-31.
- MALIVA, R.G.; KNOLL, A.H.; SIMONSON, B.M. 2005. Secular change in the Precambrian silica cycle: insights from chert petrology. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. **117** (7-8):835-845.
- MARGULIS, L.; TO, L.T.; CHASE, D. 1981. Microtubules, Undulipodia and Pillotina spirochetes. *Ann NY Acad Sci*, Vol. **361** (1):356–368.
- MAZZULLO, S.J. 2000. Organogenic dolomitization in Peritidal to Deep-Sea Sediments: perspectives. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **70** (1):10-23.
- MCGEE, B.; COLINS, A.S.; TRINDADE, R.I.F. 2012. G'day Gondwana – the final accretion of a supercontinent: U-Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Res*, Vol. **21** (2):316-322.
- MCGEE, B.; COLLINS S.A.; TRINDADE R.I.F. 2013. A glacially incised canyon in Brazil: futher evidence of Mid-Ediacaran Glaciation?. *Journal of Geology*, Vol. **121** (3):275-287.
- MCGEE, B.; COLLINS S.A.; TRINDADE R.I.F.; JOURDAN, F. 2014. Investigating mid-Ediacaran glaciations and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance front h Paraguay Belt, Brazil. *Sedimentology*, Vol. **62** (1):130-154.
- MELEZHIK, V.A.; FALLICK, A.E.; MEDVEDEV, P.V.; MAKARIKHIN, V.V.1999. Extreme $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ enrichment in 2.0 Ga magneite-stromatolite-dolomite-red beds association in a global context: a case for word-wide signal enhance by a local environment. *Earth-Sci Ver*, Vol. **48** (2):71-120.
- MEISTER, P.; MCKENZIE, J.A.; VASCONCELOS, C.; BERNASCONI, S.; FRANK, M.; GUTJAHR, M.; SCHRAG, D. P. 2007. Dolomite formation in the dynamic deep biosphere: results from the Peru Margin. *Sedimentology*, Vol. **54**(5):1007-1032.
- MILHOMEM-NETO, J.M.; NOGUEIRA, A.C.R.; MACAMBIRA, M.J.B. 2013. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguaí Norte, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **43**:385-400.
- MILLIKEN, K.L. 1979. The silicified evaporite syndrome, two aspects os silicification history of former evaporate nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. **49** (1):245-256.
- MOCZYDLOWSKA, M. 2008. New records of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Research*, Vol. **167** (1):71-92.

- MONTY, C.L.V. 1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. *In*: WALTER, M.R. (ed). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, p. 193-249.
- MORAIS, L. 2013. Paleobiologia da Formação Bocaina (Grupo Corumbá), Ediacarano, Mato Grosso do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 112 pp.
- MORAIS, L.; PACHECO, M.L.A.F.; SANCHEZ, E.A.M.; FONTANETA, G.T.; FAIRCHILD, T.R.; BOGGIANI, P.C.; LEME, J.M. 2012. Phosphate and evolutionary innovation: an example involving vase-shaped microfossils in Ediacaran rocks of Brazil. *In*: FERMOR/2012 – The Neoproterozoic Era: Evolution, Glaciation, Oxygenation. Londres, *Abstracts*, 125 pp.
- MOZLEY, P.S.; BURNS, S.J. 1993. Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: an overview. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **63**(5):1007-1008.
- NARBONNE, G.M.; JAMES, N.P.; RAINBIRD, R.H.; MORIN, J. 2000. Early Neoproterozoic (Tonian) Patch Reef Complex, Victoria Island, Arctic Canada. *In*: GROTZINGER, J.P.; JAMES, N.P. (eds). Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World. *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, Vol. **67**:163-177.
- NARBONNE, G.M. 2004. Modular construction of early Ediacaran complex life forms. *Science*, Vol. **305** (5687):1141–1144.
- NARBONNE, G.M. 2010. Ocean Chemistry and Early Animals. *Science*, Vol. **328** (5974):53-54.
- NARBONNE, G.M.; KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Wiereme Supergroup, northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and early evolution of animals. *Geological Society America Bulletin*, Vol. **106**:1281-1292.
- NARBONNE, G.M.; GEHLING, J.G. 2003. Life after snowball: the oldest complex Ediacaran fossils. *Geology*, Vol. **31** (1): 27–30.
- NÉDÉLEC, A.; AFFATON, P.; FRANCE-LANORD, C.; CHARRIÈRE, A.; ALVARO, J. 2007. Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): a record of microbial activity in a peritidal environment. *Comptes Rendus Geoscience*, Vol. **339**(3):223-239.
- NOGUEIRA, A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 173 pp.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap

- carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, Vol. **31** (7):613-616.
- NOGUEIRA, A. C. R.; RICCOMINI, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol.**36**: 576-587.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; TRINDADE, R.I.F.; FAIRCHILD, T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, Vol. **237** (1):168-190.
- NOFFKE, N. 2010. Geobiology: microbial mats in sandy deposits from the Archean era to today. Berlin: *Springer-Verlag*, 194 pp.
- NOFFKE, N.; GERDES, G.; KLENKE, T.; KRUMBEIN, W.E. 2001. Microbially induced sedimentary structures- a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **71**:649-656.
- OLIVEIRA, R.S. 2010. Depósitos de rampa carbonática ediacarana do Grupo Corumbá, Região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 104 pp.
- PACHECO, M.L.A.F.; Galante, D.; Rodrigues, F.; Leme, J.M.; Pidassa, B.; Hagadorn, W.; Stockmar, M.; Herzen, J.; Rudnitzki, I.D.; Pfeiffer, F.; Marques, A.C. 2015. Insights into the Skeletonization, lifestyle, and affinity of the unusual Ediacaran fossil *Corumbella*. *Plos One*, Vol. **10**:e0114219.
- PERRY, R.S.; McLOUGHLIN, N.; LYNNE, B.Y.; SEPHTON, M.A.; OLIVER, J.D.; PERRY, C.C.; CAMPBELL, C.; ENGEL, M.H.; FARMER, J.D.; BRASIER, M.D.; STALEY, J. T. 2007. Defining biominerals and organominerals: direct and indirect indicators of life. *Sedimentary Geology*, Vol. **201**(1):157-179.
- PIACENTINI, T.; BOGGIANI, P. C.; YAMAMOTO, J. K.; FREITAS, B. T.; DA CRUZ CAMPANHA, G.A. 2007. Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Marinoano) na Serra da Bodoquena, MS. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **37**(3):530-541.
- PIACENTINI, T.; VASCONCELOS, P.M.; FARLEY, K.A. 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the age and thermal history of the Urucum Neoproterozoic banded iron-formation, Brazil. *Precambrian Research*, Vol. **228**:48-62.
- PINHO, F.E.C.; CHEMALE Jr., F. 2009. Relação Cráton Amazônico x Faixa Paraguai – vestígios de uma margem ativa durante o Neoproterozóico. *In: XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico*. Cuiabá, *Resumos*, p. 59.
- PLAYFORD, P.E.; COCKBAIN, A.E. 1976. Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. *In: WALTER, M.R. (ed.). Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, p. 389-411.

- POPE, M.C.; GROTZINGER, J.P.; SCHREIBER, B.C. 2000. Evaporitic subtidal stromatolites produced by in situ precipitation: textures, facies associations, and temporal significance. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **70**(5):1139-1151.
- PORTER, S.M.; KNOLL, A.H. 2000. Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon. *J. Information*, Vol. **26**(3):360-385.
- PORTER, S.M.; MEISTERFELD, R.; KNOLL, A.H. 2003. Vase-shaped microfossils from the Neoproterozoic Chuar Group, Grand Canyon: a classification guided by modern testate amoebae. *Journal Information*, Vol. **77**(3):409-429.
- PREISS, W.V. 1976. Basic Field and Laboratory Methods for the Study of Stromatolites. In: WALTER, M.R. (ed.). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: Elsevier, Vol. **20**, p. 5-13.
- PRUSS, S.B.; BOSAK, T.; MACDONALD, F.A.; MCLANE, M.; HOFFMAN, P.F. 2010. Microbial facies in a Sturtian cap carbonate, the Rasthof Formation, Otavi Group, northern Namibia. *Precambrian Research*, Vol. **181** (1):187-198.
- QUADROS, L.D.; MELO, J.H.G. 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos do Pré-Mesozóico. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Vol. **1**(2):205-221.
- REID, R.P.; VISSCHER, P.T.; DECHO, A.W.; STOLZ, J.F.; BEBOUT, B.M.; DUPRAZ, C.; Macintyre, I.H.; Paerl, H.W.; Pinckney, J.L; Prufert-Bebout, L.; Stepe, T.F.; DESMARAIS, D.J. 2000. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature*, Vol. **406** (6799):989-992.
- RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C.; SIAL, A.N. 2007. Carbon and oxygen isotope geochemistry of Ediacaran outer platform carbonates, Paraguay Belt, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Vol. **79**(3):519-527.
- RIDING, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, Vol. **47**:179-214.
- RIDING, R. 2006. Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic-Cambrian changes in atmospheric composition. *Geobiology*, Vol. **4**:299-316.
- RIDING, R. 2011. Microbial, stromatolites and thrombolites. In: REITNER, J.; THIEL, V. (eds.). *Encyclopedia of Geobiology*. Berlin: *Springer*, pp. 635-654.
- ROMERO, G.R. 2010. Estromatólitos e estruturas associadas na Capa Carbonática da Formação Mirassol D'Oeste, Grupo Araras, Faixa Paraguai (Neoproterozoico, MT). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 104 pp.
- 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. *In: XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico*. Cuiabá, *Resumos*, p. 73.

- ROMERO, G.R.; FAIRCHILD, T.R.; PETRI, S.; NOGUEIRA, A.C.R. 2011. Enigmáticas estruturas tubulares associadas a microbialitos da Formação Mirassol D'Oeste (Grupo Araras, Neoproterozoico. *In: CARVALHO, I.S.; SRIVASTAVA, N.K.; LANA, C.C. (eds.). Paleontologia: Cenários da Vida*. Rio de Janeiro: *Editora Interciência*, Vol. 3, p. 27-39.
- ROMERO, G.R.; MORAIS, L.; SANCHEZ, E.A.S.; FAIRCHILD, T.R.; BOGGIANI, P.C.R.; NOGUEIRA, A.C.R. 2012a. Same structures, different origins? Tubestones in stromatolitic mounds from the Ediacaran of Brazil. *In: FERMOR/2012 – The Neoproterozoic Era: Evolution, Glaciation, Oxygenation*. Londres, *Abstracts*, 125 pp.
- ROMERO, J.A.S.; LAFON, J.M.; NOGUEIRA, A.C.R.; SOARES, J.L. 2012b. Sr isotope geochemistry and PB-PB Geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *International Geology Review*, Vol. 55 (2):185-203.
- RUDNITZKI, I.D. 2015. Paleoambiente e Químioestratigrafia da Porção Superior do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, 145 pp.
- RUDNITZKI, I.D.; NOGUEIRA, A.C.R. 2012. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT). *Revista Brasileira Geociências*, Vol. 42 (4):633-645.
- RUDNITZKI, I.; ROMERO, G.R.; NOGUEIRA, A.C.R.; FAIRCHILD, T.R. 2012. Estromatólitos da Formação Nobres, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte (MT). *In: 46° Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos, *Abstracts*, CD-ROM.
- RUDNITZKI, I.D.; ROMERO, G.R.; HIDALGO, R.L.; NOGUEIRA, A.C.R. High frequency peritidal cycles of the upper Araras Group: palinology and implications for disappearance of Neoproterozoic carbonate platform in the southern Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*. *In press*.
- SANCHEZ, E.A.M. 2010. Micropaleontologia aplicada na interpretação estratigráfica e paleoclimática da transição entre paleoclimática da transição entre o Grupo Paranoá e o Supergrupo São Francisco (Neoproterozoico, Cabeceiras, GO). Dissertação Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 125 pp.
- SANCHEZ, E.A.M. 2015. Microbialitos e microfósseis da Formação Sete Lagoas, Neoproterozoico, Brasil: implicações geomicrobiológicas em um contexto de mudanças climáticas e evolutivas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 298 pp.

- SALLUM-FILHO, W. 1999. Análise dos estromatólitos do Grupo Itaiococa (Proterozóico), ao sul de Itapeva, SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 115 pp.
- SANJOFRE, P.; ADER, M.; TRINDADE, R.I.F.; ELIE, M.; LYONS, J.; CARTIGNY, P.; NOGUEIRA, A.C.R. 2011. A carbon isotope challenge to the Snowball Earth. *Nature*, Vol. **478** (7367):93-97.
- SANSJOFRE, P.; TRINDADE, R.I.; ADER, M.; SOARES, J.L.; NOGUEIRA, A.C.; TRIBOVILLARD, N. 2014. Paleoenvironmental reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the sedimentary and trace metals record. *Precambrian Research*, Vol. **241**:185-202.
- SAUL, J.M.; SCHWARTZ, L. 2007. Cancer as a consequence of the rising level of oxygen in the Late Precambrian. *Lethaia*, Vol. **40** (3):211-220.
- SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM, p. 5-25.
- SCHIEBER, J.; BOSE, P.K.; ERIKSSON, P.G.; BANERJEE, S.; SARKAR, S.; ALTERMANN, W.; CATUNEANU, O. (eds.) 2007. Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **2**, 200 pp.
- SCHOPF, J.W. 1992. Archean Paleobiology. In: SCHOPF, J.W.; KLEIN, C. (eds). The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study. New York: *Cambridge University Press*, p. 195-218.
- SCHOPF, J.W. 1994. *The oldest known records of life: Early Archean stromatolites, microfossils, and organic matter*. In: BENGTON, S. (ed.). *Early life on Earth*. New York: *Columbia University Press*, p. 193-206.
- SCHOPF, J.W. 2001. Cradle of life: the discovery of Earth's earliest fossils. EUA: *Princeton University Press*, 392 pp.
- SEILACHER, A. 2007. Trace fossil analysis. Berlin: *Springer Science & Business Media*, 238 pp.
- SEMIKHATOV, M.; RAABEN, M. 1996. Dynamics of global diversity of Proterozoic Stromatolites, II: Africa, Australia, North America and general synthesis. *Strat. Geol. Correl.*, Vol. **4**:24-50.
- SHIN, E.A. 1983. Tidal Flat. In: Scholle, P.A.; Bobout, D.G.; Moore, C.H. (eds.). *Carbonate Depositional Environment*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologist, *Memoir*, Vol. **33**:173-210.
- SIBLEY, D.F.; GREGG, J.M. 1987. Classification of dolomite rocks texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. **57** (6):967-975.
- SILVA Jr, J.B.; NOGUEIRA, A.C.R.; PETRI, S.; TRINDADE, R.I.F.; SIAL, A.N.; HIDALGO, R.L. 2007. Depósitos litorâneos neoproterozóicos do Grupo Alto

- Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d' Oeste, Mato Grosso. *Revista Brasileira Geociências*, Vol. **37** (3):595-606.
- SOARES, J.L. 2012. Paleoambiente e Isótopos de C e O da Capa Carbonática de Tangará da Serra (MT) Margem Sul do Cráton Amazônico. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, 125 pp.
- SOARES, J. L.; NOGUEIRA, A. C. R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **38**(4):715-729.
- SOARES, J.L.; NOGUEIRA, A.C.R.; DOMINGOS, F.; RICCOMINI, C. 2013. Synsedimentary deformation and the paleoseismic record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton, Brazil. *J S Am Earth Sci*, Vol. **48**, pp. 58-72.
- SRIVASTAVA, N. 2004. Estromatólitos. In: CARVALHO, I.S. Paleontologia. Rio de Janeiro: *Editora Interciência*, p. 171-191.
- SUGITANI, K. 1992. Geochemical characteristics of Archean chert and other sedimentary rocks in the Pilbara Block, Western Australia: evidence for Archean seawater enriched in hydrothermally derived iron and silica. *Precambrian Research*, Vol. **57** (1):21-47.
- SUGITANI, K.; MIMURA, K.; SUZUKI, K.; NAGAMINE, K.; SUGISSAKI, R. 2003. Stratigraphy and sedimentary petrology of an Archean volcanic sedimentary succession at Mt. Goldsworthy in the Pilbara Block, Western Australia: implications of evaporite and barite deposition. *Precambrian Research*, Vol. **120** (1):55-79.
- TRINDADE, R.I.F.; FONT, E.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.D.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon Craton. *Terra Nova*, Vol. **15**:441-446.
- TOHVER, E.; D'AGRELLA-FILHO, M.; TRINDADE, R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, Vol. **147**:193–222.
- TOHVER, E.; TRINDADE, R.I.F.; SOLUM, J.G.; HALL, C.M.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C.R. 2010. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, Vol. **38** (3):267-270.
- TROMPETTE, R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, Vol. **82**:1-112.
- TROMPETTE, R.; DE ALVARENGA, C.J.S.; WALDE, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil): depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South America Earth Science*, Vol. **11** (6):587-597.

- TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. (eds). 1990. Carbonate Sedimentology. Oxford: *Blackwell*, 482 pp.
- TURNER, E.C.; JAMES, N.P.; NARBONNE, G.M. 2000. Taphonomic control on microstructure in Early Neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites. *Palaios*, Vol. **15** (2):87-111.
- VAN DEN BOORN, S.H.J.M.; CAN BERGEN, M.J.; VROON, P.Z.; DE VRIES, S.T.; NIJMAN, W. 2010. Silicon isotope and trace element constraints on the origin of 3.5 Ga cherts: implications of Early Archaean marine environments. *Geochim Cosmochim Acta*, Vol. **74** (3):1077-1103.
- VASCONCELOS, C.; WARTHMANN, R.; MCKENZIE, J.A.; VISSCHER, P.T.; BITTERMANN, A.G.; VAN LITH, Y. 2006. Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: modern Precambrian relics? *Sedimentary Geology*, Vol. **185** (3):175-183.
- WALKER, J.C.G. 2001. Strange weather on Snowball Earth. In: Earth System Processes Global Meetings - The Snowball Earth Hypothesis: Theory and Observations. *Petland, online abstracts. Disponível em: https://gsa.confex.com/gsa/2001ESP/finalprogram/abstract_7029.htm*
- WALTER, M.R. (ed.). 1976. Stromatolites. Developments in Sedimentology. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, 790 pp.
- WALTER, M.R. 1977. Interpreting stromatolites. *American Scientist*, Vol. **65**:563-571.
- WALTER, M.R.; HEYS, G.R. 1985. Links between the rise of the Metazoa and the decline of stromatolites. *Precambrian Research*, Vol. **29**(1):149-174.
- WALTER, M.R.; GROTZINGER, J.P.; SCHOPF, J.W. 1992. Proterozoic stromatolites. In: SCHOPF, J.W.; KLEIN, C. (eds). The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study. New York: *Cambridge University Press*, p. 253-260.
- WARREN, J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Sci Rev*, Vol. **52** (1):1-81.
- WARREN, L.V.; PACHECO, M.L.A.F.; FAIRCHILD, T.R.; SIMÕES, M.G.; RICCOMINI, C.; BOGGIANI, P.C.; CÁ CERES, A.A. 2012. The dawn of animal skeletogenesis: Ultrastructural analysis of the Ediacaran metazoan *Corumbella wernerii*. *Geology*, Vol. **40** (8):691-694.
- WARREN, L.V.; SIMÕES, M.G.; FAIRCHILD, T.R.; RICCOMINI C.; GAUCHER, C.; ANELLI, L.E.; FREITAS B.T.; BOGGIANI P.C.; QUAGLIO F. 2013. Origin and impact of the oldest metazoan bioclastic sediments. *Geology*, Vol. **41** (4):507-510
- WEISS, M.P. 1969. Oncolites, Paleoecology and Laramide Tectonics, Central Utah. *AAPG Bulletin*, Vol. **53**:1105-1120.
- WRIGHT, L.A.; WILLIAMS, E.G.; CLOUD, P. 1974. Stratigraphic cross section of Proterozoic Noonday Dolomite, War Eagle Mine area, Southern Nopah Range, Eastern California. In: TROXEL, B.W. (ed.). Guidebook - Death Valley Region,

California and Nevada. Geological Society of America Field Trip Number 1, 70th Annual Meeting, Cordilleran Section. California: *The Death Valley Publishing Company*, p. 36.

ZAINE, M.F. 1991. Análise dos fósseis da parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 218 pp.

ZAINE, M.F.; FAIRCHILD, T.R. 1985. Comparison of *Aulophycus luciano* Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina* Germs, Ediacaran of Namibia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Vol. **57** (1):130.

ZAINE, M.F.; FAIRCHILD, T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW do Brasil. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia. Camboriú, *Anais*, pp. 797-807.

ANEXOS

ANEXO I- Listagem de amostras deste estudo depositadas no Laboratório de Paleobiologia do IGc – USP

Localidade	Formação	Amostra	Descrição
Pedreira Terconi	Mirassol D'Oeste	TRF-1	Laminitos microbianos
		TRF-2	Laminitos microbianos
		TRF 3	Laminitos microbianos
		TRF-4	Laminitos microbianos e estruturas tubulares
		TRF-5	Laminitos microbianos
		TRF-6	Laminitos microbianos e estruturas tubulares
		TRF-7	Laminitos microbianos
		TRF-8	Laminitos microbianos e estruturas tubulares
		TRF-9	Megapeloides e Megamarcas onduladas
Fazenda Santo Antônio		FAZ-1	Laminitos microbianos
		FAZ-2	Laminitos microbianos

		FAZ-3	Laminitos microbianos
Pedreira Emal-Camil	Nobres	EM-01	Estromatólitos
		EM-02	Estromatólitos
		EM-03	Estromatólitos
		EM-04	Estromatólitos
		EM-05	Estromatólitos
		EM-06	Estromatólitos
		EM-07	Estromatólitos
		EM08	Estromatólitos
		EM-09	Estromatólitos
		EM-10	Estromatólitos
		EM-11	Estromatólitos
		EM-12	Estromatólitos
BR-070-01		BR-01	Estromatólitos
		BR-02	Estromatólitos
		BR-03	Estromatólitos
		BR-04	Estromatólitos
		BR-05	Estromatólitos
		BR-06	Estromatólitos
		BR-07	Estromatólitos
		BR-08	Estromatólitos
		BR-09	Estromatólitos
		BR-10	Estromatólitos
		BR-11	Estromatólitos

	Nobres	BR-12	Estromatólitos
		BR0-13	Estromatólitos
BR-070-2		CER-01	Estromatólitos
		CER-02	Estromatólitos
		CER-03	Estromatólitos
		CER-04	Estromatólitos
		CER-05	Estromatólitos
Pedreira Império	Sepotuba	Imp-01	Estromatólitos
		Imp-02	Estromatólitos
		Imp-03	Estromatólitos
		Imp-04	Estromatólitos
		Imp-05	MISS
		Imp-06	MISS
		Imp-07	MISS
		Imp-08	MISS
		Imp-09	MISS
Morraria do Sul	Bocaina (?)	MS-01	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-02	Estromatólito e estruturas tubulares
		MS-03	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-04	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-05	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-06	Estromatólitos e

			estruturas tubulares
		MS-07	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-08	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-09	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-10	Estromatólitos e estruturas tubulares
Forte de Coimbra	Bocaina (?)	FC-01	Estromatólitos e estruturas tubulares
		FC-02	Estromatólito
		FC-03	Estromatólitos e estruturas tubulares
		FC-04	Estromatólito
		FC-05	Estromatólitos e estruturas tubulares
		FC-06	Estromatólitos e estruturas tubulares
		FC-07	Estromatólitos e estruturas tubulares
		FC-08	Estromatólito
Porto Morrinhos	Bocaina	PM-01	Estromatólito
		PM-02	Estromatólito
		PM-03	Estromatólito
		PM-04	Estromatólito

ANEXO II- Listagem de lâminas petrográficas deste estudo depositadas no Laboratório de Paleobiologia do IGc – USP.

Localidade	Formação	Lâmina Petrográfica	Descrição
Pedreira Terconi	Mirassol D'Oeste	TRF-01	Laminação microbiana
		TRF-02	Laminação microbiana
		TRF-03	Laminação microbiana
		TRF-04	Laminação microbiana e estrutura tubular
		TRF-05	Laminação microbiana
		TRF-06	Estrutura tubular
		TRF-07	Laminação microbiana
		TRF-08	Laminação microbiana e estrutura tubular
		TRF-09	Megapeloides
		TRF-10	Megapeloides
		TRF-11	Laminação microbiana
		TRF-12	Estrutura tubular
		TRF-13	Laminação microbiana
		FAZ-01	Laminação microbiana

Fazenda Santo Ant3nio		FAZ-02	Lamina33o microbiana
		FAZ-03	Lamina33o microbiana
Pedreira Emal-Camil	Nobres	EM-01	Lamina33o microbiana
		EM-02	Lamina33o microbiana
		EM-03	Lamina33o microbiana
		EM-04	Lamina33o microbiana
		EM-05	Lamina33o microbiana
BR-070 1	Nobres	BR1-01	Lamina33o microbiana
		BR1-02	Lamina33o microbiana
		BR1-03	Lamina33o microbiana
		BR1-04	Lamina33o microbiana
BR-070 2	Nobres	CER-01	Lamina33o microbiana
		CER-02	Lamina33o microbiana
		CER-03	Lamina33o microbiana
		Imp-01	Lamina33o microbiana
		Imp-02	Lamina33o microbiana

Pedreira Império	Sepotuba	Imp-03	Laminação microbiana
		Imp-04	Laminação microbiana
		Imp-05	Laminação microbiana
		Imp-06	Laminação microbiana
		Imp-07	Laminação microbiana
		Imp-08	MISS
		Imp-09	MISS
Morraria do Sul	Bocaina (?)	MS-01	Laminação microbiana
		MS-02	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-03	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-04	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-05	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-06	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-07	Laminação microbiana
		MS-08	Laminação

			microbiana e estrutura tubular
		MS-09	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-10	Laminação microbiana
Forte de Coimbra		FC-01	Laminação microbiana e estrutura tubular
		FC-02	Laminação microbiana e estrutura tubular
		FC-03	Laminação microbiana e estrutura tubular
		FC-04	Laminação microbiana
		FC-05	Laminação microbiana
Porto Morrinhos	Bocaina	PM-01	Laminação microbiana
		PM-02	Laminação microbiana
		PM-03	Laminação microbiana