UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PALEOBIOLOGIA E CONTEXTO DEPOSICIONAL DE
MICROBIALITOS SILICIFICADOS DA FORMAÇÃO
TERESINA (PERMIANO, BACIA DO PARANÁ)
NO CENTRO DO ESTADO DE SÃO PAULO**

VICTOR CEZAR SOFICIER BADARÓ

ORIENTADOR: PROF. DR. THOMAS RICH FAIRCHILD

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
VERSÃO CORRIGIDA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOQUÍMICA E GEOTECTÔNICA

SÃO PAULO
2013

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PALEOBIOLOGIA E CONTEXTO DEPOSICIONAL DE
MICROBIALITOS SILICIFICADOS DA FORMAÇÃO
TERESINA (PERMIANO, BACIA DO PARANÁ)
NO CENTRO DO ESTADO DE SÃO PAULO**

VICTOR CEZAR SOFICIER BADARÓ

ORIENTADOR: PROF. DR. THOMAS RICH FAIRCHILD

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
VERSÃO CORRIGIDA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOQUÍMICA E GEOTECTÔNICA

SÃO PAULO
2013

Um exemplar da versão original desta dissertação pode ser encontrado na biblioteca do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

BADARÓ, VICTOR CEZAR SOFICIER

PALEOBIOLOGIA E CONTEXTO DEPOSICIONAL DE MICROBIALITOS SILICIFICADOS DA FORMAÇÃO TERESINA (PERMIANO, BACIA DO PARANÁ) NO CENTRO DE SÃO PAULO / VICTOR CEZAR SOFICIER BADARÓ – SÃO PAULO, 2013

102 P.: IL + 1 ANEXO

DISSERTAÇÃO (MESTRADO) : IGC-USP

ORIENTADOR: FAIRCHILD, THOMAS RICH

1. PALEOBIOLOGIA

2. MICROBIALITOS

3. MICROFÓSSEIS

I. TÍTULO

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	III
LISTA DE QUADROS.....	VII
AGRADECIMENTOS.....	VIII
RESUMO.....	IX
<i>ABSTRACT</i>	X
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. MICROBIALITOS PERMIANOS DA BACIA DO PARANÁ.....	2
1.2. OBJETIVOS.....	4
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	5
2.1. ÁREA DE ESTUDO.....	6
2.2. ESTUDOS DE LABORATÓRIO.....	8
3. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	12
3.1. BACIA DO PARANÁ.....	13
3.2. GRUPO PASSA DOIS.....	17
4. PALEOBIOLOGIA DE MICROBIALITOS.....	26
4.1. TERMINOLOGIA.....	27
4.2. RECONHECIMENTO DE MICROBIALITOS.....	29
4.3. ESTRUTURA DE COMUNIDADES MICROBIALÍTICAS.....	31
5. RESULTADOS.....	34
5.1. PERFIL ESTRATIGRÁFICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	35
5.2. PETROGRAFIA DA MATRIZ DA CAMADA MICROBIALÍTICA-CONGLOMERÁTICA.....	37
5.3. DESCRIÇÃO DOS MICROBIALITOS.....	41
5.3. MORFOLOGIA E HÁBITO DA MICROBIOTA.....	57
5.4. TAFONOMIA DA MICROBIOTA.....	63
6. DISCUSSÃO.....	67
6.1. DEPOSIÇÃO CARBONÁTICA, DISSOLUÇÃO E SILICIFICAÇÃO DOS MICROBIALITOS.....	68
6.2. BIOGENICIDADE DAS ESTRUTURAS.....	70
6.3. SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DOS MICROBIALITOS.....	71
6.4. TAFONOMIA DA MICROBIOTA.....	73
6.5. TAXONOMIA DA MICROBIOTA.....	76
6.6. COMPARAÇÃO COM OUTRAS MICROBIOTAS DO GRUPO PASSA DOIS.....	77

7. CONCLUSÕES.....	78
7.1. EVENTOS DE DEPOSIÇÃO CARBONÁTICA E SILICOSA.....	79
7.2. MICROBIALITOS E SEUS PALEOAMBIENTES.....	80
7.3. PALEOBIOLOGIA DA MICROBIOTA.....	81
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	82
ANEXO A. CRITÉRIOS PARA RECONHECIMENTO DE MICROBIALITOS	

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Localização da área de estudo. (A) Distribuição da Bacia do Paraná na América do Sul. (B) Faixa aflorante do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. (C) Imagem de satélite dos afloramentos da Formação Teresina no Km 168 da Rodovia Presidente Castelo Branco SP-280). Estrela indica a porção central dos afloramentos. (Imagem do programa *Google Earth*, obtida por satélite em 13 de setembro de 2010.)..... 7
- Figura 2.** Mapa geológico da Bacia do Paraná, com a indicação da profundidade do embasamento e a distribuição dos afloramentos das seis supersequências definidas por Milani (1997). (Fonte: Milani, 2004.)..... 15
- Figura 3.** Diagrama lito-crono-estratigráfico da Bacia do Paraná, como definido por Milani (1997). As unidades que compõe o Grupo Passa Dois estão entre linhas vermelhas. (Modificado de Milani, 2004.)..... 16
- Figura 4.** Diagrama estratigráfico simplificado da Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná. Notar o nível de máxima inundação no Grupo Guatá, registrado na Formação Palermo, seguido pela regressão do Grupo Passa Dois e consequente deposição dos arenitos eólicos das formações Piramboia e Sanga do Cabral. (Modificado de Milani, 2004.)..... 23
- Figura 5.** Tabela lito-crono-estratigráfica da Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná. (Modificado de Holz *et al.*, 2010.)..... 25
- Figura 6.** Microbialito estromatolítico de Laguna Mormona-Figueroa, Baja California, México. Neste exemplar pode se notar claramente a estrutura biológica típica de microbialitos. As lâminas totalizam 2 cm de espessura. (Modificado de Schopf, 1992.)..... 33
- Figura 7.** Microbialito estromatolítico da Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brasil. O microbialito é composto por camadas predominantemente orgânicas (de cor esverdeada, no topo, e avermelhada, no restante da estrutura), compostas por células e exopolímeros, e camadas predominantemente carbonáticas (de cor branca). Barra equivale a 1 cm. (Modificado de Vasconcelos *et al.*, 2006.)..... 33
- Figura 8.** Perfil estratigráfico da Formação Teresina no Km 168 da Rodovia Presidente Castelo Branco (SP-280), no sudoeste do Município de Porangaba, Estado de São Paulo..... 36
- Figura 9.** Petrografia da matriz da camada microbialítica-conglomerática. (A) Clastos de quartzo na fração de areia grossa e calcedônia fibrorradiada entre dois oncólitos. Nicois cruzados. Lâmina GP/L-6E-133. (B) Macroquartzo em poros próximo a um oncólito. Nicois cruzados. GP/L-6E-131. (C, ampliado em D) Calcita granular corada pela alizarina vermelha S e cristais romboédricos de dolomita. Lâmina GP/L-6E-131. (E, F) Contraste entre a microscopia de luz branca (E) e de fluorescência (F) da matriz e dos oncólitos. Notar a fluorescência azulada emitida pela matriz carbonática, em contraste com a ausência de fluorescência por parte do oncólito silicificado. Lâmina GP/L-6E-131. (Barras equivalem a 500 μ m para A e B e a 200 μ m para C-F.)..... 39

Figura 10. Microfósseis em lâminas petrográficas da matriz da camada microbialítica-conglomerática. (A, B) Micrófilo de licófito silicificado em sessão transversal. O micrófilo está com sua estrutura bem preservada (observar o feixe vascular central), mas detalhes celulares foram obliterados pela cristalização da sílica microcristalina. Nicois paralelos e cruzados, respectivamente. Lâmina GP/L-6E-130. (C) Escama óssea completa. Lâmina GP/L-6E-139. (D) Elementos ósseos, incluindo dente cônico em seção transversal (área central da imagem). Lâmina GP/L-6E-139. (Barras equivalem a 500 µm.)..... 40

Figura 11. Oncólitos da camada microbialítica-conglomerática. (A) Superfície polida de amostra da camada microbialítica-conglomerática. Notar a porção central de cor cinza escura e a lâmina vermelha escura que a recobre na maioria dos oncólitos. Amostra GP/L-6E-306a. (B, C) Maior oncólito examinado em planta e superfície polida, respectivamente. Notar as marcas de erosão (e) no topo do oncólito e as duas colunas laminadas, de cor branca, que se desenvolveram sobre sua medula cinza escura. Amostra GP/L-6E-305a. (Barras equivalem a 2 cm.)..... 47

Figura 12. Estromatoncólitos da camada microbialítica-conglomerática. (A, B) Dois exemplares de estromatoncólitos, em planta e perfil, respectivamente. Notar a textura pustular do topo e a estrutura geral dômica. Não há sinais de ligação entre os dois exemplares. Amostra GP/L-6E-302. (C, D) Maior exemplar de estromatoncólito examinado em planta e superfície polida, respectivamente. Notar a textura pustular no topo e as feições de dissolução na parte interna no microbialito. Amostra GP/L-6E-303a. (E, F) Quarto exemplar de estromatoncólito em perfil e superfície polida, respectivamente. As setas indicam sinais de erosão na textura pustular. Notar as feições de dissolução, indicando dissolução substancial da porção medular escura, posteriormente preenchida por carbonatos. Amostra GP/L-6E-304a. (Barras equivalem a 2 cm.)..... 48

Figura 13. Perfis sinópticos interpretativos das laminações dos microbialitos da camada microbialítica-conglomerática. (A) Oncólito com crescimento polarizado no topo e respectivo perfil sinóptico. Amostra GP/L-6E-303d. (B) Oncólito com crescimento polarizado na base e respectivo perfil sinóptico. Amostra GP/L-6E-306a. (C) O maior exemplar de oncólito analisado e respectivo perfil sinóptico. Este exemplar também apresenta crescimento polarizado em sua base, com uma estrutura laminada de cor branca. Uma diferença em relação a todos os outros oncólitos é a medula escura que parece representar duas fases de crescimento, sendo que a segunda apresenta certa polarização. Amostra GP/L-6E-305a. (D) Fatia do maior estromatoncólito e respectivo perfil sinóptico. É possível visualizar, na porção inferior e laterais, regiões com laminações parcialmente preservadas, e laminações relativamente contínuas no topo. Amostra GP/L-6E-303c. (E) Superfície polida de estromatoncólito e respectivo perfil sinóptico. As colunas, na lateral inferior e base, são artefatos da dissolução do material original. Amostra GP/L-6E-304b. (Barras equivalem a 2 cm.)..... 50

Figura 14. Tramas das laminações do topo de um estromatoncólito da camada microbialítica-conglomerática. À esquerda, nicois paralelos; à direita, nicois cruzados. (A, B) Visão geral da distribuição das tramas TMF, TMP e TMG. Fotomontagem digital. (C, D) TMF, caracterizada por pequenos cristais de sílica microcristalina, matéria orgânica amorfa e microfósseis filamentosos. (E, F) TMP, caracterizada pela textura peloidal, com peloides frouxamente empacotados e cristais de sílica microcristalina relativamente grandes. (G, H) TMG, caracterizada por possíveis pseudomorfs de gipsita e por cristais de sílica microcristalina com tamanhos relativamente grandes. Lâmina GP/L-6E-136. (Barras equivalem a 5 mm para A e B e a 500 µm para C-H.)..... 52

Figura 15. Tramas das laminações dos oncólitos da camada microbialítica-conglomerática. Nicois paralelos e cruzados, respectivamente. (A, B) Visão geral da distribuição das tramas TMF e TMP. Notar lâminas compostas predominantemente por matéria orgânica amorfa, eventualmente com a presença de fragmentos de filamentos. (C, D) TMF, caracterizada por pequenos cristais de sílica microcristalina, matéria orgânica amorfa e microfósseis filamentosos. (E, F) TMP, caracterizada pela textura peloidal, com peloides frouxamente empacotados, e cristais de sílica microcristalina relativamente grandes. Lâmina GP/L-6E-130. (Barras equivalem a 2 mm para A e B e a 500 µm para C-F.).....

54

Figura 16. Feições diagenéticas dos estromatoncólitos. (A) Pseudomorfo de dolomita em meio à medula cinza escura do maior exemplar de estromatoncólito. Amostra GP/6E-303b. (B) Cavidade de dissolução quase completamente preenchida por sílica. A seta indica pequena porção de calcita granular. Mesmo exemplar e região da imagem anterior. Amostra GP/6E-303b. (C) Cavidade de dissolução preenchida por camada isópaca de calcedônia fibrorradiada, com deposição posterior de calcita espática e granular. Fotomontagem digital. Amostra GP/6E-303c. (D) Cavidade de dissolução preenchida por calcedônia fibrorradiada com hábito botrioidal entre camada isópaca de calcedônia fibrorradiada e calcita espática. Notar pequena cavidade remanescente. Amostra GP/6E-303b. (E, F) Pequena cavidade de dissolução entre as lâminas do topo de um estromatoncólito, com camada isópaca de calcedônia fibrorradiada, calcedônia fibrorradiada botrioidal e calcita granular, na sequência de preenchimento. Lâmina GP/L-6E-136. (Barras equivalem a 5 mm para A-D e a 500 µm para E e F.).....

56

Figura 17. Morfologia dos microfósseis filamentosos associados aos microbialitos da camada microbialítica-conglomerática. (A) Filamento com cerca de 800 µm de comprimento e 7 µm de diâmetro. Fotomontagem digital. Lâmina GP/L-6E-131. (B) Filamentos exibindo ramificações falsas. O ângulo de ramificação preserva, de modo geral, o sentido do crescimento original. Lâmina GP/L-6E-131. (C) Espécime com possível extremidade preservada, sugerindo célula terminal arredondada. Lâmina GP/L-6E-130. (D) Agrupamento de filamentos sinuosos. Lâmina GP/L-6E-130. (Barras equivalem a 50 µm para A e C, a 200 µm para B e a 300 µm para D.).....

59

Figura 18. Hábito dos microfósseis filamentosos associados aos microbialitos da camada microbialítica-conglomerática. (A) Filamentos uniformemente distribuídos ao longo da superfície de oncólito. Lâmina GP/L-6E-130. (B) Filamentos distribuídos aparentemente de forma aleatória na parte central de oncólito. Notar como alguns espécimes parecem “mergulhar” na rocha. Lâmina GP/L-6E-131. (C) Feixes de filamentos próximos à superfície de oncólito. Lâmina GP/L-6E-131. (D) Feixe de filamentos na parte central de um oncólito Lâmina GP/L-6E-131. (Barras equivalem a 300 µm.).....

60

Figura 19. Morfologia e hábito dos dubiofósseis cocoidais associados às lâminas do topo dos estromatoncólitos da camada microbialítica-conglomerática. À direita, nicois paralelos; à esquerda, nicois cruzados. (A, B) Visão geral dos dubiofósseis ovóides e elipsoídes. Notar a variedade de tamanho e o empacotado frouxo. (C, D) Detalhe dos dubiofósseis. Notar a distribuição de matéria orgânica ao redor dos dubiofósseis, com cristais de sílica microcristalina relativamente pequenos, e os cristais relativamente grandes no interior dos objetos. Lâmina GP/L-6E-136. (Barras equivalem a 500 µm para A e B e a 200 µm para C e D.).....

61

Figura 20. Microfósseis alóctones associados aos microbialitos. **(A, B)** Espícula de esponja em meio à trama peloidal das lâminas do topo de estromatocólito. Nicois paralelos e cruzados, respectivamente. Lâmina GP/L-6E-136. **(C)** Grão de pólen bissacado de gimnosperma. Lâmina GP/L-6E-131. **(D)** Esporo de pteridófita. Notar a parede espessa e bem definida. Lâmina GP/L-6E-131. (Barras equivalem a 300 µm para A e B e a 200 µm para C e D.)..... 62

Figura 21. Tafonomia dos microfósseis filamentosos associados aos microbialitos da camada microbialítica-conglomerática. Fotomontagens digitais. **(A)** Filamento com bainha oca e tricoma preenchido por pirita (preservação 1); cavidades deixadas pelos filamentos após sua degradação total (preservação 4). Lâmina GP/L-6E-131. **(B)** Cavidades deixadas pelos filamentos após sua decomposição, com distinção de bainhas e tricomas (preservação 2); filamentos totalmente preenchidos por pirita, com bainhas e tricomas indiferenciados (preservação 3); fragmentos de filamentos preenchidos por pirita e dispostos linearmente (preservação 5). Lâmina GP/L-6E-131. (Barras equivalem a 200 µm)..... 66

LISTA DE QUADROS

Quadro I. Relação de amostras de mão (GP/6E) e lâminas petrográficas (GP/L-6E) analisadas.....	8
Quadro II. Resolução das análises dos microbialitos e potenciais informações obtidas.....	10

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Thomas R. Fairchild, não apenas por seu papel como orientador, mas também por sua atenção, dedicação e incentivo ao longo destes dois anos do curso de mestrado.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa e disponibilização de laboratórios e equipamentos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de mestrado.

Aos professores das disciplinas de pós-graduação que cursei no IGc-USP, que direta ou indiretamente influenciaram em vários aspectos desta dissertação: Prof. Setembrino Petri, de *Ambientes de Sedimentação e Micropaleontologia e Geotectônica*; Prof. Benjamin B. de Brito Neves e Prof. Ginaldo Campanha, de *Tectônica Global*; Profa. Maria Cristina M. de Toledo e Profa. Roseli A. L. Imbernon, de *Preparação Pedagógica em Geociências*; Prof. José R. Canuto e Prof. Paulo R. dos Santos, de *Estratigrafia de Sequências*; Profa. Wânia Duleba, de *Micropaleontologia e Geotectônica*. E também ao Prof. Thomas R. Fairchild, que ministrou *Biosfera Pré-Cambriana*, disciplina que me auxiliou muito na compreensão da paleobiologia de microbialitos e, consequentemente, no desenvolvimento desta dissertação.

Aos colegas de pós-graduação e de laboratório, com quem por vezes pude discutir temas paleontológicos e geológicos que, de alguma forma, também influenciaram esta dissertação: Felipe van Enck Meira, Giselle Utida, Cleber P. Calça, Guilherme R. Romero, Evelyn A. M. Bizan, Fabíola F. Braz, Luana P. C. M. Soares e Paulo F. Roberto.

À minha namorada, Carol Zabini, pelo constante apoio, pela leitura dos textos preliminares e auxílio na montagem das figuras.

E aos meus avós, Luzia e Adão Soficier, e à minha mãe, Elaine Soficier, pelo incessante incentivo, e por terem comprado todos aqueles álbuns de figurinhas (e chocolates acessórios), revistas e enciclopédias sobre biologia e paleontologia (principalmente sobre dinossauros) dos anos 80 e 90.

RESUMO

Microbialitos são depósitos biossedimentares formados a partir do aprisionamento, aglutinação e/ou precipitação de sedimentos por intermédio de microbiotas bentônicas, geralmente cianobacterianas. Ocasionalmente, esses depósitos podem preservar suas microbiotas formadoras, especialmente quando apresentam silicificação precoce, antes da degradação total de sua matéria orgânica. Organismos alóctones, como formas planctônicas decantadas e outras trazidas pelas correntes também costumam se preservar, ainda que em número muito menor. Microbialitos são elementos comuns dos depósitos permianos do Grupo Passa Dois na Bacia do Paraná, onde ocorrem em diversos níveis e em uma área geográfica ampla, apresentando também diversidade e abundância consideráveis, com alguns exemplos silicificados. Todavia, os microbialitos e microbiotas associadas do Grupo Passa Dois são pouco conhecidos. Este estudo consiste em uma análise de microbialitos silicificados e suas microbiotas dos afloramentos da Formação Teresina no Km 168 da Rodovia Presidente Castelo Branco, no sudoeste do Município de Porangaba, centro do Estado de São Paulo. Foram encontrados abundantes oncólitos e também raros representantes de uma nova categoria, denominada *estromatoncólito*. Esta nova categoria é caracterizada por uma estrutura interna oncolítica que serviu de base para um crescimento estromatolítico em seu topo. A presença destes dois morfotipos de microbialitos é indicativa da mudança no nível de base. A preservação de uma microbiota abundante e relativamente bem preservada indica que a silicificação ocorreu eodiageneticamente. A assembleia microfossilífera é formada quase exclusivamente por formas filamentosas, com raros palinomorfos e espículas de esponjas depositadas entre as tramas microbialíticas. A ausência de descrições detalhadas de microbialitos e microbiotas permianas da mesma unidade impossibilitou a comparação em grande escala, mas pode-se afirmar que os filamentos aqui descritos se assemelham taxonômica e tafonomicamente àqueles associados a estromatólitos da Formação Teresina em Angatuba, Estado de São Paulo. Isto encoraja a prospecção e descrição de novas ocorrências, visando melhor entendimento da paleobiologia e paleoambiente da Bacia do Paraná durante o Permiano.

Palavras-chave: microbialitos; microfósseis; Permiano; Formação Teresina; Bacia do Paraná

ABSTRACT

Microbialites are biosedimentary deposits formed through the trapping, binding and/or precipitation of sediments by benthonic microbiotas, composed mainly of cyanobacteria. The microbialite-building organisms can be preserved within microbialites, especially when, in eodiagenesis, silicification occurs before the complete organic matter degradation. Planktonic and other allochthonous organisms decanted on microbial mats can also be preserved, although they occur in smaller numbers. Microbialites are common elements of the Permian Passa Dois Group of the Paraná Basin. They occur in several levels and over a large area, showing great diversity and abundance; silicified specimens also appear in these beds. The Passa Dois Group microbialites and associated microbiota were barely studied before and are, therefore, poorly known. The present study analyzes silicified microbialites and their associated microbiota in the outcrops of the Teresina Formation at the Km 168 of the Presidente Castelo Branco Highway, southwestern Porangaba County, center of São Paulo State. Abundant oncolites and rare specimens of a new category, designated *stromatoncolites*, were found. Stromatoncolites are characterized by an oncolitic internal structure which served as a foundation for a stromatolitic development on its top. The presence of these two kinds of microbialite morphotypes indicates base level changes. The well-preserved, abundant microbiota indicates that the silicification occurred during eodiagenesis. The microfossil assemblage is composed almost exclusively of filamentous forms, with rare palynomorphs and sponge spicules deposited within the microbialitic fabrics. The lack of detailed descriptions of other Permian microbialites and microbiotas of the Paraná Basin prevented major comparisons, but it can be said that the filaments here reported are taxonomically and taphonomically similar to those described for Teresina Formation at the Angatuba County, São Paulo State. Thus, the prospection and description of new occurrences are encouraged, in order to improve paleobiological and paleoenvironmental knowledge of the Paraná Basin during the Permian.

Keywords: microbialites; microfossils; Permian; Teresina Formation; Paraná Basin

1. INTRODUÇÃO

1.1. MICROBIALITOS PERMIANOS DA BACIA DO PARANÁ

Microbialitos são depósitos biossedimentares formados por intermédio de microbiotas bentônicas, geralmente dominadas por cianobactérias, que aprisionam, aglutinam e/ou intermediam a precipitação de sedimentos (Burne & Moore, 1987). Essas estruturas podem ser descritas em várias escalas, enfocando desde sua situação sedimentológica-estratigráfica (modo de ocorrência) até feições petrográficas (Monty, 1976). Por isso, é costume avaliar nos microbialitos sua macro-, meso- e microestrutura. Sua macroestrutura é resultado do desenvolvimento de comunidades formadoras em um determinado ambiente, onde aspectos como energia e batimetria do meio determinam o morfotipo do microbialito (*e.g.*, formas colunares, dômicas, estratiformes) (Hoffman, 1973). Sua mesoestrutura, por sua vez, permite o reconhecimento da estrutura geral de suas laminações, evidenciado diferenças na dinâmica sedimentar entre pacotes laminares, diferenças físico-químicas e, eventualmente, biológicas. Por fim, sua microestrutura revela relações entre componentes de origem biológica (de matéria orgânica amorfa à microfósseis) e os componentes minerais, incluindo feições paleoecológicas e tafonômicas de quaisquer microfósseis preservados.

Estromatólitos e outros morfotipos de microbialitos ocorrem em diversos níveis do Grupo Passa Dois, unidade permiana da Bacia do Paraná (Meglhioratti, 2006). Esses depósitos são especialmente abundantes em vários níveis da Formação Teresina, que é caracterizada amplamente por depósitos de planícies de maré que marcam a transição de um contexto marinho ou lagunar de águas relativamente profundas (*cf.* Formação Serra Alta, sotoposta), para um contexto fluvio-eólico, tipicamente continental (*cf.* Formação Piramboia, sobreposta) (Meglhioratti, 2006).

Os microbialitos do Grupo Passa Dois incluem os estromatólitos silicificados da Formação Irati nas regiões de Goiás e Mato Grosso (Fairchild *et al.*, 1985); os estromatólitos gigantes, também da Formação Irati, no nordeste do Estado de São Paulo (Ricardi-Branco *et al.*, 2009); os estromatólitos em calcário coquinoide da Formação Teresina no nordeste do Estado do Paraná (Rohn & Fairchild, 1986); e os estromatólitos silicificados da Formação Teresina no sudeste do Estado de São Paulo (Sallun-Filho *et al.*, 2012).

A única microbiota associada à microbialitos da Formação Teresina foi descrita recentemente por Sallun-Filho *et al.* (2012), apesar da relativa abundância de microbialitos

silicificados, com potencial de preservação de microfósseis de paredes orgânicas. A assembleia descrita é composta exclusivamente por microfósseis filamentosos, presumivelmente cianobacterianos. Uma segunda microbiota, diversa e não associada à microbialitos, é aquela descrita por Calça (2008) e Calça & Fairchild (2012), composta exclusivamente por formas cocoidais.

Apesar da ampla distribuição geográfica (do Estado do Mato Grosso ao Estado do Paraná) e estratigráfica (em quase todas as unidades do Grupo Passa Dois), e grande diversidade dos microbialitos, incluindo aqueles total ou parcialmente silicificados, o conhecimento sobre eles e sobre suas microbiotas em sílex permiano da Bacia do Paraná é extremamente restrito, sendo necessário uma maior prospecção de microfósseis nessas unidades, associados ou não a microbialitos. Assim, é necessário reconhecer a real amplitude geográfica e estratigráfica desses depósitos e comparar seus morfotipos e eventuais microfósseis associados, o que pode servir de base para correlações estratigráficas (*e.g.*, Semikhatov, 1976; Preiss, 1976), tornando-se ainda mais importante tendo em vista as possíveis implicações paleobiológicas (inclusive de preservação) para microbiotas se desenvolvendo em regiões em vias de continentalização.

1.2. OBJETIVOS

Com vistas a esclarecer a natureza e o significado deposicional de microbialitos da sucessão da Formação Teresina no km 168 da Rodovia Presidente Castelo Branco, no sudoeste do Município de Porangaba (SP), propõem-se os seguintes objetivos:

(1) Descrever macro-, meso- e microscopicamente o nível de rochas em que os microbialitos correspondem a um arcabouço com feição conglomerática.

(2) Descrever eventuais microfósseis preservados na matriz da camada conglomerática, incluindo suas feições tafonômicas.

(3) Descrever a macro-, meso- e microestrutura dos microbialíticos.

(4) Descrever os microfósseis preservados nos microbialitos, abordando aspectos morfológicos, tafonômicos, taxonômicos e a sua distribuição e orientação nos depósitos.

(5) Elaborar hipóteses quanto às condições de formações desses depósitos, abordando aspectos paleobiológicos (sistemática, tafonomia e paleoecologia), paleoclimáticos (em relação à aridez e mudanças no nível de base) e sedimentológicos (considerando-se os fatores físico-químicos, hidrodinâmicos e a biogenicidade dos depósitos).

2. MATERIAL E MÉTODOS

5.1. ÁREA DE ESTUDO

O material analisado provém dos afloramentos da Formação Teresina à beira da Rodovia Presidente Castello Branco (SP-280) na altura do Km 168, na extremidade sudoeste do Município de Porangaba, Estado de São Paulo. As coordenadas para o afloramento, na pista sentido Capital-interior (sentido noroeste), são $23^{\circ}13'30.24''\text{S}$ $48^{\circ}10'42.24''\text{W}$ (início) e $23^{\circ}13'31.57''\text{S}$ $48^{\circ}10'42.83''\text{W}$ (final); na pista sentido interior-Capital (sentido sudeste), as coordenadas são $23^{\circ}13'28.62''\text{S}$ $48^{\circ}10'46.94''\text{W}$ (início) e $23^{\circ}13'29.85''\text{S}$ $48^{\circ}10'48.71''\text{W}$ (final) (Figura 1).

Nos dias 1 e 2 de fevereiro de 2013 foi realizada uma campanha geológica para os afloramentos citados, com objetivos de aperfeiçoar o perfil estratigráfico do afloramento e coletar material para análises futuras, incluindo possíveis microbialitos de outras camadas. Quando do início desta pesquisa, as amostras e lâminas analisadas já constavam das coleções do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, depositadas temporariamente no Laboratório de Estudos Paleobiológicos.

Figura 1. Localização da área de estudo. (A) Distribuição da Bacia do Paraná na América do Sul. (B) Faixa aflorante do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. (C) Imagem de satélite dos afloramentos da Formação Teresina no Km 168 da Rodovia Presidente Castelo Branco SP-280). Estrela indica a porção central dos afloramentos. (Imagem do programa *Google Earth*, obtida por satélite em 13 de setembro de 2010.)

5.2. ESTUDOS DE LABORATÓRIO

As 11 amostras de mão e as 10 lâminas petrográficas (Quadro I), consistindo de microbialitos silicificados, foram examinadas em diversas escalas (macro-, meso- e microscópica) no Laboratório de Estudos Paleobiológicos do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). Todavia, a preparação de amostras, a confecção de lâminas e a obtenção de fotomicrografias contaram com outros laboratórios do IGc-USP, explicitados a seguir.

Quadro I. Relação de amostras de mão (GP/6E) e lâminas petrográficas (GP/L-6E) analisadas.

Número de tombo da coleção científica do Laboratório de Paleontologia Sistemática (GSA, IGc-USP)	Número do Laboratório de Estudos Paleobiológicos (GSA, IGc-USP)	Número de coleta
GP/6E-302	VCSB-2	-
GP/6E-303a	VCSB-1	-
GP/6E-303b	VCSB-1A	-
GP/6E-303c	VCSB-1B	-
GP/6E-303d	VCSB-1C	-
GP/6E-304a	VCSB-4	2/12.10.83/12
GP/6E-304b	VCSB-4A	2/12.10.83/12
GP/6E-305a	VCSB-7	-
GP/6E-305b	VCSB-7A	-
GP/6E-306a	VCSB-5	2/12.10.83/7
GP/6E-306b	VCSB-5A	2/12.10.83/7
GL/L-6E-130	TER-1	2/12.12.83/7A
GL/L-6E-131	TER-2	2/12.12.83/7B
GL/L-6E-132	TER-3	2/12.12.83/12
GL/L-6E-133	TER-4	2/12.12.83/12
GL/L-6E-134	TER-5	SC9A-3-B
GL/L-6E-135	TER-6	SC9A-1-B
GL/L-6E-136	TER-7	SC9A-1-C
GL/L-6E-137	TER-8	SC9A-1-D
GL/L-6E-138	TER-9	SC9A-1-AC
GL/L-6E-139	TER-10	CB-168

As amostras de mão foram cortadas com serra equipada com disco diamantado *Dinser 0300*, no Laboratório de Tratamento de Amostras (GSA, IGc-USP). No mesmo laboratório, as superfícies de corte foram então polidas com lixadeiras equipadas com lixas d'água números 120 e 180. Dessa forma, puderam-se visualizar melhor feições da rocha, tais como sua laminação e componentes minerais.

As 10 lâminas petrográficas analisadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação (GSA, IGc-USP). Por se tratar de sílex, um material muito translúcido, sete destas lâminas foram confeccionadas com espessuras de 50 a 100 μm , ou seja, duas a três vezes mais espessa que uma lâmina padrão, de forma a ter um maior volume de rocha para procurar e visualizar microfósseis. Uma lâmina de cada um dos tipos de microbialitos (oncólitos e estromatoncólitos, ver definição deste último na p. 41) foram confeccionadas na espessura padrão de 30 μm , para análises petrográficas.

As análises petrográficas foram realizadas no Laboratório de Estudos Paleobiológicos, com auxílio de microscópio petrográfico *Zeiss Axiolab*. Além das análises convencionais (morfologia, estrutura e birrefringência de minerais), foi utilizada a técnica de alizarina vermelha S, para diferenciação de carbonatos calcíticos, que se tingem de vermelho, e de dolomita, que não reage com o corante. Também foi empregada a técnica de fluorescência, de forma a verificar a ocorrência de carbonatos e matéria orgânica na matriz e nos microbialitos.

Imagens digitais das amostras de mão foram obtidas com câmera digital *Canon PowerShot SX200 IS* e então tratadas com os programas *Microsoft Picture Manager*, para correção de cores, e *Adobe Photoshop CS4*, para isolar as amostras de mão e inseri-las sobre fundo branco. Detalhes das superfícies polidas e de porções das lâminas petrográficas foram fotografadas em estereomicroscópio *Zeiss Stemi 2000-C* com o sistema *AxioVision 4.8* e câmera *Zeiss Axiocam ICc*. As lâminas petrográficas, por sua vez, foram fotomicrografadas no Laboratório de Microscopia Óptica (para luz paralela e polarizada), com câmera *Olympus BX50* acoplada à câmera *Olympus E330*, e no Laboratório de Petrografia Sedimentar (para fotomicrografia de fluorescência), com microscópio petrográfico *Zeiss Axioplan 2*. As fotomontagens foram produzidas com o programa *Microsoft Image Composite Editor* e as escalas originais de todas as imagens foram substituídas por outras mais legíveis através do programa *ImageJ*.

Os microbialitos foram analisados em campo, para verificar sua distribuição lateral e estratigráfica, e em laboratório, sob três escalas (macro-, meso- e microscópica), para sua caracterização sedimentológica, petrográfica, morfológica e paleobiológica (Quadro II).

Quadro II. Resolução das análises dos microbialitos e potenciais informações obtidas.

Escala	Aspectos	Modos de análise	Informações
Macroscópico	Morfologia externa	À olho nu	Paleoambiental e estratigráfica
Mesoscópico	Estrutura interna, laminação e perfis sinópticos	À olho nu e em estereomicroscópio	Dinâmica sedimentar e estrutura das comunidades microbianas
Microscópico	Detalhes da laminação, textura, tramas e petrografia	Em microscópio petrográfico	Paleoecologia e tafonomia das biotas e diagênese da rocha

Foram observadas, em afloramento ou em amostras de mão, o modo de ocorrência dos microbialitos (se em bioermas ou bioestromas) e suas distribuição e abundância estratigráficas – esta última de interesse especial para os microbialitos oncolíticos, que são os principais constituintes da camada em que ocorrem. Dessa forma, foi possível inferir aspectos paleoambientais tais como energia do meio, batimetria e a contribuição dos microbialitos para a constituição da camada.

Como parte da análise mesoscópica, foram confeccionados perfis sinópticos das laminações para reconstituir a morfologia e o relevo dos microbialitos ao longo de seu desenvolvimento. Assim, com base nas formas das lâminas e da herança laminar (isto é, o quanto uma lâmina mais recente conserva da morfologia das lâminas mais antigas) pôde-se verificar o

desenvolvimento e a migração da comunidade microbiana. Além disso, interrupções das lâminas, incluindo cavidades de dissolução, contribuíram para o entendimento da história diagenética dos microbialitos e sedimentos associados.

A resolução microscópica teve por objetivo identificar tramas microbialíticas e os contatos entre elas, considerando-se a textura dos minerais (composição, forma, tamanho e distribuição) e também o conteúdo orgânico, incluindo tanto microfósseis (variedade, densidade e distribuição) quanto matéria orgânica amorfa. Dessa forma, pôde-se definir, para cada trama, os níveis de contribuição biológica, a taxonomia e a tafonomia dos microfósseis, e a natureza dos minerais presentes.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná (Figura 2) possui área de 1,5 milhões de quilômetros quadrados, distribuídos nos territórios do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai (Milani, 2004). Em seu depocentro, próximo à calha atual do Rio Paraná, os depósitos fazem contato com o embasamento cristalino em uma profundidade superior a sete quilômetros (Milani & Thomaz-Filho, 2000).

O contorno da bacia mede cerca de 5,5 mil quilômetros que, quase em sua totalidade, representa um contorno erosivo (Milani, 2004). De fato, a configuração atual da bacia reflete eventos tectônicos ocorridos durante as eras Mesozoica e Cenozoica. Para o leste, uma área significativa dos depósitos paleozoicos foi erodida com o soerguimento decorrente do rifteamento final de Gondwana, que originou os continentes Sul-Americano e Africano durante o Eocretáceo (Milani & Thomaz-Filho, 2000). No flanco oeste, o soerguimento do Arco de Assunção, decorrente da sobrecarga litosférica infligida pela formação da Cordilheira dos Andes durante o Cenozoico, isolou a bacia de áreas anteriormente contínuas (Milani, 2004). No flanco nordeste da bacia, porém, unidades litoestratigráficas predominantemente arenosas registram o que parece ser a antiga paleoborda deposicional (Milani, 2004).

A origem da bacia está ligada à Orogenia Oclóyica e à colisão do Terreno Pré-Cordilheiriano durante o Neordoviciano, que geraram forças compressivas que reativaram antigas discontinuidades e possibilitaram a formação dos primeiros depocentros cratônicos (Milani, 2004). O Basalto Três Lagoas, um magmatismo local resultante destes esforços, fornece uma idade de 443 ± 10 Ma para a origem da Bacia do Paraná (York, 2003).

Milani (1997) definiu seis unidades de segunda ordem que constituem o arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná (Figura 3): (1) Supersequência Rio Avaí, de idade Caradociana a Llandoveryana, com as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria; (2) Supersequência Paraná, de idade Lochkoviana a Frasniana, com as formações Furnas e Ponta Grossa; (3) Supersequência Gondwana I, de idade Westphaliana a Scythiana, com as formações Lagoa Azul, Aquidauana, Campo Mourão, Rio do Sul, Taciba, Dourados, Rio Bonito, Tatuí, Palermo, Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí, Rio do Rasto, Pirambóia e Sanga do Cabral; (4) Supersequência Gondwana II, de idade Neoasiniana a Eonoriana, com a formação Santa Maria; (5) Supersequência Gondwana

III, de idade Neojurássica a Barriasiana, com as formações Botucatu e Serra Geral; e (6) Supersequência Bauru, de idade Aptiana a Maastrichiniana, com as formações Caiuá, Uberaba, Adamantina e Marília. (Atualizações desse arcabouço, induzidas principalmente pelas datações de camadas com cinzas vulcânicas de depósitos permianos, serão discutidas no subcapítulo 3.2. *Grupo Passa Dois*.)

Como típica bacia intracratônica – localizada inteiramente dentro da placa sul-americana, sem contato direto com nenhuma de suas margens –, a deposição dessas supersequências ocorreu devido a processos subsidentes recorrentes (Milani, 2004), o que conferiu contornos geográficos diferentes para a bacia a cada ciclo de soerguimento e subsidência, uma vez que ocupou espaços diferentes dentro do cráton a cada um deles. Portanto, a partir da observação de contornos geográficos e litossomas, é possível distinguir os contextos deposicionais gerais nos quais foram depositadas as supersequências: a deposição das supersequências Rio Ivaí (ordoviciano) e Paraná (siluro-devoniano) em um contexto plenamente marinho; e a deposição da Supersequência Gondwana I (carbo-permiana) em um mar interior (Mar White Hill-Irati) (Zalán *et al.*, 1990). Após a deposição desta última, um contexto continental regiu a deposição das supersequências Gondwana II (com depósitos flúvio-eólicos), Gondwana III (com depósitos eólicos) e Bauru (também com depósitos flúvio-eólicos).

A história final da Bacia do Paraná está relacionada aos eventos decorrentes da Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967), ocorrida entre o Cretáceo e o Mioceno, que fizeram com que a bacia perdesse sua autonomia em relação à subsidência e sedimentação-magmatismo (Milani, 2004). De fato, o intenso magmatismo eocretácico que originou os basaltos da Formação Serra Geral, com até 2000 metros de espessura – registro do extravasamento magmático intracontinental mais volumoso conhecido (Santos *et al.*, 1984; Milani *et al.*, 2007) e uma das grandes províncias ígneas (*large igneous provinces*, ou LIPs) (Silva *et al.*, 2003) –, está relacionado aos primeiros estágios de abertura do Atlântico Sul e à quebra de Gondwana (Milani, 2004).

Figura 2. Mapa geológico da Bacia do Paraná, com a indicação da profundidade do embasamento e a distribuição dos afloramentos das seis supersequências definidas por Milani (1997). (Fonte: Milani, 2004.)

Figura 3. Diagrama lito-crono-estratigráfico da Bacia do Paraná, como definido por Milani (1997). As unidades que compõem o Grupo Passa Dois encontram-se entre as linhas vermelhas. (Modificado de Milani, 2004.)

3.2. GRUPO PASSA DOIS

TERMINOLOGIA

A denominação Passa Dois, com hierarquia de grupo, foi primeiramente utilizada por Mendes (1967), que reconheceu nesse intervalo as formações Irati, Estrada Nova e Rio do Rastro. Em uma revisão estratigráfica, Schneider *et al.* (1974) aceitaram a proposta de Mendes (1967), mas propuseram a divisão da Formação Estrada Nova em formações Serra Alta e Teresina para a região sul do país. Schneider *et al.* (1974) observaram que nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul era possível dividir o grupo nas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro, enquanto nos estados de São Paulo, Mato Grosso e Goiás era possível reconhecer apenas a Formação Irati e um litossoma indivisível mas correlato às formações Serra Alta e Teresina, o qual preservou a denominação de Formação Estrada Nova.

Refinando a distribuição e os limites estratigráficos, Almeida & Melo (1981) então postularam que as formações Serra Alta e Teresina podem ser identificadas até a calha atual do Rio Tietê nas proximidades da cidade de Piracicaba; a partir daí, em direção ao norte, não é mais possível diferenciar as duas formações, sendo a sucessão indivisa denominada Formação Corumbataí.

O Grupo Passa Dois passa a ter uma ocorrência muito restrita na borda oeste da bacia, permanecendo indiviso devido a impossibilidade de reconhecer ali as formações típicas da parte central da bacia (Santos *et al.*, 1984).

ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

A Supersequência Gondwana I é composta, na ordem de empilhamento, pelos grupos Itararé, Guatá, Passa Dois e pelas formações Piramboia e Sanga do Cabral (Figura 4), e representa um ciclo transgressivo-regressivo de terceira ordem (Milani, 1997). A porção transgressiva da supersequência se encontra em sua porção basal, nos grupos Itararé e Guatá (Silva *et al.*, 2003) (Figura 3.3), com a superfície de máxima inundação evidenciada pelo aumento do espaço de acomodação e conseguinte deposição dos sedimentos mais finos, na porção superior deste último (Formação

Palermo) (Milani, 1997). As rochas do Itararé representam depósitos glaciais marinhos, enquanto os depósitos do Guatá correspondem a ambientes deltaicos, marinhos e litorâneos (Silva *et al.*, 2003). Portanto, esse registro transgressivo marca o derretimento final das geleiras da glaciação gondwânica neopaleozóica e o decorrente aumento do nível eustático.

O Grupo Passa Dois corresponde à fase regressiva da supersequência, com depósitos de ambientes marinhos e transicionais (Silva *et al.*, 2003). Esta fase regressiva culmina na desertificação perene da Bacia do Paraná, com a Formação Rio do Rasto encerrando o último contexto totalmente aquático da bacia, sendo sobreposta pelos arenitos eólicos da Formação Piramboia (Santos *et al.*, 2003; Milani, 2004)

IDADE

Há diversos níveis com cinzas vulcânicas na Supersequência Gondwana I, distribuídos na porção superior do Grupo Itararé e em todas as formações que compõem o Grupo Passa Dois (*e.g.*, Matos *et al.*, 2001; Coutinho & Hachiro, 2005; Rocha-Campos *et al.*, 2011). Recentemente, Rocha-Campos *et al.* (2011) demonstraram que a área vulcânica que originou essas cinzas corresponde à Província Ígnea Choyoi, situada entre o leste do Chile e o oeste da Argentina, uma vez que suas idades radiométricas demonstram uma correlação temporal com a sucessão permiana da Bacia do Paraná, como evidenciado tanto pelas idades radiométricas obtidas de cinzas vulcânicas das formações Rio Bonito e Irati quanto pelas idades relativas indicadas pelo conteúdo fóssilífero das unidades superiores do Grupo Passa Dois e das formações Piramboia e Sanga do Cabral. Entretanto, o primeiro trabalho a cogitar essa correlação entre os níveis com cinzas vulcânicas do pacote carbo-permiano da Bacia do Paraná e a Província Ígnea Choyoi foi aquele de Coutinho *et al.* (1982), sendo seguido por vários outros (*e.g.*, Matos *et al.*, 2001; Calarge *et al.*, 2003; Coutinho & Hachiro, 2005).

Até o momento, apenas níveis das formações Rio Bonito e Irati foram alvo de datações radiométricas, sempre a partir da razão U-Pb em zircões. Para a Formação Rio Bonito, Matos *et al.* (2001) obtiveram uma idade de $267,1 \pm 3,4$ Ma, enquanto Guerra-Sommer *et al.* (2008a; 2008b) obtiveram idades de $290,6 \pm 1,5$, $296,9 \pm 1,65$ e $296 \pm 4,2$ Ma, na localidade Carvão Codiota, e uma idade de $285,4 \pm 8,6$ Ma na localidade Carvão Faxinal, também a partir de U-Pb em zircões. Para a Formação Irati, foi obtida uma

idade de $278,4 \pm 2,2$ Ma (Santos *et al.*, 2006). A incongruência entre esta última idade e aquela de $267,1 \pm 3,4$ Ma obtida por Matos *et al.* (2001) para a Formação Rio Bonito se deve, segundo Santos *et al.* (2006), a pequenas perdas de Pb devido ao retrabalhamento dos zircões.

Para a Formação Rio do Rasto pode-se inferir uma idade absoluta de $265,5 \pm 2,2$, tendo em vista a ocorrência de uma zona de *Leinzia similis*, definida por Rohn (1994), correlacionável à Formação Gai-As, na Namíbia, onde a mesma espécie ocorre associada a cinzas vulcânicas (Stollhoffen *et al.*, 2000). De fato, a idade wuchiapijana foi sugerida por Rohn (2007) e Oliveira (2007), com base em invertebrados, e por Cisneros *et al.* (2005), com base em sauropsídeos. Por outro lado, o estudo palinológico de Neregato *et al.* (2008) indicou idades mais antigas, entre o Roadiano e o Capitaniano.

Os dados desses e outros autores foram compilados por Holz *et al.* (2010), que se basearam tanto nas datações radiométricas quanto na bioestratigrafia de palinomorfos, plantas, invertebrados e vertebrados para propor uma nova carta estratigráfica para a Supersequência Gondwana I (Figura 5), modificada a partir daquela sugerida por Milani (1997). Todavia, Dias-da-Silva (2011) pontua que, considerando todos os estudos sobre a bioestratigrafia dos tetrápodes da Formação Rio do Rasto, não houve nenhuma tentativa de avaliar a real amplitude vertical dos táxons, e que, por este motivo, conclusões baseadas nestes dados devem ser tidas como provisórias.

PALEOAMBIENTES

A Formação Irati é dividida nos membros Taquaral (inferior), onde a litologia é dominada por folhelhos, e Assistência (superior), com uma litologia formada predominantemente por ritmitos de folhelhos (por vezes pirobetuminosos) e calcários dolomíticos, característicos da região ao norte-nordeste do Arco de Ponta Grossa, e apenas por folhelhos na região ao sul do mesmo arco (Hachiro, 1996). A exclusividade de estratificação plano-paralela, a grande quantidade de matéria orgânica e a presença de pirita indicam um corpo d'água anóxico, com circulação muito restrita (Hachiro, 1996).

A escassa presença de acritarcos (Souza *et al.*, 1992; Daemon *et al.*, 1996) sugere algum contato com o mar aberto, presumivelmente através da região sul, representativa de um ambiente mais distal. Neste sentido, também cabe citar a possível

ocorrência de braquiópodes lingulídeos e foraminíferos aglutinantes (Campanha, 1984 *apud* Mendes, 1984) – os quais nunca foram devidamente reestudados, seja taxonômica ou estratigraficamente – que atestariam uma forte influência marinha. Pólens bissacados, poliplicados e teniados (inclusive com tenias engrossadas) de gimnospermas indicam um clima árido para as regiões adjascentes ao corpo d'água (Premaor *et al.*, 2006). Além disso, Calça (2008) descreveu uma rica microbiota exclusivamente unicelular nos depósitos do Membro Assistência, na porção ao norte-nordeste do Arco de Ponta Grossa, a qual foi interpretada como indicadora de um ambiente raso e hipersalino, talvez com variações eventuais de salinidade. Por outro lado, a ocorrência de clorófitas do gênero *Botryococcus* nos depósitos da região ao sul do arco sugere ambientes marginais que sofriam, ocasional ou perenemente, grande influência de água doce (Araújo, 2001).

A Formação Serra Alta, que apresenta um contato concordante com a Formação Irati (Almeida & Melo, 1981), é formada por argilitos e folhelhos de coloração cinza, além de concreções carbonáticas e estratos decimétricos de arenitos de granulometria fina (Meglhioratti, 2005). Os depósitos foram interpretados como característicos de ambientes abaixo do nível de base de onda de tempestade (Almeida & Melo, 1981). Quanto ao registro fossilífero, cabe citar a ocorrência dos moluscos bivalves endêmicos do Grupo Passa Dois, da Família Anomalodesmidae, que ocorrem também nas formações Teresina e Corumbataí (Rohn, 1994), que são formas claramente derivadas de ancestrais gondwânicos marinhos, com padrões macroevolutivos muito semelhantes aqueles mostrados pelos bivalves cenozoicos do Mar Caspiano-Pontiano (que, inclusive, apresentava dimensões semelhantes àsquelas do Mar White Hill-Irati), mas que por si só não são diagnósticos de um contexto plenamente marinho (Runnegar & Newell, 1971). Cabe ressaltar que a ancestralidade marinha destes bivalves tem sido reafirmada desde então (Simões *et al.*, 1997; Mello, 1999; Gilhardi & Simões, 2002). Estes bivalves ocorrem tanto na porção inferior (Rohn & Rösler, 2000) quanto superior da formação (Meglhioratti, 2006).

A Formação Teresina, que tem um contato transicional com a Formação Serra Alta sotoposta, é formada principalmente por argilitos de cor cinza e camadas de arenitos com granulometria muito fina, mostrando marcas onduladas e estratificações *flaser* e *hummocky* (Schneider *et al.*, 1974; Rohn, 1994). A formação também apresenta camadas carbonáticas e de sílex, este último interpretado como a substituição de evaporitos (Matos, 1995; Decloedt, 2012). Uma marcante ocorrência de sílex primário é

vista em Anhembi, onde são encontrados mais de 4.500 cones silicosos, alguns com mais de um metro de altura, interpretados como geiseritos (Yamamoto *et al.*, 2005). O paleoambiente é tido como de *offshore* influenciado por tempestades e planície costeira (Rohn, 1994; Meglhioratti, 2006), sendo que, na área de estudo, laminitos fenestrais, lentes enterolíticas e gretas poligonais atestam uma planície de maré evaporítica (Decloedt, 2012).

Quanto ao conteúdo fossilífero, as principais ocorrências com implicações paleoambientais são os lenhos silicificados de licófitas e pteridófitas, sendo que estas últimas atestam um clima relativamente úmido para as áreas adjacentes; algas carófitas, que sugerem ambientes proximais sob forte influência de água doce; ostracodes, com formas tanto tipicamente dulcícolas (Maranhão, 1995) quanto tipicamente marinhas e também cosmopolitas (Almeida & Do-Carmo, 2005); e os moluscos bivalves anomalodesmídeos, já citados.

A Formação Corumbataí, que exibe uma interdigitação com as formações Serra Alta e Teresina, lateralmente contínuas, apresenta uma predominância de argilitos, folhelhos, siltitos e, em sua porção superior, arenitos, além de concreções calcíferas e carbonatos que podem apresentar silicificação parcial. O paleoambiente é interpretado como o de planície de marés, com a alternância de tratos de sistemas regressivos e transgressivos (Gama Jr, 1979). Quanto ao registro fossilífero, além dos bivalves anomalodesmídeos endêmicos, cabe citar a ocorrência de lenhos silicificados, especialmente de pteridófitas e licófitas; ostracodes; escamas e dentes de peixes ósseos (Schneider *et al.*, 1974), incluindo de dipnoiformes (Toledo & Bertini, 2005); e dentes de peixes cartilaginosos atribuídos à *Xenacanthus moorei* (Ragonha, 1984), um táxon típico dos continentes do hemisfério norte, que implica que o endemismo não é uma característica de toda a biota do Grupo Passa Dois.

A Formação Rio do Rastro, a última unidade do Grupo Passa Dois, tem contato transicional com as formações Teresina e Corumbataí e é subdivida nos membros Serrinha (inferior) e Morro Pelado (superior) (Schneider *et al.*, 1974). A litologia é composta por argilitos, siltitos e arenitos de granulometria fina, depositados em paleoambientes lacustres e deltaicos, com tempestitos e com arenitos eólicos que se tornam cada vez mais expressivos em direção ao topo (Lavina, 1991), com fácies indicando depósitos de migração de dunas (Warren *et al.*, 2008).

As ocorrências fossilíferas mais importantes para as interpretações paleoambientais são as licófitas e, sobretudo, as esfenófitas (Rohn & Rösler, 2000), que

se tornam progressivamente mais raras rumo ao topo da formação; conchostráceos, que são os fósseis mais abundantes, indicando ambientes tipicamente de água doce (Rohn & Rösler, 1990; Rohn, 1994); e moluscos bivalves típicos de água doce (Rohn, 1994). Também ocorrem restos de peixes ósseos, temnospondilos, sauropsídeos e sinapsídeos (Barberena *et al.*, 1980; Dias-da-Silva, 2011).

Figura 4. Diagrama estratigráfico simplificado da Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná. Notar o nível de máxima inundação no Grupo Guatá (registrado na Formação Palermo), seguido pela regressão do Passa Dois e consequente deposição dos arenitos eólicos das formações Piramboia e Sanga do Cabral. (Modificado de Milani, 2004.)

(Página 25)

Figura 5. Tabela lito-crono-estratigráfica da Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná.
(Modificado de Holz *et al.*, 2010.)

4. PALEOBIOLOGIA DE MICROBIALITOS

4.1. TERMINOLOGIA

Microbialitos fósseis têm sido reconhecidos no registro geológico há mais de um século, embora sua natureza biológica não tenha sido plenamente reconhecida por geólogos e paleontólogos até que formas atuais fossem descritas – ainda que esteiras microbianas fossem conhecidas pelos biólogos muito antes disso (Margulis & Sagan, 1997), como aquelas da Ilha Andros, nas Bahamas, descritas por Black (1933), e de Shark Bay, na Austrália Ocidental, descritas por Logan (1961), nas quais até mesmo as variações morfológicas e dimensões relativamente grandes se assemelham àqueles de ocorrências pré-cambrianas. Todavia, os primeiros microbialitos a serem formalmente descritos foram estromatólitos, por Kalkowsky (1908), que cunhou o termo *stromatolith*, baseado no grego *strōma*, para “estrato” ou “camada”. Em seu estudo, Kalkowsky (1908) comparou estruturas oolíticas e estromatólíticas em carbonatos triássicos das Montanhas Harz, na região central da Alemanha, utilizando o termo para se referir a estruturas dômicas e colunares, formadas por lâminas muito finas, as quais ele relacionou à atividade de microrganismos fotossintetizantes.

Aitken (1967, p. 1163) propôs a denominação *carbonatos criptoalgálicos*, uma vez que “a influência de algas [cianobactérias e clorofíceas] é mais inferida que observada”, definindo as estruturas como aquelas “interpretadas como originadas através da atividade de sedimentação e/ou de precipitação carbonática de algas não-esqueletogênicas.” Aitken (1967) ainda subdividiu estes carbonatos em duas categorias: (1) biolitos criptoalgais, onde estão inseridos trombólitos, oncólitos, estromatólitos e criptoalgalaminitos (sendo o equivalente a estromatólitos estratiformes); e (2) carbonatos criptoalgálicos fragmentados.

Em função do interesse no registro fóssil e na paleobiologia do vasto período de tempo pré-cambriano gerado pela publicação seminal de Barghoorn & Tyler (1965) – precedida pela de Tyler & Barghoorn (1954), que não recebeu muita atenção da comunidade científica – sobre microfósseis e estromatólitos com cerca 2 bilhões de anos, e as tentativas de soviéticos, australianos e franceses de utilizar estromatólitos como fósseis-guia (ver Schopf, 1983, e Schopf & Klein, 1992), o termo *estromatólito* foi redefinido por Awramik & Margulis (1974, p. 5) como “estruturas organossedimentares megascópicas produzidas pelo aprisionamento, aglutinação e/ou

precipitação como resultado do crescimento e da atividade metabólica de organismos, primariamente algas verdes-azuladas [cianobactérias].”

Nesta dissertação, utiliza-se o conceito de *microbialito* elaborado por Burne & Moore (1987, p. 241-242): “depósitos organossedimentares que sofreram acreção como resultado de uma comunidade microbiana bentônica que trapeou e aglutinou sedimentos detríticos e/ou formou o lócus para a precipitação mineral”. O termo *estromatólito*, por sua vez, é utilizado na concepção de Riding (2011a, p. 31), que definiu como “sedimentos microbianos com laminações macroscópicas e autigênicas, com ou sem precipitados abiogênicos interlaminares.” O termo *oncólito*, também de interesse para esta dissertação, é utilizado na concepção de Aitken (1967, p. 1163), descrito como “corpos não-fixos, esferoides regulares ou irregulares, com laminações concêntricas ou semi-concêntricas, de origen criptoalgal [microbialítica].”

A definição de Burne & Moore (1987) é basicamente a mesma de Awramik & Margulis (1974) tendo em vista que ambos não consideram aspectos morfológicos (como laminação) e diagenéticos (como litificação), mas apenas a influência microbiana na sedimentação. No entanto, o termo *estromatólito* implica, semanticamente, em uma estrutura laminada, de forma que *microbialito* permite uma aplicação mais ampla e sem ambiguidades. Além disso, a amplitude do termo *microbialito* faz deste uma categoria sob a qual todos os outros depósitos biossedimentares (*e.g.*, estromatólitos, oncólitos, trombólitos) estão subordinados (subdivididos de acordo com suas macrotramas), evitando problemas terminológicos (Riding, 2000; 2011b).

4.2. RECONHECIMENTO DE MICROBIALITOS

Antes de listar as assinaturas que atestam a biogenicidade de supostos depósitos microbialíticos, há dois aspectos que merecem ser levantados, ambos relacionados à natureza biossedimentar desses depósitos. O primeiro é que muitos estromatólitos (*strictu sensu*) do Neoarqueano e do Paleoproterozoico são formados por camadas intimamente relacionadas de esteiras microbianas litificadas e crostas abiogênicas – sendo que estas últimas correspondem a uma das estruturas abiogênicas mais semelhantes aos estromatólitos (Walter, 1983) – cuja estrutura resultante corresponde ao que Ridgway (2008) denominou de *estromatólitos de crostas híbridas*.

O segundo aspecto, como pontuado por Awramik (2006), é que ainda que depositada por influência biológica, o depósito é, em essência, formado por material sedimentar, sendo que a preservação de microfósseis dos organismos construtores é rara. Schopf (1992), por exemplo, estima que 99,99% dos microbialitos fósseis não possuam células preservadas de nenhuma forma. No entanto, quando presentes, eles podem auxiliar a dirimir questões sobre a biogenicidade de alguns desses depósitos, tendo em vista principalmente a distribuição e o arranjo de células relativamente bem preservadas ou de sua *microestrutura palimpsestica* – composta por vestígios celulares muito obliterados, mas ainda visíveis na trama microbialítica, definida como “uma microestrutura na qual a distribuição de querogênio, óxidos de ferro pirita ou algum outro material pigmentado indique a antiga distribuição das células microbianas” (Walter, 1983, p. 188).

Dessa forma, é necessário que o suposto depósito biossedimentar satisfaça uma série de critérios para ser de fato reconhecido como um microbialito. A seguir, enumeram-se os critérios definidos por Walter (1983, critérios de 1 a 5), Buick *et al.* (1981, critérios 6 e 7) e Fairchild (2011, critério 8):

(1) Orientação que demonstre que a estrutura foi formada simultaneamente com o resto do depósito. Ou seja, não estar associada a fissuras, onde estruturas ramificadas podem ser geradas pela deposição de minerais como óxidos de manganês, por exemplo.

(2) Inserção em fácies que sejam coerentes com uma interpretação dos possíveis microbialitos como estruturas sedimentares primárias. Ou seja, não estar transgredindo diferentes planos de acamamento, como é visto em espeleotemas, por exemplo.

(3) Macromorfologia compatível com uma origem microbialítica. Este item é útil principalmente para descartar estruturas como estalactites e ooides, nos quais a laminação apresenta convexidade para baixo e é extremamente regular, respectivamente.

(4) Micromorfologia compatível com uma origem microbialítica. Ou seja, possuir lâminas com formato e microestrutura que indiquem uma natureza biossedimentar.

(5) Composição química coerente com uma origem microbialítica. Ou seja, possuir assinaturas isotópicas similares aquelas da matriz e coerentes com um metabolismo fotossintético.

(6) Mudanças na composição da microbiota devem ser acompanhadas por mudanças na morfologia do suposto microbialito.

(7) Presença de fósseis ou icnofósseis (equivalente a microestruturas palimpsesticas) organizados de uma forma que se possa inferir sua influência no aprisionamento, aglutinação ou precipitação de sedimentos.

(8) Presença de fósseis morfológicamente análogos a organismos modernos construtores de microbialitos, principalmente se presentes em grande abundância e/ou diversidade.

Cabe ressaltar que Buick *et al.* (1981) consideram que apenas o critério 7 pode de fato assinalar biogenicidade e, portanto, definir uma estrutura como microbialítica. Fairchild (2011, ver Anexo A para uma lista completa dos critérios e breve discussão sobre eles) observa então que os critérios propostos por Buick *et al.* (1981) foram criados tendo em vista a identificação de estromatólitos arqueanos, que podem representar as mais antigas evidências de vida e, por isso, devem ser analisados com maior cautela. Por isso, Fairchild (2011) propõe que o critério 8 substitua o critério 7, tendo em vista especialmente os depósitos proterozoicos e fanerozoicos.

4.3. ESTRUTURA DE COMUNIDADES MICROBIALÍTICAS

Embora algumas esteiras microbianas atuais sejam dominadas por bactérias anoxifototróficas, bactérias quimioautotróficas, fungos ou diatomáceas (Stolz, 2001), as cianobactérias – incluindo tanto formas filamentosas quanto cocoidais – são provavelmente os organismos mais comuns e ecologicamente importantes na maioria das esteiras microbianas e microbialitos modernos (Golubic, 1976a; Golubic, 1976b; Gerdes, 2010), inclusive naqueles exemplares de Shark Bay (Awramik & Riding, 1988) e das Bahamas (Reid *et al.*, 2011), que são as ocorrências atuais mais semelhantes (em distribuição, tamanho e variedade morfológica) àsquelas do Proterozoico. De qualquer forma, este domínio cianobacteriano parece ser uma regra para microbialitos e esteiras microbianas de ambientes hipersalinos (Oren, 2010), que é o caso do ambiente dos microbialitos de Shark Bay – enquanto aqueles das Bahamas podem ser considerados os únicos análogos modernos a se desenvolver em um contexto marinho aberto (Reid *et al.*, 2011).

Tipicamente, microbialitos e esteiras microbianas demonstram uma estrutura que pode ser dividida em três zonas distintas (Figura 6) (Schopf, 1992):

- (1) A *superfície de crescimento (growth surface)*, que representa a camada mais superior da esteira. Esta camada é formada principalmente por cianobactérias, que produzem oxigênio através de sua fotossíntese oxigênica, e por outras bactérias estritamente aeróbicas.
- (2) A *sub-esteira (undermat)*, que corresponde a uma fina camada localizada logo abaixo da superfície de crescimento. Organismos taxonômica e metabolicamente distintos estão presentes nesta camada, como bactérias com metabolismo fotossintético não-aeróbico e aeróbios facultativos.
- (3) A *zona anóxica (oxygen-depleted zone)*, que corresponde a toda porção abaixo da sub-esteira, sendo caracterizada, como o próprio nome indica, pela ausência de oxigênio molecular. Esta zona é, portanto, dominada por bactérias anaeróbicas, especialmente aquelas com metabolismo metanogênico.

Esta estrutura tripartite é representativa da grande maioria dos microbialitos, mas variações eodiagênicas, inclusive no conteúdo mineralógico, podem diferir de uma ocorrência para a outra podendo influir significativamente na aparência e na

composição do microbialito. Por exemplo, os microbialitos estromatolíticos recentes da Lagoa Vermelha, no Rio de Janeiro, apresentam intercalações de lâminas de cristais de dolomita (Figura 7). A dolomita se formou a partir de cristais de calcita, precipitados originalmente na superfície de crescimento, que foram incorporados à esteira quando da migração das cianobactérias para novas superfícies de crescimento. Estas lâminas passam a ser colonizadas por bactérias oxido-redutoras de sulfatos que, com seu metabolismo, aumentam a concentração de magnésio no microambiente, possibilitando a precipitação de dolomita.

Portanto, tendo em vista que essa estruturaração tripartite reflete, de modo geral, o hábito fototático da comunidade microbialítica, pode-se fazer duas generalizações importantes para a interpretação destes depósitos no registro geológico. Em primeiro lugar, infere-se que a rocha portadora se formou dentro da zona fótica, em ambientes de profundidade inferior a 200 m. Em segundo lugar, como as laminações estromatolíticas convexas são originalmente voltadas para cima, elas auxiliam na identificação de topos e bases de depósitos, estejam eles perturbados ou não.

Figura 6. Microbialitos estromatolíticos de Laguna Mormona-Figueroa, Baja California, México. Nestes estromatólitos pode se notar claramente a estrutura biológica típica de microbialitos. As lâminas totalizam 2 cm de espessura. (Modificado de Schopf, 1992.)

Figura 7. Microbialitos estromatolíticos da Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro. A estrutura é composta por camadas predominantemente orgânicas (de cor esverdeada, no topo, e avermelhada, no restante da estrutura), compostas por células e exopolímeros, e camadas predominantemente carbonáticas (de cor branca). Escala = 1 cm. (Modificado de Vasconcelos *et al.*, 2006.)

5. RESULTADOS

5.1. PERFIL ESTRATIGRÁFICO DA ÁREA DE ESTUDO

No Km 168 da Rodovia Presidente Castelo Branco (SP-280), a sucessão sub-horizontal da Formação Teresina é composta, em geral, por uma intercalação de depósitos terrígenos siltosos e calciarenitos com porções silicificadas (Figura 8). Na base da sucessão, de 10 a 15 cm acima do nível da rodovia, ocorre uma camada de conglomerado densamente empacotado, com matriz carbonática em meio a dois pacotes de folhelho siltoso. Este conglomerado é constituído principalmente por nódulos de sílex, os quais chamaram a atenção de outros pesquisadores que levantaram a hipótese de que seriam nódulos salinos silicificados (Matos, 1995; Decloedt, 2012).

A camada de conglomerado é denominada aqui como *camada microbialítica-conglomerática* (CMC), sendo constituída principalmente por nódulos de sílex, correspondente a oncólitos, com dimensões milimétricas e centimétricas. Raros microbialitos com formas dômicas também foram encontrados na CMC e coletados pelo Prof. Fairchild em 1983. A maior parte dos nódulos, inclusive dos microbialitos dômicos, é formada por sílex de coloração escura, com tons de cinza e vermelho. Alguns nódulos, porém, apresentam um sílex com tons claros de vermelho, creme ou branco.

A matriz da CMC é, em geral, carbonática, reagindo fortemente com o teste de HCl, mas também possui material terrígeno.

Figura 8. Perfil estratigráfico da Formação Teresina no Km 168 da Rodovia Presidente Castelo Branco (SP-280), no sudoeste do Município de Porangaba, Estado de São Paulo.

5.2. PETROGRAFIA DA MATRIZ DA CAMADA MICROBIALÍTICA-CONGLOMERÁTICA

A matriz da CMC corresponde a aproximadamente 40% da rocha, formada principal e originalmente por material terrígeno, na forma de areia grossa angulosa e pouco selecionada, constituída principalmente por quartzo (Figura 9, A, B). Outro constituinte sindeposicional é representado por cristais romboédricos, em geral parcialmente dissolvidos, que foram interpretados como dolomita (Figura 9, C, D), uma vez que estes não foram corados pela alizarina vermelha S.

A cimentação se deu principalmente pela deposição de sílica fibrorradiada (calcedônea) e, secundariamente, calcita. A sílica, principalmente na forma de calcedônea, foi depositada tanto em poros primários (nas áreas de contato entre matriz e nódulos e entre grãos) quanto secundários (nas áreas de dissolução e fratura na matriz ou nos oncólitos) (Figura 9, A, B). A calcita, por sua vez, preencheu apenas poros secundários da própria matriz (Figura 9, C, D), não havendo nenhuma deposição de calcita em oncólitos. Assim, pode-se inferir que a deposição de calcedônea precedeu a deposição de calcita. Além disso, a calcita apresentou uma coloração vermelha clara ao ser corado pela alizarina vermelha S, indicando baixos teores de magnésio. De qualquer forma, a calcita diagenética é um importante constituinte da rocha. Enquanto a sílica microcristalina dos oncólitos não emite nenhuma fluorescência, a matriz carbonática emite fluorescência azulada (Figura 9, E, F), o que, por sua vez, é coerente com a quantidade relativamente grande de dolomita e de calcita diagenéticas, demonstrada pela coloração de alizarina vermelha S.

O fato dos oncólitos estarem completamente substituídos por sílica microcristalina, havendo diferenças apenas entre os tamanhos dos cristais de diferentes porções destes microbialitos (ver a descrição de sua microestrutura), tem implicações importantes para a compreensão da história diagenética da CMC. A ausência de deformação por sobrecarga nos oncólitos e a presença de microfósseis associados aos microbialitos indicam que sua silicificação ocorreu antes da compactação dos sedimentos e antes da decomposição dos microrganismos filamentosos.

Objetos de formato triangular, com base ovalada e com diâmetros máximos entre 200 e 500 μm , foram identificados como seções transversais de micrófilos de licófitas (Figura 10, A, B), atribuíveis a *Lycopodiopsis* – a licófito mais abundante do Grupo Passa Dois (Mezzalana,

1980) – muito comum em todas as camadas de calciarenitos da sucessão estudada, mas esparsos na CMC. Naqueles em melhor estado de preservação pode-se observar a estrutura celular de diferentes tecidos, permineralizados por sílica microcristalina, com destaque para as células do feixe vascular central que, por consistir de células reforçadas por lignina (traqueídeos), resistem melhor à degradação. Nas porções mais terrígenas da camada também foram depositadas escamas ósseas inteiras, fragmentadas, dentes cônicos de peixes e outros elementos ósseos muito fragmentados (Figura 10, C, D).

Figura 9. Petrografia da matriz da camada microbialítica-conglomerática. **(A)** Clastos de quartzo na fração de areia grossa e calcedônea fibrorradiada entre dois oncólitos. Nicois cruzados. Lâmina GP/L-6E-133. **(B)** Macroquartzo em poros próximo a um oncólito. Nicois cruzados. GP/L-6E-131. **(C, ampliado em D)** Calcita granular corada pela alizarina vermelha S e cristais romboédricos de dolomita. Lâmina GP/L-6E-131. **(E, F)** Contraste entre a microscopia de luz branca (E) e de fluorescência (F) da matriz e dos oncólitos. Notar a fluorescência azulada emitida pela matriz carbonática, em contraste com a ausência de fluorescência por parte do oncólito silicificado. Lâmina GP/L-6E-131. (Barras equivalem a 500 μm para A e B e a 200 μm para C-F.)

Figura 10. Microfósseis em lâminas petrográficas da matriz da camada microbialítica-conglomerática. **(A, B)** Micrófilo de licófito silicificado em sessão transversal. O micrófilo está com sua estrutura bem preservada (observar o feixe vascular central), mas detalhes celulares foram obliterados pela cristalização da sílica microcristalina. Nicois paralelos e cruzados, respectivamente. Lâmina GP/L-6E-130. **(C)** Escama óssea completa. Lâmina GP/L-6E-139. **(D)** Elementos ósseos, incluindo dente cônico em seção transversal (área central da imagem). Lâmina GP/L-6E-139. (Barras equivalem a 500 μm .)

5.3. DESCRIÇÃO DOS MICROBIALITOS

MACROESTRUTURA

Dois morfotipos de microbialitos são encontrados na CMC: (1) abundantes oncólitos, que, formam a camada junto à matriz; e (2) raros *estromatoncólitos*, definidos nesta dissertação como microbialitos compostos com uma parte central oncolítica sobre a qual houve um desenvolvimento estromatolítico no topo, conferindo aspecto dômico a toda estrutura. Os estromatoncólitos têm suas bases assentadas sobre a CMC, mas sua maior parte se projeta acima dela.

Os oncólitos apresentam formas ovóides e elipsóides a discóides, em geral muito bem arredondadas, com dimensão maior entre 2 mm a 4 cm (Figura 11, A), com exceção de um exemplar que tem aproximadamente 8 cm em sua maior dimensão. Alguns dos menores oncólitos, com dimensões milimétricas, são angulosos e, por isso, foram interpretados como prováveis fragmentos de oncólitos maiores ou de estromatoncólitos. Alguns oncólitos também possuem marcas de erosão ou de dissolução do material original, evidenciadas por interrupções parciais das lâminas avermelhadas que os recobre.

O maior oncólito examinado, com aproximadamente 4 cm de altura e 8 cm de comprimento, tem topo em geral plano, com reentrâncias erosivas (Figura 11, B, C). Em toda a superfície, inclusive nas reentrâncias, foram depositados pequenos oncólitos, com cerca de 1 mm, e microfílos de licófitas silicificados.

Os quatro espécimes de estromatoncólitos disponíveis para estudo (Figura 12) se distinguem dos oncólitos nas seguintes características: (1) possuem forma ligeiramente alongada, com o comprimento maior que a altura; (2) as laminações do topo são marcadamente diferentes daquelas da antiga base; e (3) sua superfície superior têm textura pustular. Em um destes estromatoncólitos a superfície pustular apresenta marcas de erosão (Figura 12, E, F). Além disso, o menor espécime ocorre ao lado do segundo maior estromatólito, separado deste por não mais que 2 cm, sem sinais de ligação entre eles.

Um aspecto comum a estes microbialitos, tanto a oncólitos quanto a estromatoncólitos, é a presença de uma região medular (parte interna, sem sinais de laminação) com coloração cinza escura ou vermelha escura (Figura 12, D, F). Nas porções inferiores dos estromatoncólitos, a

transparência do sílex permite observar pequenas porções internas, com lâminas relativamente grossas e de cores cinza e vermelha escura, que mostram um estágio transicional para as laminações de cores mais claras e nítidas do córtex (parte claramente laminada que envolve total ou parcialmente a medula) (Figura 12, D). Em lâminas petrográficas é possível observar sinais de laminação na porção interna mais escura.

MESOESTRUTURA

Como pode ser visto a partir dos perfis sinópticos, os oncólitos não apresentam evidências de laminação concêntrica a olho nu ou em pequenos aumentos. Por outro lado, alguns dos maiores oncólitos apresentam feições laminoides (isto é, feição laminar incipiente) que recobrem parcialmente sua porção medular. Estas feições ocasionalmente apresentam lâminas internas mais bem definidas e de cor avermelhada, sempre associada a um desenvolvimento estromatolítico colunar ou dômico. Dessa forma, os perfis sinópticos dos oncólitos e estromatólitos (Figura 13) representam apenas lâminas visíveis a olho nu e claramente diferenciadas.

Apenas oncólitos maiores que 2 cm de diâmetro apresentam sinais claros de laminação a olho nu, marcados por uma mudança na coloração, na qual as lâminas internas mais finas não se encontram muito bem definidas, ainda que evidências de laminação possam ser observadas em algumas áreas das porções de aspecto maciço (Figura 13, A-C). Esta fase de crescimento dos oncólitos é sempre marcada por uma mudança na cor, que passa a assumir um aspecto maciço esbranquiçado, amarelado ou levemente avermelhado, com pequenas lâminas de 0,5 mm de espessura de um vermelho mais escuro, virtualmente idêntico àquelas das superfícies de todos os oncólitos. Essa nova laminação, que marca um novo crescimento microbialítico, pode ter sua convexidade voltada para baixo ou para cima.

O maior oncólito observado pode representar um estágio de transição entre os oncólitos e os estromatoncólitos (Figura 13, C). Este espécime é diferente dos outros microbialitos em dois aspectos. O primeiro é que seu núcleo cinza escuro apresenta duas fases de crescimento muito similares, as quais conservaram a estrutura original do núcleo. Este segundo crescimento foi polarizado; isto é, a nova laminação assumiu forma dômica, e não concêntrica. O segundo

aspecto é que um crescimento colunar teve estes núcleos como base, com uma coluna se desenvolvendo sob cada um dos núcleos. Estas colunas são compostas por uma sucessão de lâminas claras, mais grossas, e lâminas finas de coloração avermelhada, as quais não podem ser correlacionadas e, portanto, representam de fato duas colunas distintas, e não uma única coluna que foi interrompida por dissolução ou erosão (Figura 13, C).

Na maioria dos oncólitos, a única evidência de laminação é uma mudança abrupta da coloração cinza escura ou vermelha escura, na porção medular, para uma coloração vermelha clara que recobre totalmente a maioria dos oncólitos, constituindo uma lâmina de não mais que 1 mm. Alguns destes microbialitos oncolíticos podem apresentar interrupções nesta lâmina, possivelmente devido ao retrabalhamento ou a dissolução do material original.

Alguns oncólitos apresentam laminações microbianas, às vezes com aspecto laminoide, que resultaram em formas dômicas ou colunares. Essa laminação é composta pela alternância de dois tipos de lâminas, uma irregular, variando de 0,7 a 0,9 mm (N=15), de cor esbranquiçada, e a outra de espessura mais regular, de 0,4 a 0,5 mm (N=15), de coloração avermelhada.

Os estromatoncólitos, por sua vez, apresentam laminações que, embora não sejam concêntricas, recobrem a maior parte de sua borda, resultando em estruturas marcadamente irregulares (Figura 13, D, E). Essas laminações nem sempre se apresentam contínuas, estando geralmente ausentes ou muito pouco evidentes ou desenvolvidas no que seriam as bordas laterais e inferiores destes microbialitos. Dessa forma, os quatro estromatoncólitos analisados com formas dômicas são microbialitos compostos, uma vez que sua porção interna apresenta feições de crescimento concêntrico (o desenvolvimento de um grande oncólito), que posteriormente serviu de base para o desenvolvimento de uma estrutura estromatolítica dômica.

De qualquer forma, há diferenças importantes entre as laminações do topo dos estromatólitos dômicos, responsáveis pela estrutura pustular, e as laminações de sua base. As lâminas totalizam 2 cm no topo e podem chegar a 4 cm em suas extremidades, podendo ser diferenciados em duas sucessões laminares, uma composta de lâminas avermelhadas e outra de lâminas amareladas. Esta laminação tende a ser mais regular, com os dois pacotes apresentando perfis laminares muito semelhantes.

As laminações da base e das laterais, por sua vez, são constituídas por uma intercalação de lâminas de coloração cinza escura, vermelha e branca, alternadas de forma quase ciclotêmica (mas sem muita rigidez na ordem de empilhamento), somando até 5 cm. Embora estas

laminações possam apresentar aspectos dômicos ou colunares, estas feições decorrem da dissolução do material original, como é evidenciado por camadas isópacas de sílica fibrorradiada e calcita espática e granular nos espaços entre elas.

Nas lâminas avermelhadas da base é possível distinguir uma alternância entre lâminas escuras, com espessuras de 0,8 a 1 mm (N=20), e lâminas claras, com espessuras de 2,6 a 1,3 mm (N=20), sendo que as lâminas claras superiores tendem a ser mais finas que as lâminas claras da base. A última lâmina corresponde à característica lâmina de cor vermelha, presente em virtualmente todos os microbialitos da CMC, com aproximadamente 300 µm de espessura (coincidindo com o comprimento máximo dos microfósseis filamentosos preservados em algumas delas). Sua preservação indica que não houve erosão ou dissolução substancial do material original.

MICROESTRUTURA

Knoll & Golubic (1979) foram os primeiros a abordar a microestrutura de microbialitos de forma tafonômica, identificando padrões na degradação e, conseqüentemente, na diversidade morfológica de uma microbiota preservada em estromatólito silicificado da Formação Bitter Springs (Neoproterozoico da Austrália). Este estudo definiu os principais critérios para a análise de microbialitos silicificados e de sua microbiota, incluindo o conceito de *trama*, que propuseram ao perceber que uma mesma lâmina poderia apresentar mais de um tipo de textura mineralógica e orgânica. Assim, a descrição a seguir é baseada no trabalho destes autores, com pequenas modificações.

A silicificação intensa substituiu completamente a composição original das lâminas, de forma que, exceto pela diferença na distribuição de microfósseis e matéria orgânica amorfa, todas elas são formadas apenas por sílica microcristalina. Assim, as características observadas para diferenciar as microtramas envolveram as mudanças de coloração entre elas, a textura dos cristais da sílica microcristalina e a distribuição de matéria orgânica amorfa e de microfósseis.

Nas laminações superiores dos estromatólitos dômicos, correspondente à bem preservada textura pustular da antiga esteira microbiana, não há diferenças mineralógicas consideráveis entre as lâminas. Assim, foram identificadas três tramas (Figura 14, A, B), diferenciadas a partir

da textura da sílica microcristalina, quantidade de matéria orgânica amorfa, conteúdo microfossilífero e presença de pseudomorfos minerais:

- *Trama microcristalina filamentosa* (TMF) (Figura 14, C, D). A olho nu, em amostras de mão, tem cores amareladas; caracterizada pela presença de matéria orgânica amorfa e sílica microcristalina com cristais de tamanho homogêneo, relativamente pequenos. Além disso, microfósseis filamentosos podem estar presentes, organizados em feixes, total ou parcialmente preservados como moldes preenchidos por óxidos de ferro ou pirita. Quando presentes, os filamentos ocorrem preferencialmente alinhados de forma perpendicular à laminação. Cristais de dolomita, distribuídos de forma esparsa, ocorrem associados ao topo dessa trama nos microbialitos dômicos.

- *Trama microcristalina peloidal* (TMP) (Figura 14, E, F). A olho nu, em amostras de mão, tem coloração cinza escura; caracterizada por uma textura peloidal, formada por objetos ovóides e elipsóides frouxamente empacotados. Estes pelóides se distinguem da matriz por apresentarem uma maior quantidade de matéria orgânica em toda sua área e por exibirem cristais de sílica microcristalina menores que aqueles da matriz.

- *Trama microcristalina com gipsita* (TMG) (Figura 14, G, H). A olho nu, em amostras de mão, tem cores preta ou cinza escura; lateralmente correlata à TMP; caracteriza-se pela sílica microcristalina com cristais de tamanho homogêneo, e, principalmente, por objetos aciculares, com extremidades angulosas e em vértice bem definidas, e orientados de forma perpendicular em relação a laminação, interpretados como pseudomorfos de gipsita preenchidos por sílica fibrorradiada.

Nos oncólitos é possível distinguir apenas duas tramas, virtualmente idênticas às tramas TMF e TMP dos estromatoncólitos, e que, por isso, receberão a mesma denominação (Figura 15, A, B). A TMF caracteriza principalmente a lâmina superficial dos oncólitos (Figura 15, C, D), com cor avermelhada, e não amarelada, como nos estromatoncólitos. Outra diferença é que, nos oncólitos, a TMF pode apresentar filamentos relativamente bem preservados, distribuídos de forma mais densa e contínua em toda a trama, e não apenas em pequenas porções. A TMP, por sua vez, caracteriza a porção interna da maioria dos oncólitos (Figura 15, E, F), com cores variando entre cinza escuro e vermelho escuro. Em alguns oncólitos (como naquele ilustrado na Figura 15) é possível ver uma alternância entre TMF e TMP, evidenciando a recorrência do crescimento microbiano e, portanto, de sua influência no desenvolvimento dos microbialitos.

FEIÇÕES DIAGENÉTICAS

Os únicos remanescentes da composição original da porção medular dos estromatoncólitos são, além de matéria orgânica amorfa, pseudomorfos de dolomita com sinais de dissolução anterior à replicação por sílica (Figura 16, A).

Grandes cavidades de dissolução atingem todas as porções dos quatro estromatoncólitos analisados, mas inexistem nos oncólitos. Essas cavidades podem estar totalmente preenchidas por sílica (Figura 16, B), mas na maior parte dos casos, exibem paredes revestidas por uma camada isópaca de calcedônea fibrorradiada, com aproximadamente 500 μm de espessura (Figura 16, C). Em alguns casos, uma nova deposição de calcedônea, desta vez com hábito botrioidal, se deu sobre a camada isópaca anterior (Figura 16, D). Por fim, os espaços restantes, sobre a cama isópaca ou botrioidal de sílica, apresentam preenchimento parcial ou total por calcita com textura granular ou, principalmente, espática. (Figura 16, E, F).

Figura 11. Oncólitos da camada microbialítica-conglomerática. (A) Superfície polida de amostra da camada microbialítica-conglomerática. Notar a porção central de cor cinza escura e a lâmina vermelha escura que a recobre na maioria dos oncólitos. Amostra GP/L-6E-306a. (B, C) Maior oncólito examinado em planta e superfície polida, respectivamente. Notar as marcas de erosão (e) no topo do oncólito e as duas colunas laminadas, de cor branca, que se desenvolveram sobre sua medula cinza escura. Amostra GP/L-6E-305a. (Barras equivalem a 2 cm.)

Figura 12. Estromatoncólitos da camada microbialítica-conglomerática. (A, B) Dois exemplares de estromatoncólitos, em planta e perfil, respectivamente. Notar a textura pustular do topo e a estrutura geral dômica. Não há sinais de ligação entre os dois exemplares. Amostra GP/L-6E-302. (C, D) Maior exemplar de estromatoncólito examinado em planta e superfície polida, respectivamente. Notar a textura pustular no topo e as feições de dissolução na parte interna no microbialito. Amostra GP/L-6E-303a. (E, F) Quarto exemplar de estromatoncólito em perfil e superfície polida, respectivamente. As setas indicam sinais de erosão na textura pustular. Notar as feições de dissolução, indicando dissolução substancial da porção medular escura, posteriormente preenchida por carbonatos. Amostra GP/L-6E-304a. (Barras equivalem a 2 cm.)

(Página 50)

Figura 13. Perfis sinópticos interpretativos das laminações dos microbialitos da camada microbialítica-conglomerática. **(A)** Oncólito com crescimento polarizado no topo e respectivo perfil sinóptico. Amostra GP/L-6E-303d. **(B)** Oncólito com crescimento polarizado na base e respectivo perfil sinóptico. Amostra GP/L-6E-306a. **(C)** O maior exemplar de oncólito analisado e respectivo perfil sinóptico. Este exemplar também apresenta crescimento polarizado em sua base, com uma estrutura laminada de cor branca. Uma diferença em relação a todos os outros oncólitos é a medula escura que parece representar duas fases de crescimento, sendo que a segunda apresenta certa polarização. Amostra GP/L-6E-305a. **(D)** Fatia do maior estromatoncólito e respectivo perfil sinóptico. É possível visualizar, na porção inferior e laterais, regiões com laminações parcialmente preservadas, e laminações relativamente contínuas no topo. Amostra GP/L-6E-303c. **(E)** Superfície polida de estromatoncólito e respectivo perfil sinóptico. As colunas, na lateral inferior e base, são artefatos da dissolução do material original. Amostra GP/L-6E-304b. (Barras equivalem a 2 cm.)

(Página 52)

Figura 14. Tramas das laminações do topo de um estromatoncólito da camada microbialítica-conglomerática. À esquerda, nicois paralelos; à direita, nicois cruzados. **(A, B)** Visão geral da distribuição das tramas TMF, TMP e TMG. Fotomontagem digital. **(C, D)** TMF, caracterizada por pequenos cristais de sílica microcristalina, matéria orgânica amorfa e microfósseis filamentosos. **(E, F)** TMP, caracterizada pela textura peloidal, com peloides frouxamente empacotados e cristais de sílica microcristalina relativamente grandes. **(G, H)** TMG, caracterizada por possíveis pseudomorfos de gipsita e por cristais de sílica microcristalina com tamanhos relativamente grandes. Lâmina GP/L-6E-136. (Barras equivalem a 5 mm para A e B e a 500 μm para C-H.)

(Página 54)

Figura 15. Tramas das laminações dos oncólitos da camada microbialítica-conglomerática. Nicois paralelos e cruzados, respectivamente. **(A, B)** Visão geral da distribuição das tramas TMF e TMP. Notar lâminas compostas predominantemente por matéria orgânica amorfa, eventualmente com a presença de fragmentos de filamentos. **(C, D)** TMF, caracterizada por pequenos cristais de sílica microcristalina, matéria orgânica amorfa e microfósseis filamentosos. **(E, F)** TMP, caracterizada pela textura peloidal, com peloides frouxamente empacotados, e cristais de sílica microcristalina relativamente grandes. Lâmina GP/L-6E-130. (Barras equivalem a 2 mm para A e B e a 500 µm para C-F.)

(Página 56)

Figura 16. Feições diagenéticas dos estromatocólitos. **(A)** Pseudomorfo de dolomita em meio à medula cinza escura do maior exemplar de estromatocólito. Amostra GP/6E-303b. **(B)** Cavidade de dissolução quase completamente preenchida por sílica. A seta indica pequena porção de calcita granular. Mesmo exemplar e região da imagem anterior. Amostra GP/6E-303b. **(C)** Cavidade de dissolução preenchida por camada isópaca de calcedônia fibrorradiada, com deposição posterior de calcita espática e granular. Fotomontagem digital. Amostra GP/6E-303c. **(D)** Cavidade de dissolução preenchida por calcedônia fibrorradiada com hábito botrioidal entre camada isópaca de calcedônia fibrorradiada e calcita espática. Notar pequena cavidade remanescente. Amostra GP/6E-303b. **(E, F)** Pequena cavidade de dissolução entre as lâminas do topo de um estromatocólito, com camada isópaca de calcedônia fibrorradiada, calcedônia fibrorradiada botrioidal e calcita granular, na sequência de preenchimento. Lâmina GP/L-6E-136. (Barras equivalem a 5 mm para A-D e a 500 µm para E e F.)

5.4. MORFOLOGIA E HÁBITO DA MICROBIOTA

FILAMENTOS

Os filamentos exibem comprimentos de até 300 μm , nas lâminas superiores de oncólitos, mas chegam a exibir 800 μm de comprimento nas porções internas de alguns oncólitos (Figura 17, A); e diâmetros entre 5,5 e 10,4 μm (N=50). O comprimento de 300 μm dos filamentos equivale à espessura da laminação avermelhada que recobre a maioria dos oncólitos, indicando que a espessura das lâminas é um atributo decorrente do comprimento dos organismos que as construíam. Ramificações foram observadas em alguns espécimes, em geral de forma dicotômica e sem evidências de crescimento em uma das novas extremidades, o que sugere ramificação falsa (Figura 17, B). Um espécime exibe feição sugestiva de extremidade preservada, com possível formato arredondado correspondente a célula terminal (Figura 17, C). Os filamentos também mostram discretas sinuosidades (Figura 17, D).

A partir de espécimes relativamente bem preservados, foi possível medir bainhas com paredes com espessuras de 1 a 1,7 μm e possíveis tricomas com 6 a 8,3 μm (N=8) de diâmetro.

Quanto a sua distribuição nos oncólitos, os filamentos ocorrem preferencialmente alinhados de forma perpendicular à laminação, distribuídos homogeneamente por toda a superfície dos oncólitos, de forma que constituem uma lâmina de aproximadamente 300 μm , formada por filamentos (Figura 18, A).

Em alguns dos oncólitos que desenvolveram crescimento polarizado, os microfósseis filamentosos são encontrados ao longo de toda a estrutura, e não apenas em sua superfície. Ao contrário da distribuição e da densidade daqueles filamentos da superfície dos oncólitos, estes aparecem mais aleatoriamente distribuídos na área central (Figura 18, B), e aglomerados em feixes tanto em áreas mais centrais quanto periféricas (Figura 18, C, D), lembrando a distribuição típica dos filamentos do topo dos grandes domos. Embora a aleatoriedade da distribuição possa representar uma pior preservação da trama em que ocorrem, é impossível descartar a ideia de que essa distribuição represente, de fato, o hábito dos microrganismos. Neste caso, sedimentos teriam sido aprisionados ou precipitados quimicamente entre os feixes de filamentos.

DUBIOFÓSSEIS COCOIDAIS

Os dubiofósseis cocoidais (Figura 19, A, B) exibem formas ovóides e elipsóides. Presumivelmente, o formato elipsóide de alguns exemplares se deve ao corte oblíquo dos objetos, que seriam originalmente ovóides. Os menores exemplares possuem diâmetro maior entre 115 e 125 μm e menor entre 100 e 110 μm ; os maiores, diâmetro maior entre 240-190 μm e menor entre 140-180 μm . Ao contrário dos filamentos, estes possíveis fósseis são distinguíveis apenas por uma nítida diferença nos cristais de sílica microcristalina, os quais são maiores nos espaços internos e menores na área rica em matéria orgânica entre os objetos (Figura 19, C, D).

Estes objetos cocoidais são encontrados apenas em pequenas porções das lâminas superiores dos estromatoncólitos, e apenas um exemplar foi encontrado em um oncólito, associado a filamentos. Apesar de ocorrerem agrupados, a maior parte deles não mantém contato direto entre elas, mas alguns dos menores espécimes demonstram que suas paredes podiam estar encostadas umas as outras. Além disso, uma orientação preferencial poderia ser inferida caso houvesse acontecido, haja visto o formato ovóide da maioria dos objetos.

No caso do exemplar encontrado em oncólitos, os filamentos circundam o dubiofóssil cocoidal, indicando que os objetos estavam interagindo ativamente naquela lâmina e, portanto, que não se trata de uma feição puramente diagenética.

MICROFÓSSEIS ALÓCTONES

Nas lâminas superiores dos estromatoncólitos, foram observados objetos aciculares, com pontas arredondadas e bases irregulares (possíveis superfícies de quebra), totalmente retilíneos, com aproximadamente 80 μm de comprimento e 20 μm de diâmetro (Figura 20, A, B). Dessa forma, são melhores interpretados como espículas de esponjas, que já foram descritas para a formação (Maranhão & Petri, 1996).

Nos oncólitos, foram encontrados apenas dois palinomorfos alóctones: um pólen bissacado (Figura 20, C) e um esporo (Figura 20, D). Tanto um quanto o outro foram encontrados em associação com feixes de filamentos relativamente bem preservados, na parte central de um oncólito.

Figura 17. Morfologia dos microfósseis filamentosos associados aos microbialitos da camada microbialítica-conglomerática. **(A)** Filamento com cerca de 800 μm de comprimento e 7 μm de diâmetro. Fotomontagem digital. Lâmina GP/L-6E-131. **(B)** Filamentos exibindo ramificações falsas. O ângulo de ramificação preserva, de modo geral, o sentido do crescimento original. Lâmina GP/L-6E-131. **(C)** Espécime com possível extremidade preservada, sugerindo célula terminal arredondada. Lâmina GP/L-6E-130. **(D)** Agrupamento de filamentos sinuosos. Lâmina GP/L-6E-130. (Barras equivalem a 50 μm para A e C, a 200 μm para B e a 300 μm para D.)

Figura 18. Hábito dos microfósseis filamentosos associados aos microbialitos da camada microbialítica-conglomerática. **(A)** Filamentos uniformemente distribuídos ao longo da superfície de oncólito. Lâmina GP/L-6E-130. **(B)** Filamentos distribuídos aparentemente de forma aleatória na parte central de oncólito. Notar como alguns espécimes parecem “mergulhar” na rocha. Lâmina GP/L-6E-131. **(C)** Feixes de filamentos próximos à superfície de oncólito. Lâmina GP/L-6E-131. **(D)** Feixe de filamentos na parte central de um oncólito Lâmina GP/L-6E-131. (Barras equivalem a 300 µm.)

Figura 19. Morfologia e hábito dos dubiofósseis cocoidais associados às lâminas do topo dos estromatoncólitos da camada microbialítica-conglomerática. À direita, nicois paralelos; à esquerda, nicois cruzados. **(A, B)** Visão geral dos dubiofósseis ovóides e elipsóides. Notar a variedade de tamanho e o empacotado frouxo. **(C, D)** Detalhe dos dubiofósseis. Notar a distribuição de matéria orgânica ao redor dos dubiofósseis, com cristais de sílica microcristalina relativamente pequenos, e os cristais relativamente grandes no interior dos objetos. Lâmina GP/L-6E-136. (Barras equivalem a 500 µm para A e B e a 200 µm para C e D.)

Figura 20. Microfósseis alóctones associados aos microbialitos. **(A, B)** Espícula de esponja em meio à trama peloidal das lâminas do topo de estromatoncólito. Nicois paralelos e cruzados, respectivamente. Lâmina GP/L-6E-136. **(C)** Grão de pólen bissacado de gimnosperma. Lâmina GP/L-6E-131. **(D)** Esporo de pteridófita. Notar a parede espessa e bem definida. Lâmina GP/L-6E-131. (Barras equivalem a 300 μm para A e B e a 200 μm para C e D.)

5.5. TAFONOMIA DA MICROBIOTA

FILAMENTOS

Os filamentos foram preservados como moldes com cores opacas e escuras de cinza e vermelho, presumivelmente preenchidos por pirita ou óxidos de ferro. Dessa forma, não houve a preservação dos limites intercelulares. De fato, na maioria dos microfósseis tudo que se observa é um molde contínuo, em que as únicas discontinuidades se devem à total degradação do material original ou ao crescimento desigual de cristais de pirita dentro dos espaços deixados pelas células. Todavia, alguns cristais de pirita podem ter mimetizado a forma das células ao preencher os espaços deixados por elas.

Os tipos de preservação observados nos filamentos podem ser divididos em 5 categorias, expostas a seguir, partindo da melhor para a pior preservação:

(1) *Preservação de tricomas e bainha, com preenchimento* (Figura 21, A). Pode-se observar o espaço deixado pela bainha, que foi degradada após os filamentos, de forma que o espaço deixado pelo tricoma foi preenchido por cristais de pirita que parecem ter mimetizado as células individuais de alguns tricomas antes da degradação total da bainha.

(2) *Preservação de tricoma e bainha, sem preenchimento* (Figura 21, B). Observa-se a mesma estrutura geral da preservação anterior, mas neste caso o tricoma não foi preenchido por pirita. Pontualmente, observam-se pequenos objetos alaranjados dentro dos espaços dos tricomas, interpretados como materiais celulares parcialmente degradados.

(3) *Moldes totais dos filamentos, sem diferenciação de bainhas e tricomas* (Figura 21, B). Os espaços deixados tanto por bainha quanto por tricoma foram preenchidos concomitantemente, resultando em uma estrutura maciça em que não é possível apontar limites entre as duas estruturas.

(4) *Espaços vazios deixados após a degradação da matéria orgânica original* (Figura 21, A). Neste caso, as cavidades deixadas após a degradação dos filamentos – presumivelmente com bainha, que teria sido a última estrutura a ser degradada – não foram preenchidas, a não ser por sílica microcristalina.

(5) *Fragmentos de filamentos* (Figura 21, B). Neste caso, observa-se pequenos fragmentos de filamentos, alinhados de forma que se pode inferir a orientação original da estrutura completa.

Naturalmente, um mesmo filamento pode exibir diferentes tipos de preservação. Por exemplo, foram observados vários filamentos em que moldes maciços transitam abruptamente para cavidades.

No caso da preservação 1, com tricomas e bainhas, alguns cristais de pirita têm forma e distribuição que sugerem uma mimetização das células individuais de tricomas. Nestes casos, os cristais exibem diâmetros contínuos e forma regular. Por outro lado, alguns filamentos têm cristais de pirita com tamanho variados, de forma que há duas interpretações para isto: o cristais começaram seu crescimento no interior de espaços deixados pelas células, excedendo seus limites (talvez até os limites de bainhas); ou cresceram individualmente no espaço totalmente vazio deixado pela decomposição dos tricomas. A primeira interpretação, todavia, explicam melhor o fenômeno, uma vez que seria difícil justificar o porquê de haver espaços vazios ao redor das bainhas.

DUBIOFÓSSEIS COCOIDAIS

Todos os dubiofósseis cocoidais apresentam o mesmo tipo de preservação, exibindo cristais de sílica microcristalina relativamente grandes em seu interior, enquanto os cristais da matriz microbialítica são substancialmente menores (Figura 19, C, D). A parte interna é em geral translúcida, em contraste com a área externa, rica em matéria orgânica amorfa.

MICROFÓSSEIS ALÓCTONES

As espículas de esponja encontradas em meio às lâminas superiores dos estromatoncólitos foram preservados como moldes silicosos (Figura 20, A, B), semelhantes ao modo de preservação de alguns dos micrófilos de licófitas da matriz da CMC.

Por sua vez, os palinomorfos preservados no oncólitos exibem uma preservação diferente daquela dos filamentos associados. O grão de pólen e o esporo possuem morfologia bem definida (Figura 20, C, D), e foram preservados em três dimensões, uma vez que não há sinais de compactação e nem qualquer outra deformação celular. Além disso, ambos exibem cores alaranjadas, sugerindo a preservação de pelo menos parte da matéria orgânica original.

Figura 21. Tafonomia dos microfósseis filamentosos associados aos microbialitos da camada microbialítica-conglomerática. Fotomontagens digitais. **(A)** Filamento com bainha oca e tricoma preenchido por pirita (preservação 1); cavidades deixadas pelos filamentos após sua degradação total (preservação 4). Lâmina GP/L-6E-131. **(B)** Cavidades deixadas pelos filamentos após sua decomposição, com distinção de bainhas e tricomas (preservação 2); filamentos totalmente preenchidos por pirita, com bainhas e tricomas indiferenciados (preservação 3); fragmentos de filamentos preenchidos por pirita e dispostos linearmente (preservação 5). Lâmina GP/L-6E-131. (Barras equivalem a 200 μm)

6. DISCUSSÃO

6.1. DEPOSIÇÃO CARBONÁTICA, DISSOLUÇÃO E SILICIFICAÇÃO DOS MICROBIALITOS

A análise petrográfica, incluindo a coloração por alizarina vermelha S e, principalmente, a microscopia de fluorescência, revelou que o carbonato original que constituía tanto oncólitos quanto estromatoncólitos foi totalmente substituído por sílica na diagênese, com dissolução parcial anterior ou concomitante à silicificação (Figura 9). De qualquer forma, calcita e dolomita são relativamente abundantes na matriz da CMC (Figura 9, C, D), ocorrendo junto a cristais de quartzo angulosos com granulometria de areia (Figura 9, A).

A dolomita é interpretada aqui como um mineral primário, tendo em vista as marcas de dissolução deixadas em seus cristais e o subsequente preenchimento dos espaços por calcita (Figura 9, D), evidenciando ao menos dois eventos de deposição carbonática. A presença do mineral é coerente com o contexto paleobiológico dos depósitos. Um exemplo é dado pelos estromatólitos estratiformes da Lagoa Vermelha, no Estado do Rio de Janeiro. Nestes exemplares há a deposição de calcita nas lâminas mais próxima à superfície, onde vivem microrganismos com respiração e metabolismo fotossintético oxigênicos; nas lâminas anóxicas inferiores, por outro lado, há a deposição de calcita rica em Mg e dolomita, como um resultado da oxidação de sulfetos e redução de sulfatos por intermédio do metabolismo de bactérias anaeróbias (Vasconcelos *et al.*, 2006). Assim, presume-se que o mesmo processo possa ocorrer não apenas entre as esteiras, mas também em outros substratos próximos em que estes microrganismos sejam suficientemente conspicuos e que predominem condições anaeróbicas. De fato, pseudomorfs de dolomita, substituídos por sílica, também são encontrados na região medular dos estromatoncólitos, reforçando esta interpretação.

A cimentação da CMC, por outro lado, se deu pela deposição de calcedônia e, subordinadamente, macroquartzo (Figura 9, A, B). A calcedônia foi depositada não somente em poros primários, mas também em espaços deixados pela dissolução de conchas de metazoários, presumivelmente ostracodes ou pelecípodes, que são fósseis típicos do Grupo Passa Dois. Nestes dois casos, a calcedônia mostra duas fases de crescimento, evidenciadas tanto pela orientação quanto pelo hábito dos cristais. A primeira fase é marcada pelo revestimento de todas as paredes das cavidades por uma camada isópaca de cristais fibrorradiados. A segunda fase é então marcada pela deposição de calcedônia fibrorradiada com hábito botrioidal. Este padrão se repete

nas cavidades dos estromatoncólitos, mas como, em geral, estas são maiores que aquelas da matriz da CMC, elas ocasionalmente exibem um terceiro preenchimento carbonático, com calcita espática ou granular. Assim, é possível ordenar os eventos de silicificação e preenchimento carbonático:

(1) Substituição da estrutura carbonática dos microbialitos por sílica microcristalina sacaroidal e concomitante dissolução parcial da matriz carbonática e microbialitos por uma solução alcalina com grande concentração de sílica, provavelmente concomitantemente à deposição de camadas isópacas de calcedônia.

(2) Segundo evento de deposição de calcedônia, agora com tendência a exibir hábito botrioidal.

(3) Deposição carbonática, com calcita granular ou espática, em cavidades que não foram totalmente preenchidas pelas variedades de sílica já mencionadas.

Os oncólitos exibem apenas cristais de sílica microcristalina, sem dissolução ou cavidades internas. Os estromatoncólitos, por outro lado, possuem diversas feições de dissolução em todo seu volume, na medula e, principalmente, no córtex. Essa disparidade parece se explicar pelo fato dos oncólitos serem menores que os estromatoncólitos, possuindo assim uma menor razão de superfície/volume, em contraste com a maior razão superfície/volume dos estromatoncólitos. Dessa forma, a silicificação teria prosseguido consideravelmente mais rápido nos oncólitos, os quais teriam sofrido apenas alguma dissolução em sua superfície, enquanto os estromatoncólitos teriam levado um tempo consideravelmente maior para que fossem completa ou quase completamente silicificados, e durante esse período teriam sido dissolvidos pela alta alcalinidade da água, que pode ser deduzida por ser um pré-requisito para o processo de silicificação.

Essa interpretação é reforçada pela melhor preservação e maior abundância de filamentos nos oncólitos do que nos estromatoncólitos, os quais, de modo geral, são conspícuos, sobretudo na lâmina avermelhada superficial destes microbialitos, mas que também podem estar bem preservados em suas partes mais internas.

6.2. BIOGENICIDADE DAS ESTRUTURAS

Os supostos depósitos biossedimentares analisados atenderam a todos os critérios de Buick *et al.* (1981), Walter (1983) e Fairchild (2011) para que fossem definidas como microbialitos. Entretanto, é necessário ressaltar que, embora o critério definitivo postulado por Buick *et al.* (1981) – a presença de microfósseis em um arranjo que demonstre a relação entre o desenvolvimento de uma microbiota e a deposição da suposta estrutura biossedimentar – tenha sido satisfeito pelos microbialitos analisados, a maior partes destas estruturas, no registro geológico, não passou por uma história diagenética que permitisse a preservação dos microrganismos formadores, como a silicificação ou fosfotização precoce das estruturas, e a biogenicidade de muitas delas dificilmente seria questionada (ver Fairchild, 2011).

A dissolução parcial e a silicificação, porém, obliteraram algumas das feições diagnósticas de diferentes porções dos microbialitos, em especial sua estrutura laminada. Dessa forma, aspectos como a recorrência da laminação e a presença de microfósseis não podem ser observadas em toda sua estrutura. Todavia, em geral, tais feições ocorrem nas lâminas superiores e em pequenas porções dos microbialitos onde matéria orgânica amorfa, ordenada de forma laminada, e microfósseis filamentosos, em geral com orientação preferencial, indicam a recorrência de atividade microbiana responsável pelo desenvolvimento microbialítico.

Na maioria dos oncólitos, microfósseis filamentosos foram encontrados apenas no córtex, distribuídos ao longo de sua superfície. Entretanto, alguns deles preservaram filamentos, com preservação melhor que em outros, em praticamente toda sua área medular e cortical, em geral orientados em feixes e alinhados preferencialmente (Figura 18, A, C, D), indicando assim a contribuição destes microrganismos para a deposição das estruturas. Em outros, a matéria orgânica amorfa, proveniente de uma microbiota já degradada, exibe um padrão laminar, sugerindo os locais onde estariam as lâminas compostas por filamentos (Figura 15, A, B).

A explicação para a preservação quase exclusiva dos microfósseis filamentosos na superfície dos oncólitos pode ser de ordem paleoecológica/tafonômica, pois os microrganismos representados por estes microfósseis seriam a última microbiota desenvolvida sobre as estruturas. A julgar pela abundancia e estado de preservação, o evento de silicificação teve início logo após o soterramento final dos microbialitos, ou talvez pouco antes, enquanto a maior parte da microbiota estava morta ou moribunda.

6.3. SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DOS MICROBIALITOS

A morfologia de microbialitos está estritamente associada aos seus ambientes de formação (Hoffman, 1973). Por exemplo, estromatólitos dômicos e colunares relativamente grandes ocorrem dentro da área fótica, em ambientes de inframaré ou em lagos relativamente profundos (Gebelein, 1976; Playford & Cockbain, 1976), enquanto estromatólitos estratiformes ocorrem na zonas de inter- ou supramaré, como em planícies de maré (Kinsman & Park, 1976).

Em geral, oncólitos são considerados indicadores de paleoambientes suficientemente energéticos para movimentar ao menos esporadicamente estes microbialitos e permitir uma deposição concêntrica ao redor do núcleo que serviu de base para a incrustação da microbiota. Este é o caso de oncólitos das Ilhas Cays, nas Bahamas, onde oncólitos ocorrem em contextos similares àqueles dos estromatólitos dômicos da mesma área, mas com maior periodicidade dos eventos de turbulência (Gebelein, 1976). Por outro lado, oncólitos também podem se formar *in situ* (e.g., Golubic & Fischer, 1975; Hägele *et al.*, 2006), sem a necessidade de retrabalhamento constante, o que se justifica pelo fato das cianobactérias serem adaptadas para sobreviver em ambientes com baixa luminosidade (Richardson *et al.*, 1983). Os oncólitos descritos por Hägele *et al.* (2006), por exemplo, também exibem laminação concêntrica, mas se diferenciam por apresentarem lâminas mais finas em sua base.

Quanto a natureza móvel ou estagnada das formas oncolíticas representadas pela medula dos estromatoncólitos, elas não exibem uma laminação mais fina onde teria sido sua base, ao contrário dos oncólitos relativamente grandes descritos por Hägele *et al.* (2006). Isto, portanto, dificulta a interpretação de que estes microbialitos tenham ficado estagnados durante sua fase oncolítica. Dessa forma, é mais adequado interpretá-los como grandes oncólitos que, por seu tamanho, só eram retrabalhados durante eventos mais energéticos, como grandes tempestades. O retrabalhamento de oncólitos relativamente grandes e com crescimento polarizado seria uma evidência destes eventos. Com o final destes eventos, ou, com o crescimento do oncólito até um ponto em que não pudesse ser mais retrabalhado pela energia do meio, a mesma microbiota responsável pela biossedimentação dos oncólitos passou a apresentar um crescimento estromatolítico.

Entretanto, a maior parte dos oncólitos da CMC pode não refletir seu contexto paleoambiental, sendo possível que tenham sido concentrados na camada. Por outro lado, os

oncólitos com crescimento polarizado e em posição de vida, sempre com tamanhos relativamente grandes e assentados próximo ao topo da CMC, evidentemente se desenvolveram *in situ*. Isto sugere que os oncólitos chegavam à região com sua microbiota ainda viva, a qual prosseguia com o desenvolvimento microbialítico em um ambiente menos energético. Uma explicação alternativa é a de que estas estruturas chegavam à região já com suas microbiotas mortas, e então eram recolonizadas e retomavam seu crescimento microbialítico. No entanto, essa última hipótese é enfraquecida pelo fato da mesma microbiota – inclusive com mesmo hábito e mesmo estado de preservação – ocorrer em todos os microbialitos, desde os menores oncólitos aos grandes estromatoncólitos. De qualquer forma, a boa preservação de filamentos em alguns oncólitos e nas lâminas superiores dos estromatoncólitos indica que ao menos uma parte dos oncólitos permaneceu ativa durante o crescimento destes últimos. Além disso, estes oncólitos teriam sido continuamente retrabalhados, tendo em vista a deposição de alguns deles sobre a textura pustular dos grandes estromatoncólitos. Portanto, a CMC parece representar um paleoambiente com energia suficientemente alta para retrabalhar oncólitos tão grandes quando 8 cm, e de submaré, para o desenvolvimento dos grandes estromatoncólitos.

Um provável análogo para este depósito, tendo em vista o desenvolvimento de formas estromatolíticas sobre formas oncolíticas, são as bioermas e bioestromas da Formação Smackover (Jurássico da América do Norte), descritas por Kopaska-Merkel (1994). Nesta formação, oncólitos são encontrados na base, topo e também em meio a recifes microbialíticos, o que o autor interpretou como um registro de mudanças no regime energético do meio. Esta ocorrência também se assemelha aos microbialitos descritos nesta dissertação pela presença de pequenos oncólitos que, ao se estagnarem e evitarem o soterramento, deram início a pequenas bioermas.

6.4. TAFONOMIA DA MICROBIOTA

A presença exclusiva de microfósseis filamentosos – com exceção dos raros palinomorfos, desprovidos de significado para a construção dos microbialitos – parece ser de fato representativa da microbiota original, uma vez que sua boa preservação (com preservação de bainhas, ramificações falsas e até a mimetização de formas celulares pelo preenchimento por pirita; ver figuras 17, 18 e 20), considerando-se também sua abundância e densidade, sugere que outros organismos com constituição semelhante, como cianobactérias cocoidais, teriam sido preservadas em meio aos filamentos. Assim, a partir da distribuição e organização dos filamentos nos microbialitos (Figuras 14, 15 e 18), pode-se postular, com confiança, que oncólitos e estromatoncólitos foram construídos exclusivamente pelo intermédio de colônias de cianobactérias filamentosas, as quais ocasionalmente aprisionavam ou aglutinavam palinomorfos (nos oncólitos) e espículas de esponjas (nos estromatoncólitos) (Figura 21).

Os filamentos exibem uma variedade de preservação coerente com a ideia de que a silicificação se iniciou quando havia tanto organismos vivos quanto fragmentos de filamentos já degradados, uma vez que estas registram desde microfósseis bem preservados a apenas suas cavidades na matriz carbonática após a degradação de sua matéria orgânica. Isto é representativo, em geral, das lâminas superficiais dos oncólitos e de porções de lâminas superiores e inferiores dos estromatoncólitos, mas este padrão também pode ser vistos na porção medular de oncólitos.

De modo geral, cinco modos de preservação de filamentos podem ser diferenciados, em alguns casos todos em um mesmo feixe ou agrupamento de filamentos. A melhor preservação da microbiota nos oncólitos é vista em algumas das lâminas avermelhadas que recobrem a maioria desses objetos, mas alguns destes também exibem filamentos preservados em todo seu volume, incluindo centro; e todos eles mostram, com poucas exceções, o mesmo tipo de preservação – em geral, a preservação 3 (moldes gerais dos filamentos). Isto sugere que os processos envolvidos na degradação e preservação dos microfósseis (*i.e.*, decomposição e formação de moldes internos ou de vazios deixados pelos filamentos decompostos) foram mais homogêneos em certos oncólitos que em outros.

A preservação diferencial de filamentos em uma mesma porção, com a preservação de espécimes com tricomas e bainhas até fragmentos de filamentos pouco reconhecíveis, pode ser explicada pela degradação diferencial na fase bioestratinômica, com os filamentos melhores

preservados representando os últimos sobreviventes da microbiota. Outra possibilidade é que se trate de pequenos bolsões de preservação, de forma que indivíduos vivos, moribundos e em decomposição habitavam a mesma trama de uma microbiota em franco desenvolvimento.

Como se pode observar principalmente a partir dos tipos de preservação 1 e 2 (Figura 21), os filamentos sofreram pouca ou nenhuma compactação, de forma que o diâmetro dos microfósseis deve de fato representar as dimensões originais dos microrganismos quando vivos. Por outro lado, as dimensões de possíveis células, inferidas a partir de supostas réplicas em pirita, podem ter sido alteradas pelo crescimento de cristais para além dos antigos limites celulares. Por exemplo, pode-se imaginar que o preenchimento por pirita tenha se dado antes da degradação total de bainhas, mas os cristais continuaram a se desenvolver e, quando as bainhas foram totalmente degradadas, ocuparam seus espaços.

No caso da preservação 1, com bainhas e tricomas com preenchimento, alguns cristais de pirita têm forma e distribuição que sugerem uma mimetização das células dos tricomas. Nestes casos, os cristais exibem diâmetros contínuos e forma regular. Por outro lado, alguns filamentos apresentam cristais de pirita de tamanhos variados. Há, dessa forma, duas interpretações possíveis: (1) a pirita iniciou seu crescimento no interior de células mortas e continuou a crescer até ultrapassar os limites celulares, até ocupar o espaço deixado pela bainha; ou (2) os cristais de pirita cresceram no vazio deixado pela decomposição de tricomas.

Os palinomorfos observados em meio a feixes de filamentos incluem um espécime de pólen bissacado, exclusivo de gimnospermas, e um espécime de esporo de pteridófito. Ambos os espécimes estão bem preservados, como indicado por suas cores uniformemente amarelada/alaranja e a espessura uniforme das paredes, sem evidências de degradação. Como os microfósseis filamentosos, estes palinomorfos exibem uma preservação tridimensional.

O contraste entre a preservação dos filamentos e dos palinomorfos constitui uma oportunidade para compreender melhor a preservação dessa assembleia. Como todas as bactérias Gram-negativas, as cianobactérias têm paredes celulares formadas por peptídeos glicanos, e bainhas de polissacarídeos. Estes componentes se desestabilizam quimicamente após a morte do organismo, e, por isso, são facilmente degradados. Palinomorfos, por outro lado, têm paredes formadas por esporopolenina, um dos compostos mais resistentes fabricados por organismos. Ambos os tipos de células, evidentemente, passaram pela mesma história diagenética da rocha, e, embora muitos dos microfósseis filamentosos possam ter chegado ao sítio de soterramento final

já em vias de decomposição, evidências apresentadas acima indicam que os filamentos mais bem preservados podem ter sido soterrados vivos. Assim sendo, as diferenças em cor e uniformidade da matéria orgânica e na fidelidade de preservação tridimensional dentre os palinomorfos e as bainhas e paredes celulares dos microrganismos filamentosos, presumivelmente, cianobactérias, devem refletir a resistência dos três diferentes compostos orgânicos presentes nestas estruturas às mesmas condições diagenéticas de temperatura e pressão do sílex ao longo de toda sua história geológica. Isso posto, conclui-se que a silicificação dos microfósseis ocorreu precocemente na diagênese, provavelmente após a degradação da maior parte das células cianobacterianas (e do conteúdo dos grãos de pólen), mas antes da compactação dos sedimentos, antes da degradação da maioria das bainhas filamentosas e muito antes de qualquer sinal de alteração das paredes dos palinomorfos.

6.5. TAXONOMIA DA MICROBIOTA

A distribuição e a orientação dos microfósseis filamentosos e sua associação com microbialitos são fortes indicadores de um hábito fototático dos microrganismos originais. Estes filamentos também exibem dimensões (com comprimentos de até 800 μm e diâmetros entre 5,5 e 10,4 μm) e morfologia (com bainhas e tricomas com células dispostas em série) típicas de microrganismos filamentosos procarióticos. Assim, estes microfósseis filamentosos podem ser inseridos no Filo Cyanobacteria, que representam os únicos microrganismos procarióticos com metabolismo fotossintético oxigênico; e na Classe Hormogonea, que reúne todas cianobactérias filamentosas (Margulis & Chapman, 2010).

A aparente ausência de heterocistos e acinetos e presença de ramificação falsa sugerem que se tratam de cianobactérias da Ordem Oscillatoriales (que inclui apenas a Família Oscillatoriaceae), mas estas feições podem estar prejudicadas pelas feições tafonômicas das assembleias: heterocistos e acinetos podem não ter se preservado na maior parte dos exemplares, ou sua morfologia pode ter sido alterada durante as fases bioestratinômica ou fossildiagenética, tornando as estruturas irreconhecíveis; e as réplicas celulares por pirita ou filamentos preenchidos não puderam revelar detalhes celulares das ramificações, sendo impossível assegurar que se tratem de ramificações falsas.

6.6. COMPARAÇÃO COM OUTRAS MICROBIOTAS DO GRUPO PASSA DOIS

Além da microbiota descrita nesta dissertação, duas outras ocorrências são conhecidas em sílex do Grupo Passa Dois, que se diferenciam pelo contexto deposicional, preservação e taxonomia das assembleias.

Uma abundante e diversa assembleia de cianobactérias cocoidais e supostas microalgas clorofíceas foi descrita por Calça (2008) e Calça & Fairchild (2012). Esta microbiota está preservada em sílex negro do Membro Assistência da Formação Irati (Eopermiano), em localidades próximas à Rio Claro e à Fartura, ambas no Estado de São Paulo. Ainda mais recentemente, Sallun-Filho *et al.* (2012) descreveram filamentos preservados em microbialitos dômicos da Formação Teresina, em localidade próxima à Angatuba, também no Estado de São Paulo, à aproximadamente 46 quilômetros de Porangaba.

As microbiotas se distinguem pelo contexto deposicional, tafonomia e taxonomia dos microfósseis. A assembléia descrita por Calça & Fairchild (2012) exhibe exímia preservação, com estrutura tridimensional e material celular original preservados. Os filamentos descritos por Sallun-Filho *et al.* (2012), por outro lado, exibem uma preservação semelhante àquela vista nos filamentos descritos nesta dissertação, com filamentos em que é possível distinguir tricomas e bainhas e também espaços vazios deixados por espécimes completamente decompostos. A julgar pelos exemplares ilustrados em Sallun-Filho *et al.* (2012), os filamentos também apresentam hábito de crescimento perpendicular à laminação e preservação semelhante àquela dos fósseis descritos nesta dissertação, inclusive com preservação de bainhas e tricomas. Além disso, os estromatólitos silicificados que contêm estes filamentos são, ao menos superficialmente, semelhante aos estromatoncólitos descritos nesta dissertação (apresentando formas dômicas e sílex de cores cinza escura, em sua parte central e lateral, e amarela, em seu topo).

Dessa forma, os microbialitos e microbiotas associadas descritos nesta dissertação podem estar estratigraficamente relacionados à ocorrência descrita por Sallun-Filho *et al.* (2012). Entretanto, há a possibilidade de que este tipo de preservação de filamentos e o padrão de silicificação desses microbialitos sejam característicos dos depósitos permianos da Bacia do Paraná.

7. CONCLUSÕES

7.1. EVENTOS DE DEPOSIÇÃO CARBONÁTICA E SILICOSA

A análise petrográfica dos microbialitos e da matriz da CMC permitiu reconhecer a ordem dos eventos diagenéticos que atuaram no depósito. É possível distinguir, no mínimo, duas alternâncias entre deposição carbonática e silicosa:

(1) Primeira deposição de carbonato de cálcio, provavelmente micrito ou dolomita, a julgar pela ausência de vestígios de grãos aloquímicos nos microbialitos, concomitante ao desenvolvimento da comunidade microbiana responsável pelos oncólitos e estromatoncólitos. Os oncólitos e as partes móveis correspondendo à medula dos estromatoncólitos foram concentrados por um evento excepcionalmente energético para a sucessão em uma camada lenticular de ampla distribuição local ou, possivelmente, regional. O crescimento cessou nos oncólitos menores mas continuou, aparentemente, em torno de oncólitos maiores, que serviram então como as bases ou medula dos estromatoncólitos.

(2) O carbonato assim acumulado nos microbialitos foi quase totalmente substituído por sílica ou dissolvido diageneticamente, mas sua natureza carbonática é evidenciada por raros cristais de dolomita preservados na matriz e, principalmente, pelos microbialitos, que necessariamente cresceram sob condições carbonáticas (haja vista sua macro-, meso- e microestrutura). O primeiro evento de silicificação ocorreu, de forma intensa e pervasiva, provavelmente concomitante com a dissolução parcial dos estromatoncólitos, muito cedo na diagênese, como sugerido pela preservação tridimensional de moldes e vestígios de parte significativa dos microrganismos da comunidade microbiana de muitos oncólitos. Este evento substituiu o carbonato original e permineralizou os microbialitos com sílica microcristalina.

(3) Numa fase diagenética mais tardia ocorreu o segundo evento de silicificação, muito após a silicificação dos microbialitos, com a precipitação isópaca de calcedônea em paredes de cavidades de dissolução tardia. Essa deposição provavelmente se deu em dois pulsos, tendo em vista que a calcedônia exibe uma segunda fase de hábito botrioidal. Este foi um evento diferente do primeiro porque se constatou que calcedônea não é encontrada em nenhum microbialito, a não ser em cavidades de dissolução dos estromatoncólitos e na matriz da CMC.

(4) Posteriormente a isso, houve uma segunda deposição carbonática, com a precipitação de calcita espática e granular nas cavidades de dissolução apenas parcialmente preenchidas por sílica no evento anterior.

7.2. MICROBIALITOS E SEUS PALEOAMBIENTES

Foram reconhecidos dois morfotipos de microbialitos: oncólitos, que constituem o arcabouço da camada microbialítica-conglomerática; e raros “estromatoncólitos”, um termo de conveniência, definido nesta dissertação como uma categoria de microbialito misto, com núcleo oncolítico sobre o qual houve um crescimento estromatolítico que conferiu um aspecto dômico ou colunar à estrutura.

A boa preservação de filamentos, tanto na superfície quanto no interior de oncólitos, e o fato da maioria desses microbialitos preservarem sua forma arredondada original, sem sinais de abrasão significativa, sugerem que eles não sofreram retrabalhamento prolongado. Alguns oncólitos apresentam polarização de crescimento, com lâminas com convexidade voltada para cima, as quais indicam que foram soterrados em sua posição de desenvolvimento. Por outro lado, pequenos oncólitos foram depositados sobre a superfície pustular dos estromatoncólitos. Dessa forma, não houve energia suficiente para perturbar a orientação original dos maiores microbialitos, mas pequenos oncólitos foram retrabalhados e redepositados durante ao menos um evento energético. Este evento ou retirou sedimentos mais finos do depósito original através de joeiramento (*winnowing*), deixando para trás um depósito residual (*lag*), ou então mobilizou toda a camada de oncólitos e concentrou as partes mais grossas na CMC, levando os mais finos adiante.

A ocorrência dos estromatoncólitos no topo da camada não implica, necessariamente, em uma mudança na energia e batimetria do paleoambiente. De fato, a ocorrência de pequenos oncólitos sobre a textura pustular de estromatoncólitos indica que o meio continuou a experimentar pequenos eventos mais energéticos quando do desenvolvimento destas estruturas, sem que a camada microbialítica-conglomerática estivesse soterrada ou seus oncólitos totalmente estagnados.

7.3. PALEOBIOLOGIA DA MICROBIOTA

A análise morfológica e tafonômica indicou que todos os microfósseis filamentosos podem se tratar de morfotipos de um mesmo táxon, tendo em vista a continuidade entre as feições morfológicas (comprimento, diâmetro e hábito dos filamentos) e, principalmente, tafonômicas. A associação desses filamentos com microbialitos e sua morfologia (comprimento, diâmetro e sinuosidade dos espécimes, e presença de bainha) situam esses microfósseis na Classe Hormogonea do Filo Cyanobacteria. Há possibilidade de que sejam representantes da Ordem Oscillatoriales, tendo em vista a ausência de heterocistos e acinetos e as possíveis ocorrências de ramificação falsa, mas a preservação dos espécimes restringe a confiabilidade dessa atribuição, uma vez que é impossível analisar o padrão celular de ramificação.

A ocorrência de uma trama com prováveis pseudomorfos de gipsita (TMG) sugere que os filamentos estavam prosperando em um ambiente onde, ao menos durante um evento, houve a deposição de minerais evaporíticos. A orientação desses objetos, perpendiculares à laminação, sugerem crescimento *in situ*, e não deposição sobre esteiras microbianas, o que teria resultado em objetos paralelos à superfície.

A uniformidade de suas paredes e o agrupamento preferencial dos dubiofósseis cocoidais nas lâminas do topo de estromatoncólitos sugerem uma origem biológica para estes objetos. Entretanto, há a possibilidade de que sejam grãos carbonáticos arredondados por retrabalhamento e silicificados à moda dos oncólitos e estromatoncólitos.

Os espécimes de pólen bissacado de gimnosperma e de esporo de pteridófitas, presumivelmente aprisionados em meio a feixes de filamentos dos oncólitos, permitiu uma base para a comparação tafonômica, uma vez que consistem de um modo de preservação diferente daqueles dos filamentos, no sentido de que os palinomorfos preservaram parte da matéria orgânica original. Porque estas estruturas são compostas de esporopolenina, material muito resistente à degradação química, elas exibem uma resposta tafonômica diferente das apresentadas pelos microfósseis microbianos na mesma trama. Da mesma forma, a espícula de esponja encontrada permitiu traçar paralelos entre sua preservação e aquela dos micrófilos de licófitas, preservados na matriz da CMC, talvez representando contemporaneidade na preservação. Do ponto de vista paleoambiental, os palinomorfos e, principalmente, os micrófilos de licófitas indicam forte influência continental.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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 Petrology*, v. 37, p. 1163-1178.
- Almeida, F. F. M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, v. 241, 36 p.
- Almeida, F. F. M.; Melo, C. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozoico. (Nota explicativa.) In: Bistrichi, C. A.; Carneiro, C. D. R.; Dantas, A. S. L.; Ponçano, W. L. (Eds.). *Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala de 1:500.000*. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas, v. 1, p. 46-81.
- Araujo, L. M. 2001. Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências deposicionais Irati, Bacia do Paraná. 2 vols. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Almeida, C. M. 2005. *Taxonomia e paleoecologia de ostracodes do Permiano da bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil: Considerações paleoambientais e cronoestratigráficas*. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Awramik, S. M. 2006. Respect for stromatolites. *Nature*, v. 441, p. 700–701.
- Awramik, S. M.; Margulis, L. 1974. *Stromatolite Newsletter*, v. 2, p. 5.
- Awramik, S. M.; Riding, R. 1988. Role of algal eukaryotes in subtidal columnar stromatolite formation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, v. 85, p. 1327-1329.
- Barberena, M. C.; Correia, N. R.; Aumond, J. 1980. Contribuição à estratigrafia e bioestratigrafia do Grupo Passa Dois na Serra do Cadeado (nordeste do Paraná). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, n. 4, p. 208-275.
- Barghoorn, E. S.; Tyler, S. A. 1965. Microorganisms from the Gunflint Chert. *Science*, vol. 147, p. 563-577.
- Black, M. 1933. The algal sedimentation of Andros Island Bahamas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, v. 222; p. 165-192.

- Buick, R.; Dunlop, J. S. R.; Groves, D. I. 1981. Stromatolite recognition in ancient rocks: An appraisal of irregularly laminated structures in an Early Archaean chert-barite unit from North Pole, Western Australia. *Alcheringa*, 5:161-181
- Burne, R. V.; Moore, L. S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, v. 2, p. 241-254.
- Calarge, L. M.; Meunier, A.; Formoso, M. L. L. 2003. A bentonite bed in Aceguá (RS, Brazil) and Melo (Uruguay) áreas: a highly crystallized montmorillonite. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 187-198.
- Calça, C. P. 2008. *Microbiota fóssil em sílex da Formação Assistência (Subgrupo Irati, Permiano, Bacia do Paraná) no Estado de São Paulo*. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Calça, C. P.; Fairchild, T. R. 2012. Petrographic approach to the study of organic microfossils from the Irati Subgroup (Permian, Paraná Basin, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 35, p. 1-11.
- Chahud, A. 2007. *Paleontologia de vertebrados da transição entre os grupos Tubarão e Passa Dois (Neopaleozoico) no centro-leste do Estado de São Paulo*. 2 vols. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Campanha, V. A. 1984. Ocorrência de braquiópodes inarticulados na Formação Irati, no Estado de São Paulo. *Sessão de comunicação da Academia Brasileira de Ciências*, em 14 de junho de 1984
- Cisneros, J. C.; Abdala, F.; Malabarba, M. C. 2005. Pareiasaurids from the Rio do Rastro Formation, Southern Brasil: biostratigraphic implications for Permian faunas of the Paraná Basin. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 8, p. 13-24.
- Coutinho, J. M. V.; Hachiro, J. 2005. Distribution, mineralogy, provenance and significance of Permian ash-carrying deposits in the Paraná Basin. *Revista do Instituto de Geociências da USP (Série Científica)*, v. 5, n. 1, p. 29-39.
- Coutinho, J. M. V.; Rodrigues, E. P.; Shiguemitsu, A.; Oliveira, M. C. B. 1982. "Ash fall" permiano na Bacia do Paraná. CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, Buenos Aires. *Resúmenes*, p. 127.

- Daemon, R. F.; Casaletti, P. L. Ciguel, J. H. G. 1996. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. SIMPÓSIO SUL-AMERICANO DO SILURO-DEVONIANO, 1, 1996, Ponta Grossa. *Anais...* Ponta Grossa, Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, p. 55-99.
- Decloedt, F. E. 2012. *A sucessão Serra Alta-Teresina-Piramboia, no centro-sul do Estado de São Paulo: um estudo de petrografia e minerais pesados*. Monografia de Trabalho de Formatura (Bacharelado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Dias-da-Silva, S. 2011. Middle-Late Permian tetrapods from the Rio do Rasto Formation, Southern Brazil: a biostratigraphic reassessment. *Lethaia*, v. 45, p. 110-120.
- Fairchild, T. R. 2011. *Como reconhecer estromatólitos*. Universidade de São Paulo. (Inédito.)
- Fairchild, T. R.; Coimbra, A. M.; Boggiani, P. C. 1985. Ocorrência de estromatólitos silicificados na Formação Irati (Permiano) na borda setentrional da Bacia do Paraná (MT, GO). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 57, p. 117.
- Gama Jr, E. G. 1979. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 9, n. 1, p. 1-16.
- Gebelein, C. D. 1976. Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, The Bahamas and Bermuda). In: Walter, M. R. (Ed.). *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, p. 381-388.
- Gerdes, G. 2010. What are microbial mats? In: Seckbach, J.; Oren, A. *Microbial mats: modern and ancient microorganisms in stratified systems*. London: Springer, p. 5-25.
- Ghilardi, R. P.; Simões, M. G. 2002. Foram os bivalves do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Rio do Rasto), Neopermiano, invertebrados tipicamente dulcícolas? *Pesquisa em Geociências*, v. 29, n. 1, p. 3-13.
- Golubic, S. 1976a. Organisms that build stromatolites. In: Walter, M. R. (Ed.). *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, p. 113-126.
- Golubic, S. 1976b. Taxonomy of extant stromatolite-building cyanophytes. In: Walter, M. R. (Ed.). *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, p. 127-140.
- Golubic, S.; Fischer, A. G. 1975. Ecology of calcareous nodules forming in Little Connestoga Creek near Lancaster, Pennsylvania. *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie*, v. 19, p. 2315-2323.

- Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Formoso, M. L. L.; Menegat, R.; Mendonça Filho, J. G. 2008a. U-Pb dating of tonstein layers from a coal succession of Southern Paraná Basin (Brazil): a new geological approach. *Gondwana Research*, v. 14, p. 474-482.
- Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Menegat, R.; Formoso, M. L. L.; Basei, M. A. S.; Barbosa, E. G.; Simas, M. W. 2008b. Geochronological data from Faxinal coal succession in southern Brazil. Preliminary approach combining radiometric U/Pb age and palynostratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 246-256.
- Hachiro, J. 1996. *O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná*. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Hägele, A.; Leinfelder, R.; Grau, J.; Burmeister, E.; Struck, U. 2006. Oncoids from the river Alz (southern Germany): tiny ecosystems in a phosphorus-limited environment. *Palaeogeography, palaeoclimatology palaeoecology*, v. 237, p. 378-395
- Hoffman, H. J. 1973. Stromatolites: characteristic and utility. *Earth-Science Reviews*, v. 9, p. 339-373.
- Holz, M.; França, A. B.; Souza, P. A.; Iannuzzi, R.; Rohn, R. 2012. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 381-399.
- Kalkowsky, E. 1908. Oolith and stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, v. 60, p. 68-125.
- Kinsman, D. J. J.; Park, R. K. 1976. Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial Coast, Persian Gulf. In: Walter, M. R. (Ed.). *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, p. 421-433.
- Knoll, A. H.; Golubic, S. 1979. Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite. *Precambrian Research*, v. 10, p. 115-151.
- Kopaska-Merkel, D. A. 1994. Oncoids to reefs: rolling stones come to rest in the Smackover Formation. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, v. 44, p. 347-353.
- Lavina, E. L. 1991. *Geologia sedimentary e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Citiano) da Bacia do Paraná*. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Logan, B. W. 1961. Cryptozoon and associated stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. *The Journal of Geology*, v. 69, n. 5, p. 517-533.

- Maranhão, M. S. A. S. 1995. *Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico*. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Maranhão, M. S. A. S.; Petri, S. 1996. Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológico e bioestratigráfico. *Revista do Instituto Geológico*, v. 17, n. 1/2, p. 33-54.
- Margulis, L.; Chapman, M. J. 2010. *Kingdoms & domains: an illustrated guide to the phyla of life on Earth*. 4 ed. (reimpressão com correções). Elsevier: Amsterdam.
- Margulis, L.; Sagan, D. 1997. *Microcosmos: four billion years of microbial evolution*. California: University of California Press.
- Matos, S. L. F. 1995. *O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na Borda Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Matos, S. L. F.; Yamamoto, J. K.; Riccomini, C.; Hachiro, J.; Tassinari, C. C. G. 2001. Absolute dating of Permian ash-fall in the Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, v. 4, n. 3, pp. 421-426.
- Meghlhioratti, T. 2006. *Estratigrafia de sequências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo*. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Mello, L. H. C. 1999. *Análise cladística dos bivalves do Grupo Passa Dois (Neopermiano), Bacia do Paraná, Brasil: implicações taxonômicas, evolutivas e paleobiogeográficas*. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Mendes, J. C. 1967. The Passa Dois Group. In: Bigarella, J. J.; Becker, R.D.; Pinto, J. D. (Eds.). *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, p. 117-166.
- Mezzalira, S. 1971. Contribuição ao conhecimento da geologia de subsuperfície e da paleontologia da Formação Irati no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 43, p. 273-336.

- Mezzalana, S. 1980. Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. *Revista IG*, v. 1, p. 15-34.
- Milani, E. J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. 2 vol. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. E.; Brito Neves, B. B. (Orgs.) 2004. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 265-279.
- Milani, E. J.; Melo, J. H. G.; Souza, A.; Fernandes, L. A.; França, A. B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, p. 265-287.
- Milani, E.; Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U. G.; Milani, E.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (Eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress.
- Monty, C. L. V. 1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. In: Walter, M. R. (Ed.). *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, p. 193-249.
- Neregato, R.; Souza, P. A.; Rohn, R. 2008. Registros palinológicos inéditos nas formações Teresina e Rio do Rastro (Permiano, Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná): implicações biocronoestratigráficas e paleoambientais *Revista Pesquisas em Geociências*, v. 35, p. 9-21.
- Oliveira, L. G. F. 2007. *Conchostráceos permianos da Bacia do Paraná: taxonomia, evolução, bioestratigrafia e paleobiogeografia*. Tese (Doutorado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Oren, A. 2010. Mats of filamentous and unicellular cyanobacteria in hypersaline environments. In: Seckbach, J.; Oren, A. *Microbial mats: modern and ancient microorganisms in stratified systems*. London: Springer, p. 389-400.
- 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*. Amsterdam: Elsevier, p. 389-411.
- Preiss, W. V. Intercontinental correlation. In: Walter, M. R. (Ed.). *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, p. 359-370.

- Premaor, E.; Fischer, T. V.; Souza, P. A. 2006. Palinologia da Formação Irati (Permiano Inferior da Bacia do Paraná), em Montevideu, Goiás, Brasil *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, v. 8, n. 2, p. 221-230.
- Ragonha, E. W. 1984. *Taxonomia de dentes e espinhos isolados de Xenacanthodii (Chondrichthyes, Elasmobranchii) da Formação Corumbataí: considerações cronológicas e paleoambientais*. Tede (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Reid, R. P.; Gaspar, A. P. L.; Bowlin, E. M.; Custals, L.; Andres, M. S. 2011. Microbialites and sediments: a 2-year record of burial and exposure of stromatolites and thrombolites at Highborne Cay Bahamas. In: Tewari, V.; Seckbach, J. (Eds.). *Stromatolites: interaction of microbes with sediments*. London: Springer, p. 411-425.
- Ricardi-Branco, F. Caires, E. T.; Silva, A. M. 2009. Campo de estromatólitos gigantes de Santa Rosa de Viterbo, SP: excelente registro do litoral do mar permiano Irati, Bacia do Paraná. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C. R. G.; Fernandes, A. C. S.; Queiroz, E. T.; Berbert-Born, M.; Campos, D. A. (Eds.). 2009. *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. Vol. 2. Brasília, CPRM, p. 371-380.
- Richardson, K.; Berdall, J.; Raven, J. A. 1983. Adaptation of unicellular algae to irradiance: an analysis of strategies. *New phytologist*, v. 93, p. 157-191.
- Riding, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, v. 47 (suplemento 1), p. 179-214.
- Riding, R. 2008. Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geologia Croatica*, v. 61, n. 2/3, p. 73-103.
- Riding, R. 2011a. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Reitner, J.; Thiel, V. (Eds.). *Encyclopedia of Geobiology*. Heidelberg: Springer, p. 635-654.
- Riding, R. 2011b. The nature of stromatolites: 3,500 million years of history and a century of research. In: Reitner, J.; Quéric, N. V.; Arp, G. (Eds.). *Advances in stromatolite geobiology*. p. 29-74.
- Rocha-Campos, A. C.; Basei, M. A.; Nutman, A. P.; Kleiman, L. E.; Varela, R.; Llambias, E.; Canile, F. M.; Rosa, O. C. R. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in

- the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, v. 19, p. 509-523.
- Rohn, R. 1994. *Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e Paraná*. 2 vol. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Rohn, R. 2007. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. In: WORKSHOP: PROBLEMS IN THE WESTERN GONDWANA GEOLOGY, SOUTH AMERICA-AFRICA CORRELATIONS. DU TOIT REVISITED, 1, 2007, Gramado. *Extended Abstracts...*Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul/Petrobras, p. 151-157.
- Rohn, R.; Fairchild, T. F. 1986. Estromatólitos permianos em calcário coquinóide do Grupo Passa Dois, nordeste do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 58, p. 435-446.
- Rohn, R; Rösler, O. 1990. Conchostráceos da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior): bioestratigrafia e implicações paleoambientais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, n.4, p. 486-493.
- Runnegar, B. Newell, N. D. 1971. Caspian-like relict Molluscan fauna in the South American Permian. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, v. 146, p. 1-66.
- Sallun-Filho, W.; Ghilardi, R. P.; Silva, L. H.; Hachiro, J. 2012. Permian stromatolites associated with bivalve coquina beds – Angatuba, SP, Brazil (Teresina Formation, Paraná Basin). *Paleontologia Electronica*, p. 1-15.
- Santos, E. L.; Silva, L. C.; Orlandi Filho, V.; Roisenberg, A.; Ramalho, R.; Hartmann, L. A. 1984. Os escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense e a Bacia do Paraná. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 331-355.
- Santos, R. V.; Souza, P. A.; Alvarenga C. J. S.; Dantas, E. L.; Pimentel, M. M.; Oliveira, C. G.; Araújo, L. M. 2006. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, v. 9, n. 4, p. 456-463.

- Schneider, R. L.; Muhlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. A.; Daemon, R. F.; Nogueira, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, 1974. Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, p. 41-65.
- Schopf, J. W. 1992. The oldest fossils and what they mean. *In: Schopf, J. W. (Ed.). Major events in the history of life*. Boston: Jones and Bartlett Publishers, p. 29-63.
- Schopf, J. W. (Ed.). 1983. *Earth's earliest Biosphere: it's origin and evolution*. Princeton: Princeton University Press.
- Schopf, J. W. 2006. Fossil evidence of Archean life. *Philosophical Transactions of the Royal Society, Series B*, v. 361, p. 869-885.
- Schopf, J. W.; Klein, C. (Eds.). 1992. *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study*. New York: Cambridge University Press.
- Semikhatov, M. A. 1976. Experience in stromatolite studies in the U.S.S.R. *In: Walter, M. R. (Ed.). Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, p. 337-357.
- Silva, A. J. P.; Lopez, R. C.; Vasconcelos, A. M.; Bahia, R. B. C. 2003. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. *In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (Eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, p. 55-85.
- Simões, M. G.; Marques, A. C.; Mello, L. H. C.; Anelli, L. E. 1997. Phylogenetic analysis of the genera of the extinct Family Megadesmidae (Pelecypoda, Anomalodesmata), with remarks on its paleoecology and taxonomy. *Journal of Comparative Biology*, v. 2, p. 75-90.
- Souza, P. A.; Santos, P. R.; Lima, M. R. 1992. Contribuição à palinologia da Formação Irati no Estado de Goiás. 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (São Paulo). *Boletim de Resumos*, p. 485-486.
- Stollhoffen, H.; Stanistreet, I. G.; Rohn, R.; Holzförster, R.; Wanke, A. 2000. The Gai-As lake system, Northern Namibia and Brazil. *In: Gierlowski-Kordesch, E. H.; Kelts, K. R. (Eds.). Lake basins through space and time*. AAPG Studies in Geology, v. 46, p. 87-108.
- Stolz, J. F. 2001. Structure of microbial mats and biofilms. *In: Riding, R. E.; Awramik, S. M. (Eds.). Microbial sediments*. Berlin: Springer, p. 1-8.

- Toledo, C. E. V.; Bertini, R. J. 2005. Occurrences of the fóssil Dipnoiformes in Brazil and its stratigraphic and chronological distributions. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 8, n. 1, p. 47-56.
- Tyler, S. A.; Barghoorn, E. S. 1954. Occurrence of structurally preserved plants in Pre-Cambrian rocks of the Canadian Shield. *Science*, v. 119, p. 606-608.
- Vasconcelos, C.; Warthmann, R.; McKenzie, J. A.; Visscher, P. T.; Bittermann, A. G.; Lith, Y. 2006. Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: modern Precambrian relics? *Sedimentary Geology*, v. 185, n. 3-4, p. 175-183.
- Warren, L. V.; Almeida, R. P.; Hachiro, J.; Machado, R.; Roldan, L. F.; Steiner, S. S.; Chamani, M. A. C. 2008. Evolução sedimentar da Formação rio do Rastro (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 2, p. 213-227.
- Walter, M. R. 1983. Archean stromatolites: evidence of the Earth's earliest benthos. In: Schopf, J. W. (Ed.). *Earth's earliest biosphere: its origin and evolution*. Princeton: Princeton, p. 187-213.
- Yamamoto, J. K.; Fairchild, T. R.; Boggiani, P. C.; Montanheiro, T. J. Araujo, C. C.; Kiyhara, P. K.; Matos, S. L. F.; Soares, P. C. 2005. A record of Permian subaqueous vent activity in southeastern Brazil. *Nature* (London), v. 438, p. 205-207.
- York, D. 2003. *Results on Ar/Ar dating of Brazilian rock samples*. Argon Geochronology Laboratory, Department of Physics, University of Toronto, Toronto. (Inédito.)
- Zálan, P. V.; Wolff, S.; Conceição, J. C.; Marques, A.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T. 1990. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G. P.; Milani, E. J. (Coords.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 135-164.

ANEXO A. CRITÉRIOS PARA RECONHECIMENTO DE MICROBIALITOS (CORTESIA DO PROF. THOMAS R. FAIRCHILD)

COMO RECONHECER ESTROMATÓLITOS

(Adaptada de Buick, R.; Dunlop, J. S. R.; Groves, D. I. 1981. Stromatolite recognition in ancient rocks: An appraisal of irregularly laminated structures in an Early Archaean chert-barite unit from North Pole, Western Australia. *Alcheringa*, 5:161-181; Schopf, J.W. (ed.), 1983. *Earth's Earliest Biosphere. Its origin and evolution*. Princeton University Press, Princeton, 543 p.)

Buick *et al.* (1981) sugeriram critérios 1-8 na tabela abaixo para reconhecer e diferenciar *possíveis* e *prováveis* estromatólitos, principalmente em rochas muito antigas, do Arqueano, por exemplo, quando o objeto de estudo pode se tratar de uma das mais antigas evidências de vida na Terra. Posteriormente, M. R. Walter (1983) acrescentou mais critérios 9 a 11 à lista original.

Sem 1 e 2, não é estromatólito	"Possíveis" estromatólitos	"Verdadeiros" estromatólitos	As estruturas devem:	
			1. Ocorrer em rochas sedimentares (ou metassedimentares), de preferência associadas a estruturas indicativas de deposição em águas relativamente rasas.	
			2. Ser sinsedimentares, com evidências de relêvo primário.	
			3. Apresentar predominância de laminação convexa.	
			4. Apresentar lâminas mais espessas nas cristas (ou cumes) do que nas margens.	
			5. Apresentar, internamente, laminação algo irregular, ondulada, enrugada ou com vários graus de curvatura.	
			6. Conter microfósseis, especialmente formas filamentosas.	
			7. Demonstrar que mudanças na morfologia laminar correspondem a mudanças na comunidade microbiana fóssil.	
			8. Apresentar um arranjo de microfósseis que sugere um papel biológico na precipitação, aprisionamento, retenção e/ou aglutinação de partículas na construção da estrutura.	
			Critérios adicionais sugeridos por Walter (1983)	9. Apresentar evidência de flexibilidade das lâminas (dobras internas).
				10. Apresentar evidência de aglutinação de grãos em superfícies íngremes, com inclinação maior que o ângulo de repouso.
11. Apresentar estrutura palimpséstica ("fantasma") de esteiras microbianas.				

Comentário: Na prática, poucos estromatólitos antigos (pré-cambrianos) contêm microfósseis, o que torna muito difícil o cumprimento dos critérios 7 e 8. Conseqüentemente, muitas estruturas aceitas como estromatólitos por especialistas, sem hesitação, poderiam ser classificadas como

"verdadeiros" estromatólitos segundo os critérios de Buick *et al.* Mesmo em estromatólitos com parte da microbiota preservada por permineralização silicosa precoce, é muito raro observar critério 7. É importante dizer aqui que Buick *et al.* criaram estes critérios pensando mais na identificação de estromatólitos em rochas arqueanas que talvez pudessem representar as mais antigas evidências de vida no planeta.

Acredito que o seguinte critério poderia substituir ou complementar critérios 7 e 8, acima:

12. A presença dentro das estruturas de microfósseis orgânicos morfológicamente análogos a microrganismos modernos formadores de estromatólitos, especialmente quando presente em abundância e/ou variedade.

Thomas R. Fairchild, IGc-USP
12 de setembro de 2011