

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Micropaleontologia aplicada na interpretação
estratigráfica e paleoclimática da transição entre o
Grupo Paranoá e o Supergrupo São Francisco
(Neoproterozoico, Cabeceiras, GO).**

Evelyn Aparecida Mecenero Sanchez

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2010

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Micropaleontologia aplicada na interpretação
estratigráfica e paleoclimática da transição entre o
Grupo Paranoá e o Supergrupo São Francisco
(Neoproterozoico, Cabeceiras, GO).**

Evelyn Aparecida Mecenero Sanchez

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2010

Agradecimentos

Agradeço

Ao Prof. Thomas R. Fairchild pela orientação, pelos ensinamentos, pela paciência, pelas caronas e piadas que fizeram deste período de mestrado uma jornada muito agradável.

Ao Prof. Setembrino Petri, pela orientação e pelo incentivo.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento Tecnológico, CNPq pela bolsa de mestrado concedida.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pela oportunidade de desenvolver meu projeto de mestrado.

Aos professores do IGc-USP, Profa. Ana Góes, Prof. Paulo Boggiani, Profa. Wânia Duleba, Profa. Mary Elizabeth Oliveira, Profa. Juliana Leme, Prof. Benjamin Bley, Prof. Ginaldo Campanha e ao doutorando Lucas Warren que me ajudaram a entender muitos dos aspectos de minha dissertação. Agradeço também a atenção dos funcionários do IGc, Ivone, Isac, Ana Paula, Magali e Tadeu.

À Profa. Edi Guimarães pela cortesia em ceder dados de campos e mapas valiosos para este trabalho.

À Profa. Norma Cruz e a todos os funcionários do Laboratório de Micropaleontologia da CPRM-RJ pela oportunidade de estágio.

Ao Prof. Dimas Dias-Brito (IGCE-UNESP, Rio Claro) pela rápida ajuda na laminação de algumas amostras.

Aos meus amigos do IGc, Giselle, Guilherme, Felipe M., Miriam, Darcilea, Lena, Felipe T., Simone, Silas, Cleber, Paula, Rafael, Andréia, Juliana, Luciana, Ricardo e Artur. Em especial a Guilherme Raffaeli pela ajuda no trabalho de campo.

Aos meus amigos de sempre, que tenho em meu coração, Angela, Alex, Caroline, Felipe, Guilherme, Eric e Ingrid.

À minha família, irmão, avós, cunhados, sobrinhos, tios, primos e aos meus bichos de estimação, pelo incentivo e por me escutar palestrar tantas vezes a respeito de minha dissertação e ainda fazer cara de que era algo interessante e legal de escutar.

Aos meus queridos pais. Acho que não existem palavras suficientes para dizer o quanto amo vocês e o quanto sou grata por tudo que fizeram por mim. Nunca teria chegado aqui sem o carinho, o incentivo e o apoio nos bons e maus momentos. Obrigada por comemorarem quando conquistei, obrigada por ficarem tristes quando não consegui e mesmo assim se mantinham orgulhosos de mim. Obrigada simplesmente por serem meus pais. E é a vocês que dedico esta conquista! Muito, muito obrigada!

Ao meu marido, Rinaldo. Saiba que você é a minha vítima favorita quando se trata de falar de fósseis! Obrigada pelo amor, pelo incentivo e por não me deixar desistir. Obrigada por compreender meus momentos de ausência, mas obrigada também pela sua presença incondicional e maravilhosa. Te amo!

Por fim, obrigada a todos de que uma forma ou de outra ajudaram na conquista deste sonho!

*Aprender é a única coisa de que a mente nunca se cansa,
nunca tem medo e nunca se arrepende.*

Leonardo da Vinci

Resumo

O registro proterozóico da Fazenda Funil, região de Cabeceiras, GO, inclui três unidades sedimentares: carbonatos do topo do Grupo Paranoá, níveis de diamictito da Formação Jequitaí, e um pacote de folhelhos, ritmitos de margas e folhelhos e carbonatos da Formação Sete Lagoas. As três unidades registram ocorrência de sílex microfossilífero, encontrados na forma de lentes no Grupo Paranoá, seixos na Formação Jequitaí e uma camada de aproximadamente 600 m de extensão na Formação Sete Lagoas. A semelhança do sílex nas três unidades levou ao questionamento da estratigrafia da Fazenda Funil e da origem dos seixos na Formação Jequitaí, se esta origem foi, de fato, sedimentar (glacial) ou se teria sido tectônico. Foram comparadas as tramas petrográficas (*fabrics*) do sílex das três unidades, aspectos inorgânicos (minerais, estruturas sedimentares e estruturas diagenéticas) e o seu conteúdo orgânico (microfósseis e características da matéria orgânica). A análise das amostras revelou grande semelhança entre as tramas e seus microfósseis. Nas três unidades foram identificados os mesmos tipos de tramas cinco tipos e 12 táxons de microfósseis, sendo que dois deles ainda não haviam sido identificados na região. Conclui-se que a camada de sílex atualmente atribuída à Formação Sete Lagoas foi a fonte dos seixos de sílex do diamictito da Formação Jequitaí e representa, na verdade, uma lasca tectônica do Grupo Paranoá colocada dentro do Grupo Bambuí durante a deformação brasileira. Esta camada teria sido erodido e o diamictito depositado presumivelmente durante a glaciação Sturtiana, embora outras evidências glaciais não fossem observadas na Fazenda Funil. Este trabalho, além de esclarecer as relações estratigráficas na Fazenda Funil, demonstrou que microfósseis pré-cambrianos podem ser uma ferramenta muito útil no entendimento de bacias proterozoicas.

Palavras-chaves: Proterozoico – Grupo Paranoá – Formação Jequitaí – Formação Sete Lagoas – microfósseis – tramas petrográficas

Abstract

The Proterozoic record of the Fazenda Funil, near Cabeceiras, GO, includes three sedimentary units: carbonate at the top of Paranoá Group, diamictite of the Jequitaiá Formation, and a succession of shale, marl-shale rhythmites, and carbonate of the Sete Lagoas Formation. Microfossiliferous chert occurs in these three units in the form of lenses in the Paranoá Group, clasts within the diamictites of the Jequitaiá Formation and as a persistent, 600 meter-long layer in the Sete Lagoas Formation. The similarity of the chert from these three units brings up crucial questions as to the stratigraphy of the Fazenda Funil and the origin of the clasts in the Jequitaiá Formation : are they, in fact, of sedimentary (glacial) or tectonic origin? Comparisons among the three units were made of chert fabrics, inorganic aspects (minerals, sedimentary and diagenetic structures), and organic content (microfossils and general characteristics of the organic matter). The analysis of several samples revealed great similarity between the fabrics and microfossils in the three units. Five fabrics and 12 microfossil taxons were identified, two taxons for the first time in the region. These observations led to the conclusion that the chert layer presently attributed to the Sete Lagoas Formation was the source of the chert clasts in the Jequitaiá Formation and represents is a slice of the Paranoá Group introduced tectonically within the Bambuí Group during Brasiliano deformation. This layer was eroded and the diamictite deposited presumably during the Sturtian glaciation, even though other evidence of glaciation were not observed on Fazenda Funil. This research, besides clarifying stratigraphic relationships on Fazenda Funil, also demonstrates that Precambrian microfossils can be a very useful tool in research on Proterozoic basins.

Key-words: Proterozoic – Paranoá Group – Jequitaiá Formation – Sete Lagoas Formation – microfossils – fabrics

Lista de Figuras

- Figura 1.** Eventos e tendências no Neoproterozoico final (adaptado de Schopf, 1992b; Hoffman et al., 1998b; Narbonne, 2005). 14
- Figura 2.** Litologias e estruturas sedimentares presentes nas capas carbonáticas associadas ao episódio glacial marinoano (segundo Allen & Hoffman, 2005). 15
- Figura 3.** Sílex negro microfossilífero da Formação Sete Lagoas (A). Seixo de sílex microfossilífero do diamictito da Formação Jequitai (B). Escalas = 1 cm. 19
- Figura 4.** Algumas reconstituições paleogeográficas de Rodínia alternativas, mostrando diferentes posições do Cráton São Francisco (elipses azuis) em relação aos demais blocos. A: D'Agrella-Filho et al., 1998; B: Weil et al., 1998; C: Daizel et al., 2000). Legenda: A: Cráton Australiano; AM: Cráton Amazônico; BA: Baltica; C: Cráton do Congo; CMG: Coates Land–Maudheim–Grunehogna Province; EA: Antártica Oriental; G: Groenlândia; I: Índia; K: Cráton do Kalahari; M: Madagascar; RP: Cráton Rio de la Plata; S: Cráton Siberiano; SF: Cráton São Francisco; WA: Cráton do Oeste Africano (modificado de Cordani et al., 2003). 23
- Figura 5.** Compartimentação geotectônica da borda oeste do Cráton do São Francisco (extraído de Fuck et al., 2008). 24
- Figura 6.** Evolução esquemática da Bacia do São Francisco nos domínios do cráton e da Faixa Brasília (figuras baseadas em Martins Neto & Alkmim, 2001; e idades em Pimentel et al., 2001 e 2009). 25
- Figura 7.** Estratigrafia esquemática do Grupo Paranoá no Distrito Federal com aproximadamente 1400 m de espessura (modificado de Farias, 1995). 27
- Figura 8.** Modelo de deposição em rampa proposto para a Formação Sete Lagoas na sua área-tipo em Minas Gerais (Vieira et al., 2007). 30
- Figura 9.** Dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos provenientes da Fazenda Limoeiro, nas proximidades de Bezerra e Cabeceiras, Goiás. Adaptado de Alvarenga et al. (2007b). 31
- Figura 10.** A: Mapa geológico da região da Fazenda Funil, próximo de Cabeceiras, Goiás. B: Perfil geológico A-B na Fazenda Funil, destacando a posição das duas camadas microfossilíferas desta proposta: FF = Fazenda Funil e BF = córrego Barra Funda. Mapa e perfil cortesia de Edi Guimarães (Universidade de Brasília). 36
- Figura 11.** Coluna estratigráfica da Fazenda Funil. 37
- Figura 12.** Aspectos da porção superior do Grupo Paranoá na Fazenda Funil. A: vista lateral de bloco de calcário dolomítico dobrado e capeado por quartzo que se formou na charneira da dobra. Áreas nos retângulos estão ilustradas em B e C. Cabo do martelo = 25 cm. B, C: lentes de sílex negro substituindo o dolomito finamente laminado. Lente em C mostrou-se microfossilífera (ver figura 25). D: bioerma composta de estromatólitos *Conophyton*. Cabo do martelo = 28 cm. E: exemplar grande de *Conophyton*. Cabo do martelo = 31 cm. 39

- Figura 13.** Formação Jequitai na Fazenda Funil. A: diamictito exposto na drenagem tributária do córrego Barra Funda. B: aspecto geral do diamictito em barranco. Comprimento do martelo = 25 cm. C: seixos de composição, tamanho e forma variados encontrados no diamictito. 1= marga alterada, 2= quartzito, 3= fragmentos de clastos de sílex negro, 4= calhaus de sílex. D: clasto placóide de marga intemperizada (seta amarela) dentro da matriz do diamictito (escuro). E, F: seixos de sílex *in situ* no diamictito. Em E notar laminação microbiana muito fina. Em F a seta preta indica seixo anguloso de sílex e setas brancas indicam moldes de seixos de carbonato dissolvidos. 41
- Figura 14.** Formação Sete Lagoas na Fazenda Funil. A, B: folhelhos da base da Formação Sete Lagoas. Observar seu padrão de fragmentação em B. Comprimento do martelo = 28 cm. C, D: vala expondo folhelhos verticalizados, afetados por rastejo em seu contato com calhaus de sílex negro na base do perfil do solo. Calhaus derivados da camada ilustrada em H. Em D observar padrão amendoado de fraturas visto em planta no fundo da vala. E: fragmentos de sílex negro derivado da camada vista em H soltos no regolito da encosta. F: ritmito de margas dolomíticas e folhelhos calcários e dolomíticos. G, I, J: blocos de sílex derivados da camada ilustrada em H. A laminação fina e irregularmente ondulada nestes blocos é de origem microbiana. Em G as partes mais escuras foram mais intensamente silicificadas que as partes claras. Em J observar nódulos arredondados (setas), possivelmente evaporitos silicificados. H: bloco *in situ* da camada contínua de sílex negro finamente laminado, 15 metros acima do contato entre as formações Jequitai e Sete Lagoas. K: níveis espessos de brechas intraformacionais com clastos de esteiras (área pontilhada). 43
- Figura 15.** Estruturas e feições tectônicas na Fazenda Funil. A: Contato entre folhelhos da Formação Sete Lagoas (SL) e diamictitos da Formação Jequitai (FJ). B: Contato entre o diamictito da Formação Jequitai (FJ) e dolomito rosa da Formação Sete Lagoas (SL). C: bloco de calcário dolomítico dobrado e capeado por quartzo que se formou na charneira da dobra. D: crista na paisagem formada pelo quartzo acumulado na charneira da dobra. E: brecha tectônica cimentada por quartzo na charneira da dobra. F: agregados de cristais de quartzo na charneira da dobra. G, H: padrão intenso de fraturamento em sílex (G) e na base do bloco em C (H). I: dobras parasíticas nos sedimentos do Grupo Paranoá. 45
- Figura 16.** Possíveis caminhos tafonômicos de cianobactérias filamentosas e alguns táxons paleontológicos que poderiam ser encontrados em biotas microbianas silicificadas. A degradação pode produzir estas classes, mas isto não significa que toda degradação gera os mesmos variantes. 53
- Figura 17.** Possíveis caminhos tafonômicos de cianobactérias cocoides e alguns táxons paleontológicos encontrados neste trabalho. 54

Figura 18. Fotomicrografias dos componentes inorgânicos primários e secundários do Grupo Paranoá (lâmina GP/L-6E 70). Fotos A-D: nicóis cruzados, E-J: luz normal. Cores vivas de interferência resultam da espessura das lâminas maior que o normal.

A: macroquartzo em meio à matriz de microquartzo. B: matriz formada por microquartzo anédrico. C: leques de calcedônia preenchendo espaço aberto em matriz carbonática. D: fratura preenchida por macroquartzo e mineral opaco. E: superfície de dissolução (seta preta). F: cristais irregulares de pirita nas partes carbonáticas e silicosas. Observar dolomita euédrica no centro da foto. G, H: cristais reliquiais de dolomita corroídos e arredondados durante silicificação. I: agregados arredondados de cristais sub- a euédricos de dolomita, interpretados como incrustações de microplâncton (setas pretas). Notar microfóssil cocóide de parede orgânica mal preservado (mf). J: cristais de doloesparita.

59

Figura 19. Fotomicrografias dos componentes inorgânicos primários e secundários nos clastos de sílex da Formação Jequitaí. Fotos A-D: nicóis cruzados, E-K: luz normal.

A: macroquartzo junto à matriz e preenchendo fraturas. B: microquartzo cortado por fraturas preenchidas por macroquartzo e minerais opacos não determinados. C: leques de calcedônia preenchendo antigo espaço vazio. Notar padrão de inclusões opacas concêntricas. D: macroquartzo em meio à matriz de microquartzo. E, J, K: moldes opacos (setas amarelas) e cristais rômnicos (setas vermelhas) de carbonato provavelmente contendo ferro (siderita). Dissolução dos cristais deixou resíduo opaco (óxido de ferro?). F: superfícies de compactação ou dissolução incipientes (setas amarelas) em meio à matéria orgânica amorfa silicificada. G: concentração de cristais euédricos e agregados irregulares opacos de pirita. H: lente de agregados arredondados de cristais sub- a euédricos de dolomita, interpretados como incrustações de microplâncton (setas vermelhas). I: detalhe de um agregado de cristais de dolomita. K: cristais cúbicos de doloesparita.

61

Figura 20. Fotomicrografias dos componentes inorgânicos primários e secundários da Formação Sete Lagoas. A-D: nicóis cruzados. E-I: luz normal.

A: microquartzo da matriz de sílex. B: cristais de macroquartzo. C: leques de calcedônia preenchendo fenestra. D: fratura preenchida por microquartzo. E: estilólitos de baixa amplitude (setas) em laminação com matéria orgânica amorfa. F: superfície de dissolução em laminação com matéria orgânica amorfa. G: agregados de cristais de dolomita. H: cristais de pirita (setas) em meio à colônia de *Eoentophysalis* sp. I: cristais de doloesparita, alguns com sinais de corrosão.

63

Figura 21. Histogramas dos diâmetros das bainhas de *Siphonophycus*, utilizado na determinação das espécies preservadas. A: histograma para os espécimes preservados na Formação Jequitaí; B: histogramas para os espécimes identificados na Formação

- Sete Lagoas; C: histograma geral, incluindo *Siphonophycus* encontrado nas formações Jequitai e Sete Lagoas. 69
- Figura 22.** Frequência de tamanho de células e invólucros de *Eoentophysalis* sp. N_i : número amostral de invólucros. N_c : número amostral de células. 74
- Figura 23.** Distribuição do tamanho de *Myxococcoides* spp. nas formações Jequitai (A) e Sete Lagoas (B). 80
- Figura 24.** Frequência de diâmetro máximo de microfósseis do gênero *Myxococcoides* spp. nas formações Jequitai (A) e Sete Lagoas (B). 81
- Figura 25.** Microfósseis do Grupo Paranoá.
A: colônia de *Eoentophysalis* sp. com preservação de invólucros e paredes celulares (seta). B: preservação palimpséstica de *Eoentophysalis* sp. C: células recém-divididas de *Eoentophysalis* sp. (centro). D: colônia de *Eoentophysalis* sp. mostrando empacotamento denso de conjuntos de células com invólucros (pontilhado). 84
- Figura 26.** Microfósseis da Formação Jequitai na Fazenda Funil.
A-C: colônias de cianobactérias cocóides modernas arranjadas em agrupamentos de poucos indivíduos. Laguna Mormona, Baja Califórnia, México (foto de T.R.Fairchild). Em C indivíduos mortos e calcificados. D: colônia de *Eoentophysalis* sp. com crescimento na direção do canto superior direito. E: exemplares de *Eoentophysalis* sp. em meio à laminação de ?*Siphonophycus* sp. (S) com preservação palimpséstica. F: agrupamento de *M. reticulata*. G: exemplares de *Gloeodiniopsis lamellosa* agrupadas em díades. H: três exemplares de *M. grandis*. I: exemplar de *Myxococcoides* sp. J: cf. *Biocatenoides* sp. K: *Siphonophycus* sp. com crescimento vertical. L: colônia de *Eosynechococcus moorei*. M-N: exemplares de *Archaeotrichion contortum*. O: colônia do Morfotipo 1 cf. *Ruminococcus* sp. 86
- Figura 27.** Microfósseis da Formação Sete Lagoas na Fazenda Funil.
A: colônia composta por *Eoentophysalis* sp. B: *Eoentophysalis* sp. arranjados em pequenos agrupamentos (notar semelhança com as figuras 26A e B). C: tétrede de *Gloeodiniopsis lamellosa*. D: colônia de *Siphonophycus* sp. E: colônia de *Myxococcoides reticulata* e um exemplar de *Myxococcoides* sp.1 (seta). Notar empacotamento frouxo. F: exemplar de *Myxococcoides* sp.1. G-H: *Veteronostocales amoenum*. Em G, exemplares que cresceram em meio à colônia de *Eoentophysalis* sp. Em H detalhe de outro exemplar. I: colônia de Morfotipo 1. J: colônia de *Eosynechococcus moorei*. K: exemplar incompleto de *Paleolyngbya catenata*. L: população de cf. *Biocatenoides* sp. M: alternância de populações de espécie de cocóide não definida (C) e *Siphonophycus* sp. (S). N: exemplares de *Myxococcoides grandis*. O: exemplar de *Archeotrichion contortum*. 88
- Figura 28.** Fotomicrografias das tramas encontradas nas três unidades estudadas.
A: T1, trama orgânica plana. Números indicam esteiras sucessivas, nesta imagem dominadas pelo microfóssil

- filamentoso do gênero *Siphonophycus* (S). Observar concentração de matéria orgânica entre esteiras e a concentração de cristais de carbonato no nível indicado pelas setas. B: T2a, trama mista plana com crescimento de esteiras orgânicas em lentes. Notar a típica sucessão entre T1 e T2. C: T2b, trama mista plana com intraclastos de esteiras orgânicas (setas). D: T3, trama orgânica convoluta. E: T4, trama mista convoluta. F: T5, trama inorgânica. Notar a sucessão T2/T5/T2. 92
- Figura 29.** Sucessão de tramas na amostra 12.11.94/11 (A) da camada de sílex da Formação Sete Lagoas, e nas lâminas petrográficas, GP/L-6E 92 (B) e GP/L-6E 93 (C). O topo da amostra (B) consiste de nove pares alternados de tramas T1 e T2. Escala: 1 cm. 93
- Figura 30.** Frequência dos tipos de trama no sílex do Grupo Paranoá e das formações Jequitai e Sete Lagoas. O gráfico do Grupo Paranoá destoa dos demais porque somente uma lâmina deste grupo foi analisada. Nt: Número de tramas; N_L = Número de lâminas. 95
- Figura 31.** Histograma de comparação entre o diâmetro máximo de agregados arredondados de dolomita, invólucros de *Eoentophysalis* sp. e células de *Myxococoides* spp., mostrando moda semelhante (seta) entre as três estruturas. Estes dados corroboram com a idéia de que os microfósseis cocóides possam ter servido de molde para a precipitação de carbonato. 101
- Figura 32.** Ordem de formação das estruturas sinsedimentares e diagenéticas precoces a tardias que afetaram as tramas nas três unidades sedimentares estudadas. 104

Lista de Tabelas

Tabela 1. Estratigrafia do Grupo Bambuí. Modificada de Dardenne (2000).	29
Tabela 2. Índices de $\delta^{13}\text{C}$ estabelecidos por diferentes autores para as duas unidades estudadas.	31
Tabela 3. Tipos de laminação encontrados em estromatólitos e esteiras microbianas. Adaptado de Monty (1976).	47
Tabela 4. Parâmetros usados na análise das tramas nos microbialitos silicificados.	49
Tabela 5. Comparação dos minerais e algumas estruturas observadas no sílex das três unidades estudadas.	57
Tabela 6. Comparação dos taxons de microfósseis das paleobiotas das formações Jequitai e Sete Lagoas reconhecidos neste trabalho e no trabalho de Fairchild et al. (1996).	65
Tabela 7. Comparação microfósseis silicificados encontrados nos trabalhos de Simonetti & Fairchild (1989, 2000) com os relatados no presente trabalho. Em negrito os gêneros e espécies em comum aos três trabalhos.	66
Tabela 8. Características dos tipos de tramas das formações Jequitai, Sete Lagoas e do Grupo Paranoá.	94
Tabela 9. Frequência dos tipos de tramas nas unidades estudadas. N: número de ocorrências; Esp Min: espessura mínima; Esp Máx: espessura máxima. Dados expressos em milímetros.	95

Sumário

Capítulo 1 – Introdução	14
1. A natureza do problema	14
2. Registros do Snowball Earth no Brasil	18
3. Objetivos	20
4. Justificativa	20
Capítulo 2 – Geologia Regional	22
1. Considerações gerais	22
2. Grupo Paranoá	25
3. Formação Jequitai	28
4. Grupo Bambuí, Formação Sete Lagoas	28
5. Aspectos da geologia da Fazenda Funil	32
Capítulo 3 – Material e Métodos	46
1. Coleta e preparação das amostras	48
2. Análise das lâminas	49
3. Tratamento dos dados	51
4. Tafonomia versus Taxonomia – Parâmetros utilizados na Sistemática	51
Capítulo 4 – Resultados	55
1. Introdução	55
2. Características micro e mesoscópicas das amostras estudadas	55
2.1. Características mesoscópicas do sílex	55
2.2. Características microscópicas do sílex	56
2.3. Paleobiota	64
2.3.1. Descrição geral das assembleias	64
2.3.2. Paleontologia Sistemática	67
3. Tramas	89
Capítulo 5 – Discussão	96
1. Paleobiota e sua preservação	96
2. Significado paleoambiental das tramas	98

3. Comparação do sílex das três unidades sedimentares da Fazenda Funil	105
4. Reconsideração das relações estratigráficas do sílex na Fazenda Funil	106
Capítulo 6 – Conclusões	111
Referências Bibliográficas	113
Apêndice	124

Capítulo 1

Introdução

1. A natureza do problema

Os componentes bióticos e abióticos das rochas sedimentares do Neoproterozoico (1000 a 542 Ma) registram os diferentes cenários que foram estabelecidos à medida que a dinâmica interna e externa do planeta moldava novos continentes, atuava como agente evolutivo sobre a vida e agia diretamente na determinação das características químicas, sedimentares e climáticas do meio ambiente (figura 1). O modelo paleoclimático do *Snowball Earth* (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998 a, b) foi proposto para explicar alguns desses cenários e rapidamente tornou-se um dos eixos centrais de pesquisas geológicas sobre o Neoproterozoico, isto porque o modelo envolve aspectos tão variados quanto a configuração das placas tectônicas, a história da formação e desmantelamento de supercontinentes e o surgimento dos metazoários (Hoffman, 1999; Narbonne, 2005; Meert & Lieberman, 2008).

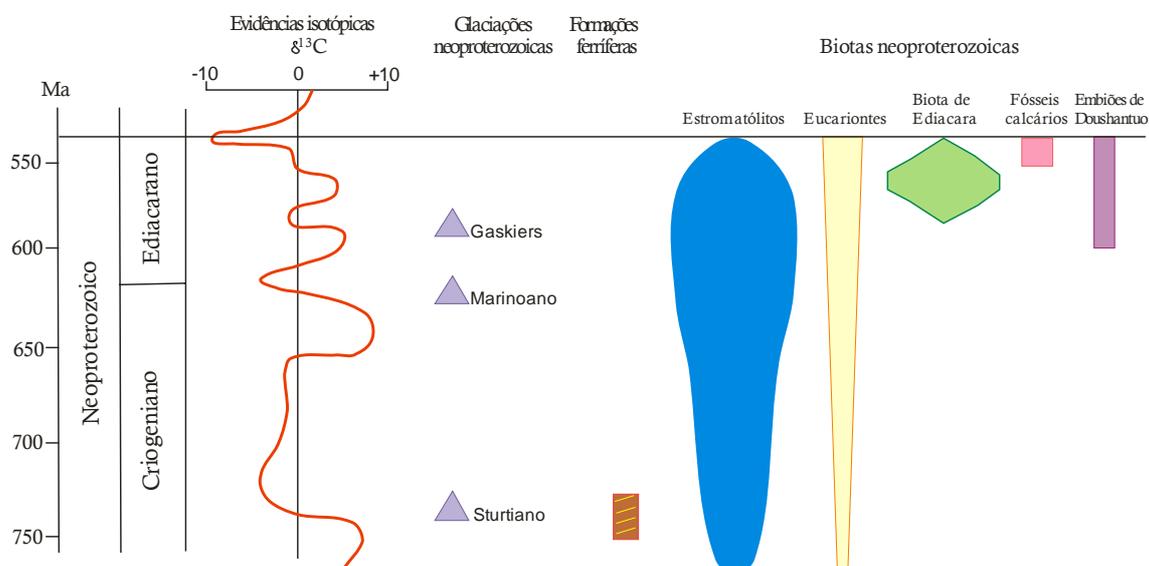


Figura 1. Eventos e tendências no Neoproterozoico final (adaptado de Schopf, 1992b; Hoffman et al., 1998b; Narbonne, 2005).

Evidências sedimentares, paleomagnéticas, geoquímicas e paleobiológicas (figura 2) sustentam a hipótese de três glaciações neoproterozoicas, a primeira há cerca de 715 Ma, Sturtiana, a segunda há 635 Ma, Marinoana e a terceira, de menor extensão, Gaskiers, há 580 Ma. Dentre as evidências estão, por exemplo, diamictitos glaciogênicos, deposição de formações ferríferas, excursões negativas nos valores

isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$), razões peculiares entre isótopos (i.e. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e mudanças na biota (Hoffman et al., 1998b; Hoffman, 1999; Ridgwell et al., 2003; Santos et al., 2004; Halverson et al., 2005; Narbonne, 2005; Alvarenga et al., 2007a; Allen & Etienne, 2008; Meert & Lieberman, 2008). A ideia de que as duas primeiras glaciações tiveram extensão quase global – daí o termo *Snowball Earth* ou “Terra Bola-de-Neve” – é sustentada pela presença, diretamente acima dos diamictitos, de capas carbonáticas. Estas capas, tipicamente calcários dolomíticos cor de rosa, exibem uma combinação de feições sedimentares aparentemente restrita, temporalmente, na história geológica da Terra, a estas duas glaciações. A presença de estromatólitos, estruturas tubulares (*tubestone*), *cementstones* de aragonita e *megaripples* indicam clima muito quente e mares supersaturados em carbonato imediatamente após as glaciações Sturtiana e Marinoana (Hoffman, 1999; Nogueira et al., 2003; Halverson et al., 2005; Alvarenga et al., 2007a; Allen & Etienne, 2008).

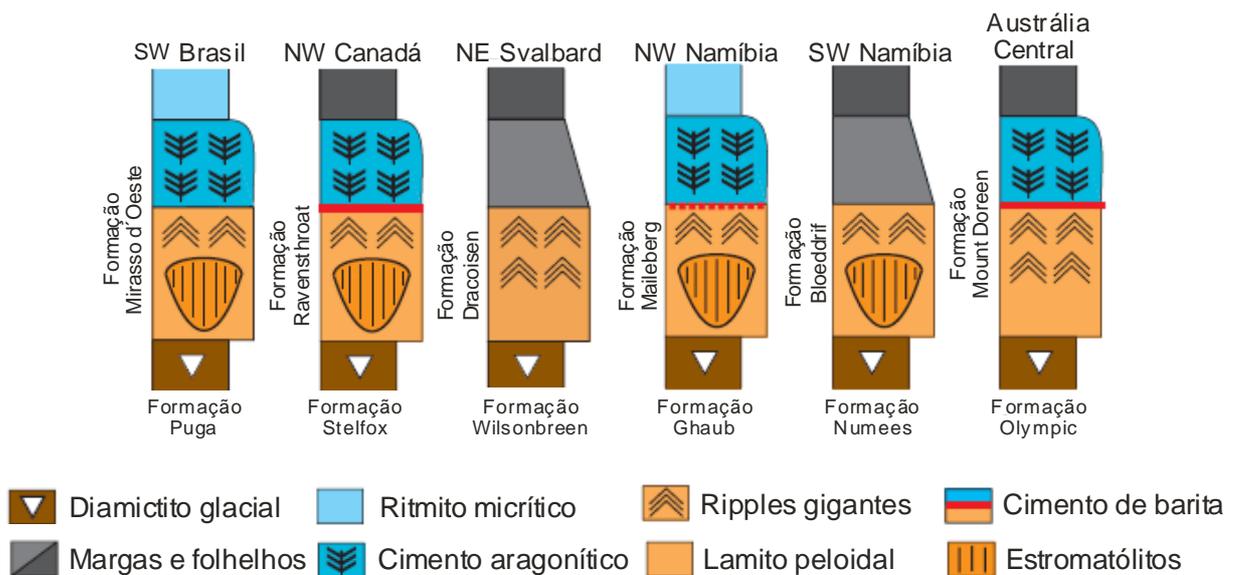


Figura 2. Litologias e estruturas sedimentares presentes nas capas carbonáticas associadas ao episódio glacial marinoano (segundo Allen & Hoffman, 2005).

A origem do paleoclima severamente frio, proposto pelo modelo do *Snowball Earth*, teve início com a desagregação do supercontinente Rodínia e consequente concentração de seus fragmentos (continentes menores) na região equatorial. O clima quente e úmido nesta região causou altas taxas de intemperismo e erosão dos continentes e, por consequência, ao consumo de grande quantidade de CO_2 atmosférico. Com a queda da concentração de CO_2 atmosférico, a temperatura global diminuiu e

plataformas de gelo começaram a se formar nas regiões dos pólos. Estas plataformas refletiam a luz solar, contribuindo ainda mais para a diminuição da temperatura global num processo de retroalimentação positiva ligada ao albedo terrestre, cada vez maior. Quanto mais gelo se formava, mais frio ficava o clima, chegando, em seu auge, à formação de geleiras nos trópicos e a uma temperatura global média de 50°C negativos. Evidências desta fase do *snowball* terrestre incluem depósitos glaciogênicos espessos (diamictitos), clastos estriados e facetados, paleovales incisos e planícies de lavagem na Austrália, na América do Norte e na Namíbia, onde, neste último país, diamictitos foram depositados em plataforma tropical de águas rasas.

Com o passar do tempo e a ausência de chuvas, o CO₂ produzido pelo vulcanismo, que nunca cessou, voltou a aumentar na atmosfera, iniciando um efeito estufa que promoveu o derretimento do gelo nos trópicos, a retomada da circulação oceânica e o restabelecimento da absorção da energia solar pelos oceanos. A partir daí, a Terra passou de uma situação climática extrema para outra, extremamente quente e úmido com temperatura média de 50°C positivos.

A elevação da temperatura e da precipitação pluviométrica ocasionou nova fase de intemperismo intenso, que transformou muito do CO₂ atmosférico em bicarbonato, saturando os oceanos e levando à deposição de espessas capas carbonáticas diretamente em cima de diamictitos glaciogênicos (Nogueira et al., 2007). Esta súbita precipitação de carbonato incorporou carbono inorgânico isotopicamente muito leve derivado da decomposição da matéria orgânica nos oceanos profundos (Kaufman et al., 1997; Hoffman & Schrag, 1999), o que gerou índices de $\delta^{13}\text{C}$ anormalmente negativos nos carbonatos das capas.

Inicialmente pensava-se que a extensa cobertura de gelo nos oceanos teria limitado a fotossíntese, levando a vida quase à extinção. Assim, somente uma pequena parcela da vida teria sobrevivido em refúgios, e as glaciações teriam criado “gargalos” na evolução da vida proterozoica, o que explicaria a queda na diversidade de microrganismos após a glaciação (Schopf, 1991). Recentemente, no entanto, Moczyłowska (2008) demonstrou para a Formação Włodawa, na Polônia, que seres de complexidade diferente (procariontes e eucariontes) e hábitos diferentes (planctônicos e bentônicos) sobreviveram no mar aberto ao suposto clima neoproterozoico extremamente frio. Havia, portanto, condições favoráveis à realização da fotossíntese, o que implicaria em um ciclo hidrológico ativo que repunha suprimentos minerais e mantinha o substrato habitável. Corsetti e colaboradores (2006) reafirmaram que as

biotas autotróficas e heterotróficas em depósitos silicificados pré- e sin-glaciais, embora limitados, são muito semelhantes entre si, e que em alguns casos a diversidade aumenta nos depósitos sin-glaciais em relação aos pré-glaciais. Biotas de acritarcos australianos preservados em folhelhos também não apresentaram mudanças durante os períodos glaciais. Dados de quimiofósseis provenientes da Formação Poço Verde, Grupo Vazante, em Paracatu, MG, corroboram, ainda, com estas afirmações. Em amostras de folhelho intercalado com níveis de diamictito correlatos ao evento Sturtiano, o conteúdo de carbono orgânico (3,0% por peso) indica que houve na época da glaciação abundante produtividade primária marinha a partir de bactérias autótrofas e de eucariontes (Olcott et al., 2005). O cenário descrito a partir do Grupo Vazante é possível, já que foi demonstrado tanto experimentalmente, como em organismos modernos *in situ*, que a fotossíntese e a produtividade ocorrem mesmo em temperaturas muito baixas (Corsetti et al., 2006; Rohde & Price, 2007; Lanoil et al., 2009).

Porém, a mais notável influência do *Snowball Earth* na biosfera não teria sido sobre a biodiversidade dos grupos já existentes, mas sim em relação ao surgimento dos metazoários, um grupo que foi beneficiado pelas condições nos períodos sin- e pós-glaciais. O aumento na oxigenação nas águas frias dos oceanos durante e depois das glaciações teria sido a chave para o aparecimento destes seres, já que seu metabolismo depende do oxigênio (Fike et al., 2006; Canfield et al., 2007). O aparecimento de embriões de metazoários na China (Xiao et al., 1998; Xiao & Knoll, 2000; Narbonne, 2005; Yin et al., 2007) e de metazoários coincide com o fim da glaciação Gaskiers. Então se no fim da glaciação marinoana já havia embriões e metazoários, é lógico que seus ancestrais teriam surgido antes e que seus descendentes teriam, sobrevivido à glaciação Gaskiers. De fato, foi nos 25 milhões de anos seguintes a este último episódio glacial que os metazoários dispersaram e evoluíram para seres bilaterais devido à estabilidade na oxigenação dos mares (Canfield et al., 2007).

Com efeito, as condições drásticas do modelo inicial do *Snowball Earth* têm sido substituídas por um cenário glacial mais ameno e não tão inóspito quanto imaginado originalmente (mas ainda muito severo), expresso pelo termo *Slushball Earth*, derivado da palavra inglesa, *slush*, que é um estágio intermediário entre gelo e água (Hyde et al., 2000).

2. Registros do *Snowball Earth* no Brasil

No Brasil, os três episódios glaciais neoproterozoicos deixaram registros, principalmente, no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Em Minas Gerais, a gênese glacial dos diamictitos da Formação Jequitai e do pavimento estriado à sua base já foi reconhecida por Isotta et al. em 1969. Mais recentemente, datações radiométricas, análises isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) e a identificação de capa carbonática (Formação Sete Lagoas) na base do Grupo Bambuí, sobrejacente a Formação Jequitai, permitiram correlacionar essa glaciação ao episódio Sturtiano (Babinski & Kauffman, 2003; Santos et al., 2004; Alvarenga et al., 2007a; Vieira et al., 2007; Allen & Etienne, 2008).

O evento glacial Marinoano é reconhecido tanto na porção norte quanto sul da Faixa Paraguai (MT e MS), a sudoeste do Cráton Amazônico, através de diamictitos da Formação Puga e da capa carbonática composta por dolomito da Formação Mirassol D'Oeste e calcário da parte inferior da Formação Guia (Nogueira, 2003; Nogueira et al., 2007; Nogueira, 2009). Este registro de glaciação ainda conta com evidências consideradas típicas de glaciações de baixa-latitude, tais como dolomito peloidal, estruturas em tubo (*tubestone*), estromatólitos estratiformes e acamamento de *megaripples* (Boggiani et al., 2003; Nogueira, 2003; Allen & Hoffman, 2005; Nogueira et al., 2007; Nogueira, 2009; Romero et al., 2009).

A Formação Serra Azul, recentemente estabelecida para diamictitos com seixos estriados e siltitos conglomeráticos em Mato Grosso, representaria a única evidência do episódio Gaskiers na América do Sul (Alvarenga et al., 2007b).

Na Fazenda Funil, região de Cabeceiras, Goiás, afloram rochas sedimentares atribuídas ao Grupo Paranoá sotopostas ao Supergrupo São Francisco, representado pela Formação Jequitai, na base, e a Formação Sete Lagoas, diretamente acima dessa. Quando Fairchild e colaboradores (1996) descobriram seixos de sílex negro microfossilífero no diamictito da Formação Jequitai neste local, eles comentaram a semelhança entre o sílex e o conteúdo microfossil destes seixos e uma camada persistente de sílex na Formação Sete Lagoas, 15 m acima do contato entre as duas formações (figura 3). Esse estudo, porém, foi realizado antes da transformação da ideia de *Snowball Earth*, originalmente proposta por Kirschvink (1992) em modelo de ponta nas Geociências, amplamente documentado e expandido por Hoffman e seus colaboradores (Hoffman et al., 1998b; Hoffman, 1999). Assim, Fairchild et al. (1996) não investigaram a fundo as possíveis implicações desta semelhança.

Dada a importância, quase paradigmática, que o modelo *Snowball Earth* adquiriu na história geológica do Neoproterozoico desde então, decidiu-se re-examinar a questão da semelhança entre as duas microbiotas na Fazenda Funil para testar hipóteses alternativas para a estratigrafia local. Ou seja, os diamictitos seriam realmente de origem glacial Sturtiana ou poderiam ter sido gerados durante o tectonismo Brasileiro na borda do Cráton São Francisco durante o Neoproterozoico? Os diamictitos representariam, portanto, brechas de falha entre a Formação Sete Lagoas e o Grupo Paranoá, ou, alternativamente, a camada de sílex atribuída à Formação Sete Lagoas poderia, na verdade, fazer parte de uma lasca do Grupo Paranoá, inserida tectonicamente na parte inferior do Grupo Bambuí?

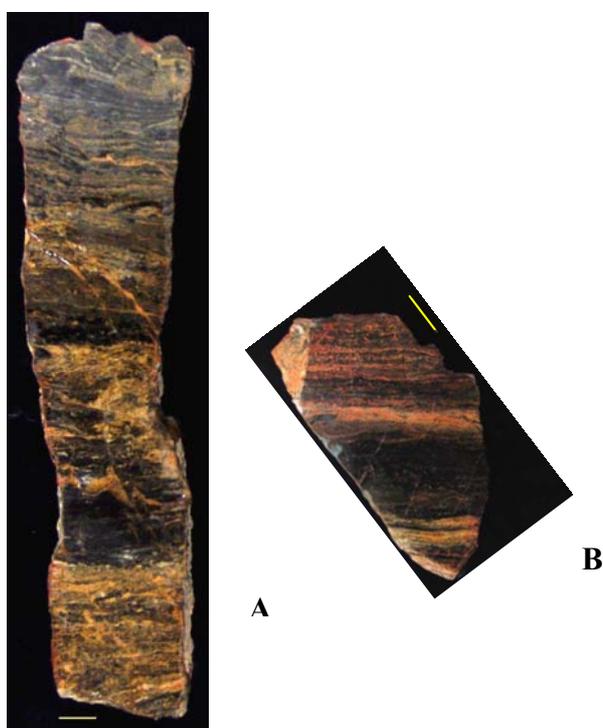


Figura 3. Sílex negro microfossilífero da Formação Sete Lagoas (A). Seixo de sílex microfossilífero do diamictito da Formação Jequitai (B). Escalas = 1 cm.

A pesquisa desenvolvida nesta dissertação, portanto, objetivou atacar esta questão do ponto de vista micropaleontológico. Visou, primariamente, comparar as características micropaleontológicas, tafonômicas e petrográficas da camada e dos seixos de sílex e explorar as possíveis consequências estratigráficas. Não foi objetivo do trabalho resolver as questões geológicas de campo, e, sim, apontar questões pendentes na interpretação da estratigrafia, tectônica local e eventual mistura temporal.

A abundância fossilífera na região já foi reconhecida por vários autores. Em alguns trabalhos foi retratada a variedade de estromatólitos nos estados de Goiás e Minas Gerais (Cassedane, 1965; 1968; Dardenne, 1972; Cloud & Dardenne, 1973; Fairchild & Dardenne, 1978; Subacius & Fairchild, 1986; entre outros). Outros

trabalhos analisaram esteiras microbianas silicificadas em seis localidades também em Goiás e Minas Gerais. Nestes trabalhos relatou-se a ocorrência principalmente de cianobactérias e raros acritarcos (Sommer, 1971; Fairchild et al., 1980; Simonetti & Fairchild, 1989; Fairchild et al., 1996; entre outros).

O argumento básico é este: se o sílex e microfósseis dos seixos se mostrarem distintos dos da Formação Sete Lagoas, isto será coerente com a interpretação glacial original dos diamictitos na Fazenda Funil e com a abrangência da glaciação Jequitaiá até a região oeste do Cráton São Francisco. Caso contrário, ou seja, se o sílex e microfósseis das duas formações se mostrarem semelhantes, será necessário reavaliar a interpretação glacial dos diamictitos e as implicações desta ocorrência para com a aplicabilidade do modelo *Snowball Earth* para a região. Independentemente do resultado, o presente estudo demonstrará uma nova aplicação do estudo de microfósseis pré-cambrianos a problemas geológicos no Brasil.

3. Objetivos

Utilizando os microfósseis como ferramenta principal para compreender relações estratigráficas e deposicionais, esta dissertação teve como objetivos:

- Caracterizar, taxonômico e tafonomicamente, os microfósseis encontrados em sílex em clastos da Formação Jequitaiá, na camada contínua na Formação Sete Lagoas e em algumas amostras silicificadas do Grupo Paranoá provenientes da Fazenda Funil, Cabeceiras, GO;
- Caracterizar e comparar as microbiotas e tramas (*fabrics*) preservadas no sílex destas unidades, particularmente, com respeito às relações entre microfósseis e entre estes e a laminação sedimentar;
- Avaliar as implicações paleoecológicas, estratigráficas, paleoclimáticas e tectônicas dos resultados obtidos, especialmente em relação à aplicação do modelo *Snowball Earth* no local;
- Comparar os dados paleobiológicos com outros registros de microfósseis proterozoicos no Brasil e no mundo.

4. Justificativas

O presente projeto aplica o estudo de microfósseis pré-cambrianos a um problema geológico de cunho estratigráfico-tectônico envolvendo unidades-chaves do

Neoproterozoico brasileiro, com reflexos paleoecológicos, paleoclimáticos e deposicionais.

Ainda muito pouco se sabe sobre as biotas proterozoicas do Brasil, o que justifica novas investigações como este trabalho. Além disso, os microfósseis pré-cambrianos do centro-oeste brasileiro merecem estudo detalhado já que (i) são os fósseis pré-cambrianos mais bem preservados da América do Sul (Fairchild et al., 1996); (ii) datam de um intervalo de tempo chave para a diversificação e irradiação dos eucariontes; (iii) podem revelar dados importantes sobre mudanças bruscas no clima e no modo de sedimentação de carbonatos; e (iv) podem fornecer novas informações sobre a paleobiologia do Pré-Cambriano e seus rumos evolutivos.

Capítulo 2

Geologia Regional

1. Considerações gerais

A Fazenda Funil (15° 46' 54.00"S, 46° 56' 24.00"W), local de estudo desta dissertação, fica a 108 km ENE de Cabeceiras, Goiás, dentro da Faixa Brasília, na borda oeste do Cráton São Francisco, com ampla exposição de rochas sedimentares neoproterozoicas do topo do Grupo Paranoá e da base do Supergrupo São Francisco (formações Jequitai e Sete Lagoas, esta última na base do Grupo Bambuí). A história geológica dessas unidades está relacionada à tafrogênese do supercontinente Rodínia, iniciada ao fim do Mesoproterozoico (Faria, 1995; Campos Neto, 2000), e à amalgamação de Gondwana Ocidental durante o Neoproterozoico (figura 7), especificamente, ao tectonismo extensional atuante na borda oeste do Cráton São Francisco, com a abertura de um oceano ao oeste, e, posteriormente, ao fechamento deste oceano com o estabelecimento da Faixa Brasília (Brito Neves et al., 1999; Martins Neto et al., 2001; Pimentel et al., 2000; Fuck et al., 2008).

Diques na margem leste do cráton, *sills* e diques dentro do Supergrupo Espinhaço e magmatismo fissural toleítico em Minas Gerais e Bahia, todos com idade de ca. 1,0 Ga, registram o início do desmantelamento de Rodínia no Brasil (Fuck et al., 2008). Mesmo assim, a posição paleogeográfica do cráton durante este episódio permanece incerta (Alkmim et al., 2001; Brito Neves, 2003; Cordani et al., 2003). Porém, dados geocronológicos e paleomagnéticos (ver Cordani et al., 2003; Fuck et al., 2008) permitem localizar, pelo menos preliminarmente, o Cráton São Francisco em relação aos demais fragmentos de Rodínia (figura 4). Com o desmantelamento de Rodínia, formaram-se riftes que evoluíram para bacias de margens passivas. Na porção oeste do Cráton do São Francisco, este processo resultou em um rifte alongado NNW-SSE, onde se depositou o Grupo Paranoá sob condições marinhas (Campos Neto, 2000; Martins Neto & Alkmim, 2001).

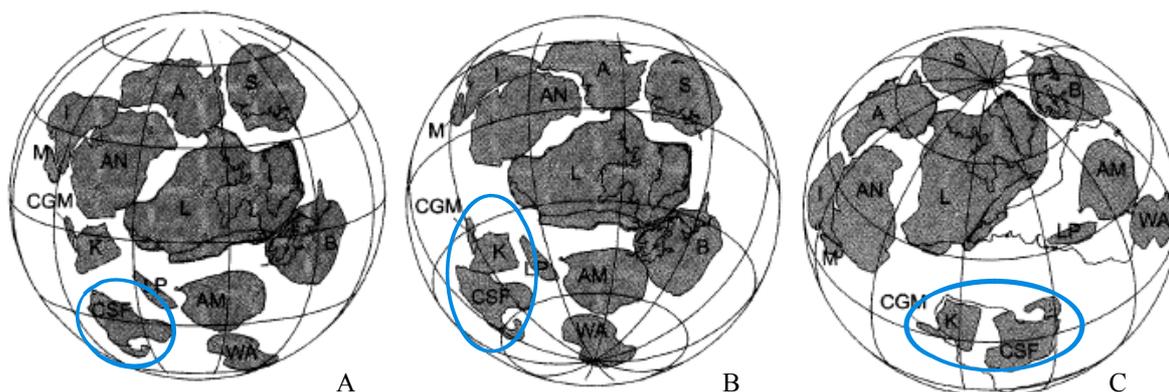


Figura 4. Algumas reconstituições paleogeográficas de Rodínia alternativas, mostrando diferentes posições do Cráton São Francisco (elipses azuis) em relação aos demais blocos. A: D'Agrella-Filho et al., 1998; B: Weil et al., 1998; C: Daizel et al., 2000). Legenda: A: Cráton Australiano; AM: Cráton Amazônico; BA: Baltica; C: Cráton do Congo; CGM: Coates Land–Maudheim–Grunehogna Province; EA: Antártica Oriental; G: Groenlândia; I: Índia; K: Cráton do Kalahari; M: Madagascar; RP: Cráton Rio de la Plata; S: Cráton Siberiano; SF: Cráton São Francisco; WA: Cráton do Oeste Africano (modificado de Cordani et al., 2003).

Por volta de 900 a 700 Ma, ao final da deposição do Grupo Paranoá, esta região sofreu os efeitos da glaciação Sturtiana, dando origem à Formação Jequitaiá sobre o cráton (Cukrov et al., 2005) e ao Grupo Macaúbas na faixa Araçuai a leste (Campos Neto, 2000; Martins Neto & Alkmim, 2001; Alvarenga et al., 2007a).

Entre 750 e 620 Ma um conjunto de fenômenos orogênicos – o Evento Brasileiro – envolvendo a colisão entre o Maciço Central de Goiás, o Bloco Rio de la Plata e o Cráton do São Francisco (figura 5), deformou a borda oeste do cráton, transformando a margem passiva em bacia de *foreland* (antepaís). Neste contexto, depositou-se o Grupo Bambuí, em três megaciclos, cada um marcado por transgressão rápida, seguida de subsidência lenta da bacia (Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2001; Alkmim, 2004). As sucessões sedimentares na margem oeste do Cráton São Francisco foram deformadas e metamorfisadas em maior ou menor grau (figura 6), com a formação de *nappes* e dobras na região de Cabeceiras e Bezerras, GO, com vergência tectônica para leste (Faria, 1995; Campos Neto, 2000; Dardenne, 2000; Alkmim et al., 2001; Uhlein et al., 2004).



Figura 5. Compartimentação geotectônica da borda oeste do Cráton do São Francisco (extraído de Fuck et al., 2008).

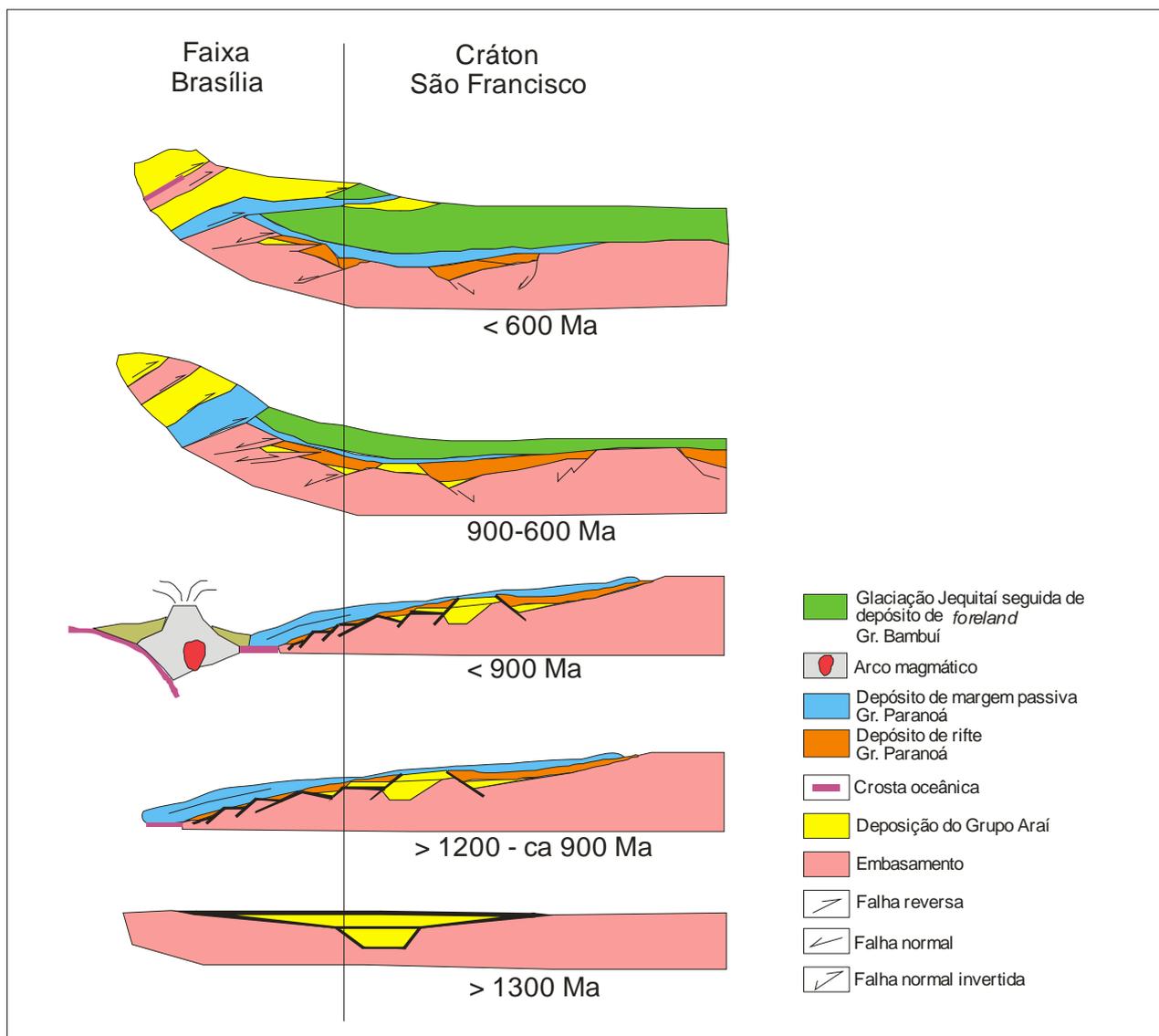


Figura 6. Evolução esquemática da Bacia do São Francisco nos domínios do cráton e da Faixa Brasília (figuras baseadas em Martins Neto & Alkmim, 2001; e idades em Pimentel et al., 2001 e 2009).

2. Grupo Paranoá

Aflorante na zona externa da Faixa Brasília, o Grupo Paranoá é caracterizado por metassedimentos de muito baixo grau metamórfico, depositados discordantemente sobre o Grupo Araí, unidade mesoproterozoica (ca. 1,5 Ga; Martins-Neto & Alkmim, 2001), quando da fragmentação do supercontinente Rodínia (Martins Neto & Alkmim, 2001; Valeriano et al., 2004). Sua idade máxima foi inferida entre 1000 e 900 Ma, através do método U-Pb por LA-ICPMS em zircões detríticos (Pimentel et al., 2009).

A subdivisão das várias fácies de rochas areníticas, pelíticas, arenito-pelíticas e carbonáticas do Grupo foi definida por Faria (1995) com base em afloramentos em Goiás (Cristalina, Distrito Federal, São João D'Aliação e Alto Paraíso), como demonstrado na figura 7. A história deposicional do grupo pode ser resumida em uma fase de rifte, representada pelo Conglomerado de São Miguel, embora ainda permaneçam incertezas em virtude da pequena espessura deste nível. Na fase seguinte, rochas pelíticas de margem passiva foram depositadas em águas profundas que gradaram para depósitos plataformais, provavelmente de inframaré no topo, como evidenciados por carbonatos microbianos e estromatolíticos. O estromatólito coniforme *Conophyton*, característico deste grupo, formou barreiras estromatolíticas (bioermas) nos limites noroeste e sudoeste da bacia, com exemplares de até 4 metros de altura (Campos Neto, 2000; Martins-Neto & Alkmim, 2001).

Durante o Evento Brasileiro, o Grupo Paranoá foi deformado em dobras flexurais de deslizamento com superfícies axiais orientadas para norte-sul e vergência para leste (Alkmim, 2004) e colocado por meio de cavalgamento sobre os grupos Canastra e Bambuí (figura 6).

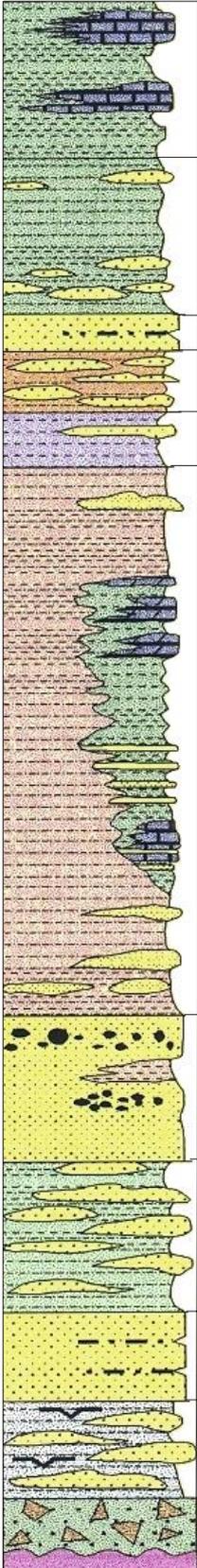
	<i>Fácies Sedimentar</i>	<i>Ambiente Depositional</i>	<i>Fase tectônica</i>
	Pelito-carbonatada com <i>Conophyton</i> (PC)	Plataforma terrígena profunda com tempestades episódicas.	Margem passiva
	Metarritmito argiloso (R4)	Porção de plataforma distal com deposição de terrígenos, dominada por tempestades.	
	Quartzito médio (Q3)	Plataforma arenosa dominada por ondas e tempestades episódicas.	
	Metarritmito arenoso (R3)	Porção proximal de plataforma distal com deposição de terrígenos, dominada por tempestades.	
	Ardósia (A)	Plataforma terrígena profunda com tempestades episódicas.	
	Metarritmito argiloso, sublitofácies pelítica com lentes de dolomito com estromatólitos, metarritmito com lentes de calcário e metassiltito argiloso (S)	Plataforma terrígena profunda com tempestades episódicas.	
	Quartzito microconglomerático (Q2)	Plataforma arenosa dominada por ondas e tempestades episódicas.	
	Metarritmito (R2)	Ambiente litorâneo dominado por ondas e maré.	
	Quartzito fino a médio (Q1)	Plataforma arenosa dominada por ondas e tempestades episódicas.	
	Metarritmito (R1)	Ambiente litorâneo dominado por ondas e maré.	
Conglomerado São Miguel (SM)	Leques aluviais litorâneos a sublitorâneos, em clima semi-árido.	Rifte	

Figura 7. Estratigrafia esquemática do Grupo Paranoá no Distrito Federal com aproximadamente 1400 m de espessura (modificado de Farias, 1995).

3. Formação Jequitai

A Formação Jequitai consiste de espessos pacotes de diamictitos intercalados com arenitos, depositados durante a abertura máxima de uma bacia de rifte (Brito Neves et al., 1999; Martins Neto et al., 1999; Uhlein et al., 1999; Campos Neto, 2000; Dardenne, 2000; Danderfer & Dardenne, 2002; Uhlein et al., 2004; Cukrov et al., 2005). Dados radiométricos sugerem idade entre 900 e 700 Ma (Buchwaldt et al., 1999). Datação por U/Pb em zircões provindos de diques que cortam o Supergrupo Espinhaço, mas não o Supergrupo São Francisco, fornecem idade de 906 ± 2 Ma (Uhleim et al., 1999). Idades isocrônicas de Pb/Pb indicam idade para a base do Grupo Bambuí (Formação Sete Lagoas, em Minas Gerais) de 686 ± 69 Ma (Babinski et al., 1999). Estas idades sugerem correlação com a glaciação Sturtiana (Campos Neto, 2000; Alvarenga et al., 2007a; Allen & Etienne, 2008; Hoffman & Li, 2009).

Em sua área-tipo próxima da cidade homônima em Minas Gerais, a Formação Jequitai apresenta espessura de até 100 metros e consiste predominantemente de diamictito maciço com arenitos e ritmitos subordinados (Uhleim et al., 1999). Para o topo, os diamictitos apresentam-se alternadamente pobres ou ricos em clastos (Uhleim et al., 1999). Mais para o oeste, em Cristalina, Goiás, esta formação alcança até 150 metros de espessura e os diamictitos costumam ser mais pobres em clastos, embora haja níveis ricos em clastos, bem como arenitos e conglomerados (Cukrov et al., 2005). Em sua área-tipo a formação é interpretada como depósito de glaciação continental (Isota et al., 1969), enquanto seus correlatos a leste e a oeste incluem também depósitos glácio-marinhos e fluxos gravitacionais, estes últimos associados ao período de degelo (Cukrov et al., 2005).

A Formação Jequitai é considerada a base do Supergrupo São Francisco, separada por discordância do Grupo Bambuí, acima (Dardenne, 2000).

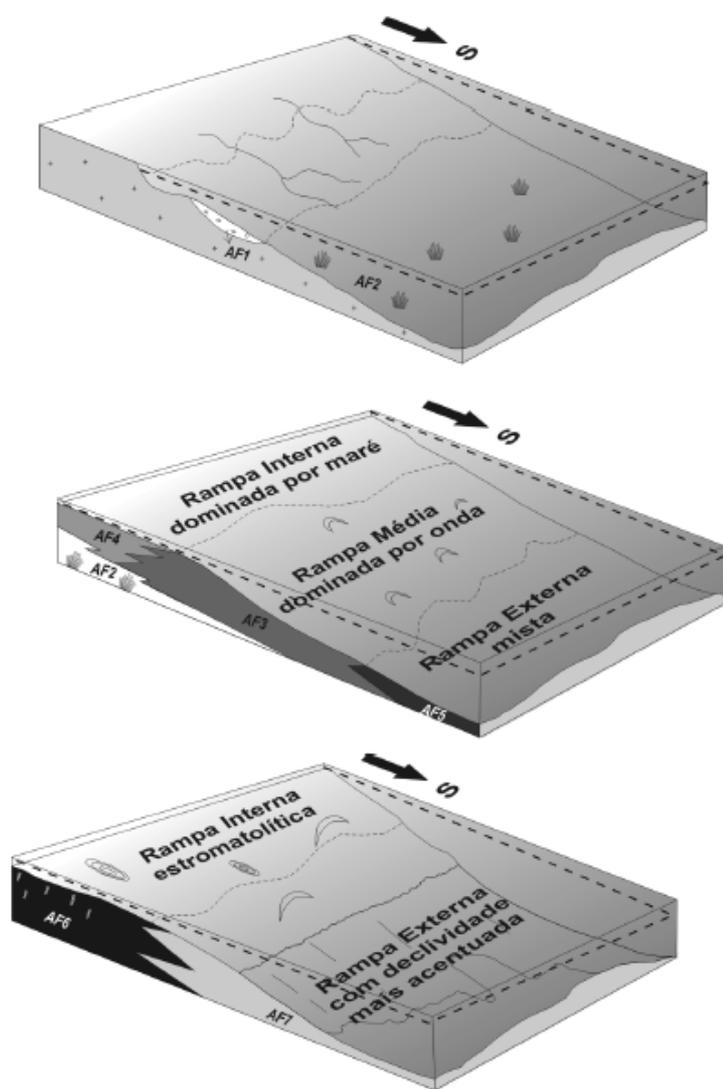
4. Grupo Bambuí, Formação Sete Lagoas

O Grupo Bambuí recobre grandes áreas do Cráton São Francisco (Brito Neves et al., 1999) e é caracterizado por estratos pouco deformados de sedimentos pelíticos e carbonáticos (Alvarenga et al., 2007b; Vieira et al., 2007). É composto por cinco formações depositadas durante três megaciclos, conforme tabela 1.

Grupo	Megaciclo	Formação	Litologia	Ambiente deposicional
Grupo Bambuí	III	Três Marias	ardósias verdes, siltitos e grauvacas	Ambiente dominado por correntes de tempestade, maré e supramaré
		Serra da Saudade	siltitos esverdeados, ardósias e calcários cinzas	
	II	Lagoa do Jacaré	siltitos, folhelhos, lentes de oólitos e oncólitos, calcarenitos com estratificação cruzada, margas e raros estromatólitos	Maré e tempestades
		Serra de Santa Helena	folhelhos, siltitos, margas, lentes de calcários e intercalações de arenitos finos	
	I	Sete Lagoas	Diversos tipos de carbonatos: calcilutitos, calcários, dolomitos e estromatólitos	Rampa carbonática

Tabela 1. Estratigrafia do Grupo Bambuí. Modificada de Dardenne (2000).

De acordo com assinaturas isotópicas de Nd, a área fonte dos sedimentos do Grupo Bambuí teria sido uma cadeia de montanhas a oeste, originada a partir da acreção do arco magmático na margem do paleocontinente São Francisco há < 800 Ma, dentro de um contexto de bacia de *foreland* (Pimentel et al., 2001). Neste cenário desenvolveram-se três megaciclos deposicionais, dando origem ao Grupo Bambuí. A Formação Sete Lagoas corresponde ao primeiro destes ciclos (Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2001; Misi et al., 2007), e teria sido depositada em rampa carbonática (figura 8) formada por um mosaico de ambientes de profundidades variadas desde canais aluviais até rampa saturada de CO₂ (Vieira et al., 2007).



Fácies:

AF1 – Conglomerado polimítico de seixos arredondados a angulares, cimentado por carbonato, e arenito seixoso com cimento de calcita. Deposição por correntes trativas, inclusive em canais incisos com cimentação diagenética.

AF2 – Calcilito-*cementstone* e calcilito. Eventos de precipitação de cristais de aragonita e crostas no fundo do mar, concomitante com precipitação de calcilito associado à água supersaturada em CaCO_3 em ambiente calmo.

AF3 – Calcário cristalino. Deposição por fluxo combinado com predominância de fluxo oscilatório relacionado à ação de onda de tempestade em zona de face praiar ou depositado por migração de barras de inframaré sob correntes trativas com intervalos de água calma.

AF4 – Calcário cristalino e ritmito de calcário cristalino e pelito. Fluxos oscilatórios e combinados depositando por tração e suspensão, ou migração de barra preenchendo canais de inframaré, possível influência de correntes de longitudinais. Migração de ondulações com alternância de tração e suspensão relacionadas a correntes de maré em ambiente de inframaré (ritmitos).

AF5 - Ritmito calcilito-pelito. Alternância de precipitação carbonática e deposição de pelitos em suspensão.

AF6 - Calcário cristalino preto e *boundstone* microbiano. Deposição por ação de onda induzida por tempestades em zona de face praiar; ocasionalmente liquefação. Presença de atividade microbiana.

Figura 8. Modelo de deposição em rampa proposto para a Formação Sete Lagoas na sua área-tipo em Minas Gerais (Vieira et al., 2007).

A datação do Grupo Bambuí é problemática pela falta de material vulcânico e autigênico passível de datação (Dardenne, 2000) e pela contaminação do sistema por fluidos ricos em chumbo durante o Evento Brasileiro (Babinski, 1993; D'Agrella et al., 2000; Santos et al., 2004). Uma idade mínima de 686 ± 69 Ma para a deposição da Formação Sete Lagoas foi proposta por Babinski et al. (1999) com base em isócrona Pb/Pb. Pouco depois, Babinski & Kaufman (2003) obtiveram nos carbonatos basais da Formação Sete Lagoas idade de 740 ± 22 Ma, pelo método de Pb-Pb, e dados quimioestratigráficos ($\delta^{13}\text{C} = -4\text{‰}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7074$; Sr = 3000 ppm; Mn/Sr = ~ 0)

diferentes dos da parte superior desta formação ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$; $\text{Sr} = 300 \text{ ppm}$; $\text{Mn}/\text{Sr} = 1$ a 2). Com base nisto interpretaram a parte inferior da formação como uma capa carbonática associada à glaciação Sturtiana. Estudos mais recentes têm corroborado a assinatura negativa do $\delta^{13}\text{C}$ na parte inferior da formação (tabela 2 e figura 9, mas ver Santos et al., 2004).

	Nível	Iyer et al. (1995)	Babinski & Kaufmann (2003)	Alvarenga et al. (2007b)	Misi et al. (2007)
<i>Formação Sete Lagoas</i>	topo	-2 a 2,8 ‰	0‰	-	+10 a +14,4‰
	acima da capa			-6,0 a +9,2 ‰	-
	capa	-4‰	-4‰	-6,0 a -3,2 ‰	-
	base			-	-5,6 a -4,3 ‰

Tabela 2. Índices de $\delta^{13}\text{C}$ estabelecidos por diferentes autores para as duas unidades estudadas.

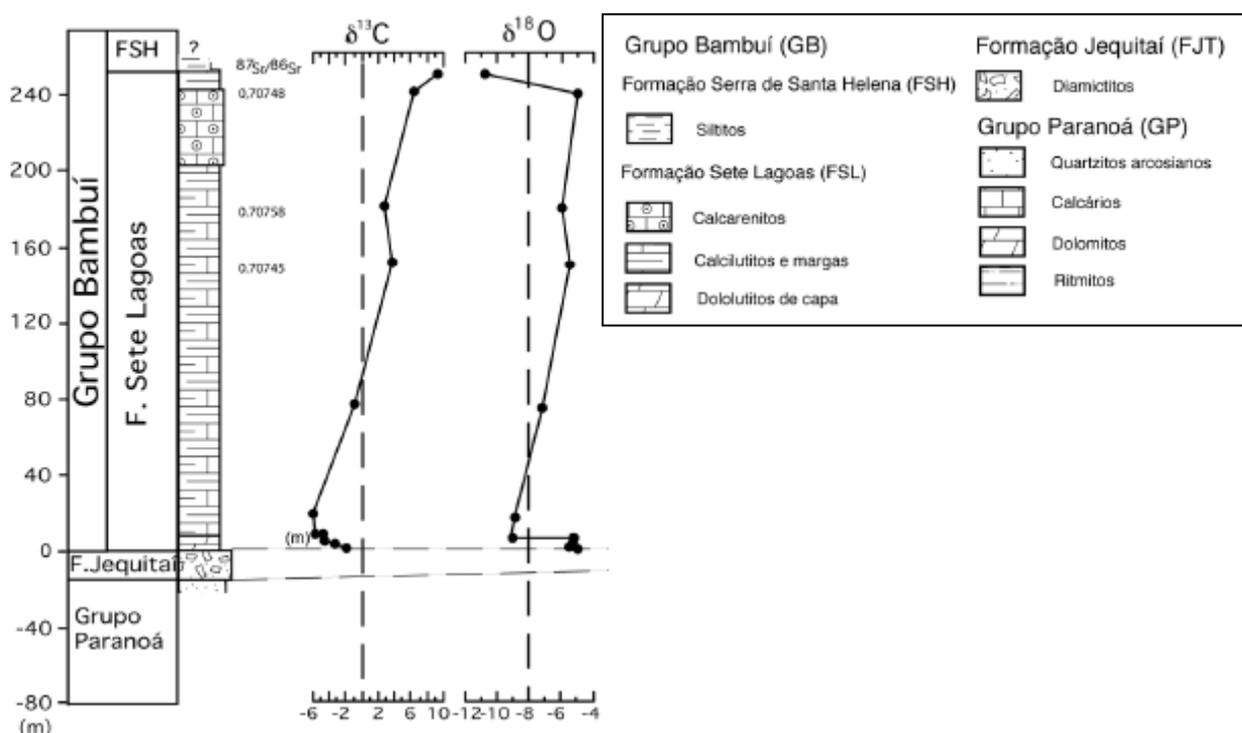


Figura 9. Dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos provenientes da Fazenda Limoeiro, nas proximidades de Bezerra e Cabeceiras, Goiás. Adaptado de Alvarenga et al. (2007b).

5. Aspectos da geologia da Fazenda Funil

Afloramentos foram investigados a SSE da sede da Fazenda Funil principalmente em torno da drenagem do córrego Barra Funda, a aproximadamente 200 a 500 m. Estão presentes nesta área, em ordem estratigráfica ascendente, rochas da unidade pelito-carbonatada do topo do Grupo Paranoá (figura 12), diamictitos atribuídos à Formação Jequitaiá (figura 13) e a parte basal da Formação Sete Lagoas (figura 14). Dos litotipos presentes, são os folhelhos basais e os ritmitos da Formação Sete Lagoas que melhor afloram no local (figura 14 a-d), com destaque, em meio aos ritmitos, para uma camada persistente de sílex preto abundantemente microfossilífero (figura 14 e-h), um dos objetos de estudo deste trabalho (figura 15a). A Formação Jequitaiá, por sua vez, está restrita a poucas exposições na rede de drenagem. Margas dolomíticas, calcários dolomíticos e sílex do Grupo Paranoá afloram, também escassamente, logo abaixo da Formação Jequitaiá. No entanto, a 200 a 300 m a leste, e várias dezenas de metros abaixo do contato com a Formação Jequitaiá, afloram extensas bioermas dominadas por estromatólitos coniformes do grupo *Conophyton*, desenvolvidos na zona fótica, mas abaixo do nível de onda de tempo bom, com outros estromatólitos coniformes ramificados, muito raros, possivelmente *Jacutophyton*, indicativos de águas mais rasas. Dentro do Grupo Paranoá, próximo ao contato com a Formação Jequitaiá, ocorrem calcários dolomíticos rosa-acinzentados, finamente laminados, representando microbialitos estratiformes planares, formados em ambiente de inter- a supramaré. Em meio a esses dolomitos descobriu-se em agosto de 2009 porções lenticulares de sílex cinza a cinza acastanhado, de espessura centimétrica, algumas das quais esteiras silicificadas com microfósseis abundantes. Na Fazenda Funil o contato entre o Grupo Paranoá e a Formação Jequitaiá está coberta, mas é inferida ser por falha (comunicação oral, Edi Guimarães, UnB) (figuras 10a e 11).

A Formação Jequitaiá aflorante na fazenda aparenta espessura mínima estimada entre 2 e 10 m. Duas camadas de diamictito maciço podem ser discernidas, a inferior caracterizada por clastos maiores, geralmente seixos e calhaus menores de 15 cm em dimensão máxima e a superior por clastos menores (<5 cm), sustentados, em ambas as camadas, pela matriz. Entre elas ocorre uma camada de siltito maciço com clastos pequenos dispersos. Os diamictitos apresentam matriz siltosa a arenosa fina, na qual estão dispersos grãos de areia grossos arredondados, seixos e calhaus, comumente angulosos, de arenito, arcóseo, quartzito, margas, margas silicificadas e sílex negro finamente laminado, também abundantemente microfossilífero (e, por isso, outro dos

objetos deste estudo) (figura 13c). Uma característica do diamictito são os abundantes vazios deixados pela dissolução de clastos, mais provavelmente de rochas carbonáticas (figura 13f). Todos os litotipos identificados nos clastos são semelhantes a rochas do Grupo Paranoá expostas localmente. São raros clastos maiores que 15 cm. Os maiores clastos geralmente são de sílex, chegando a 25 cm em dimensão máxima, também o tamanho de um clasto de arcóseo vermelho. Estrias não foram observadas nos clastos, mas um exemplar com aspecto vagamente facetado foi encontrado.

O contato entre as formações Jequitaiá e Sete Lagoas é abrupto (figuras 11 e 15a e b), e onde melhor preservado, parece ser marcado pela passagem repentina do diamictito com clastos menores para folhelhos com algumas camadas finas de margas da base da Formação Sete Lagoas. Entretanto, a deformação que verticalizou os folhelhos e levou ao dobramento de camadas finas de litologias mais competentes (figura 14b e d), complicou a visualização do contato de tal forma, que não se pode dizer que em nenhum lugar ele está claramente exposto. Por exemplo, próximo do contato, afloram, pontualmente, margas (parcialmente silicificadas) e uma sucessão de talvez um metro e meio de dolomito laminado, cuja cor rosa avermelhada levanta a suspeita de se tratar de uma capa carbonática como outras associadas a diamictitos glaciogênicos neoproterozoicos (Hoffman, 1999; Nogueira et al., 2003; Halverson et al., 2005; Alvarenga et al., 2007; Allen & Etienne, 2008). Mas, clastos de margas e margas silicificadas praticamente iguais a essas rochas já foram observadas dentro do diamictito, e os dolomitos róseos foram observados em apenas dois pontos, um dos quais um pequeno afloramento encoberto pela vegetação (figura 14f e 15b) (comunicação verbal, Thomas R. Fairchild) que não foi localizado no trabalho de campo realizado em agosto de 2009, e o outro, uma concentração de blocos soltos no solo na encosta da drenagem. Por estas razões e pelo fato de existir dolomito rosado acinzentado finamente laminado dentro do Grupo Paranoá próximo do contato (figuras 12a e 15c), não se pode assegurar que o dolomito róseo em discussão pertença, de fato, à Formação Sete Lagoas (figura 15b).

Os folhelhos na base da Formação Sete Lagoas cedem lugar para quase 30 m de ritmitos de folhelhos e margas dolomíticos antes de chegar à primeira bancada espessa de calcários. É no ritmito, 15 m acima do contato com a Formação Jequitaiá, que ocorre a camada de sílex cinza escura, finamente laminada, de até 25 cm de espessura, que impressiona por estender-se ininterruptamente por pelo menos 600 m (e talvez 800 m). O sílex permineralizou uma sucessão de esteiras microbianas, de espessuras

submilimétricas a milimétricas, acima de uma sucessão de até 45 cm de dolomito também finamente acamado e aparentemente microbiano. Superfícies expostas há muito tempo apresentam aspecto fitado, com lâminas cinza escuras a pretas alternando com lâminas com cores de alteração, avermelhadas a amareladas, que representam, respectivamente, as lâminas mais orgânicas, mais completamente silicificadas, e as lâminas impuras de matéria orgânica com quantidades variadas de carbonato, que se intemperizam mais facilmente (figura 14g e 14i). Este mesmo fenômeno também é comum nos clastos de sílex microfossilífero da Formação Jequitaí. São comuns na camada de sílex da Formação Sete Lagoas níveis mais espessos de brechas intraformacionais, com clastos de diversos tamanhos derivados das próprias esteiras, mas pouco transportados, bem como, mais raramente, lâminas parcialmente interrompidas e ligeiramente deformadas (figura 14k) que lembram feições de dessecação relacionadas à formação de estruturas *tepee*).

São muitas as evidências dos efeitos da tectônica brasileira na seção pesquisada. As camadas na Formação Sete Lagoas e no Grupo Paranoá geralmente apresentam direções entre NNW e NW (N28W a N52W) e mergulhos de 37 a 60 graus entre SW e WSW. Esta sucessão faz parte do flanco sudoeste de uma grande estrutura anticlinal (figura 10a). As camadas menos competentes, e.g., as mais pelíticas e camadas finas de margas, se mostram mais amarrotadas do que as camadas de carbonato e sílex, mais competentes. Fraturas em padrão amendoado ou sigmóide vistas nos folhelhos sugerem a possibilidade de deslocamentos paralelos à direção das camadas (SSE-NNW) (figura 14d). Embora a atitude das camadas maciças de diamictito na Formação Jequitaí não pudesse ser medida, foi observada uma foliação de N24W/68SW (parecida com a direção e mergulho geral da sucessão) cortando tanto a matriz como um grande clasto de sílex, bem como a aparente rotação do eixo maior de vários clastos para este mesmo plano.

Passa pelo local uma falha importante, cuja presença é marcada por uma brecha tectônica cimentada por uma abundante massa de quartzo branco muito fino (figura 15e). Clastos nessa brecha são fragmentos angulosos rompidos, mas pouco deslocados de rochas locais. A brecha forma uma crista baixa, de 10 a 20 m de largura, de blocos métricos e maciços que se estendem N13W na paisagem. A poucos metros a leste do contato entre o Supergrupo São Francisco e o Grupo Paranoá e deslocada uns 40 metros a oeste da primeira crista, ocorre outra crista, com orientação N30W, de blocos métricos de quartzo cristalino branco em drusas (figura 15f). Os blocos estão assentados na

charneira de uma anticlinal com a mesma orientação da crista, desenvolvida em dolomito rosado do Grupo Paranoá. O quartzo se formou sintectonicamente a partir da migração de fluídos silicosos hidrotermais para o espaço que se abria na charneira desta dobra. Dobras parasíticas em margas dolomíticas próximas dos diamictitos têm praticamente a mesma orientação (N20W) da dobra maior (figura 15i). Dentro do diamictito já foram observadas superfícies estriadas de baixo ângulo com crescimento de cristais e vergência aparente para S30W. Estas evidências mostram que a região sofreu forte compressão na direção SW-NE.

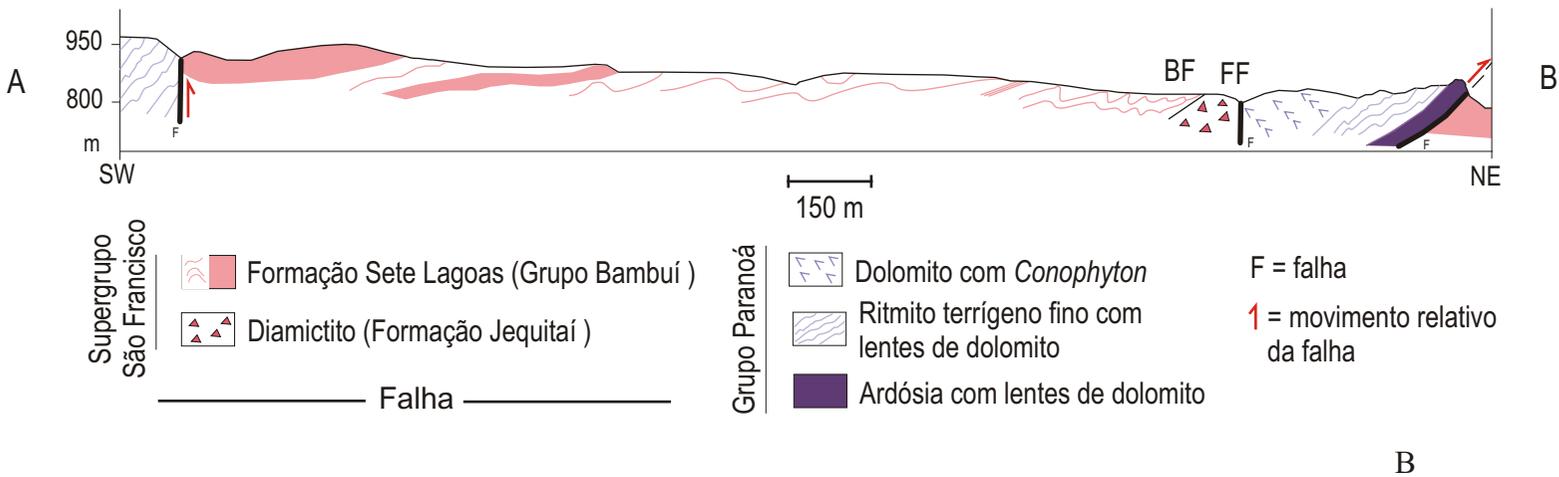
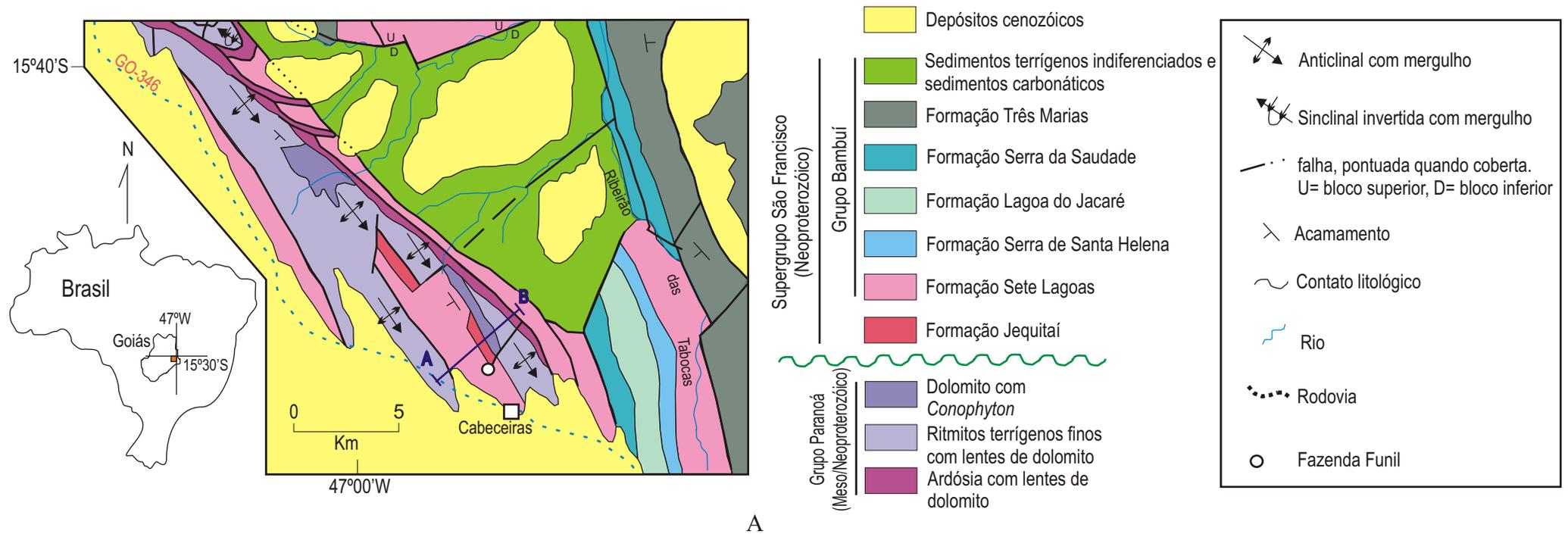


Figura 10. A: Mapa geológico da região da Fazenda Funil, próximo de Cabeceiras, Goiás. B: Perfil geológico A-B na Fazenda Funil, destacando a posição das duas camadas microfossilíferas desta proposta: FF = Fazenda Funil e BF = córrego Barra Funda. Mapa e perfil cortesia de Edi Guimarães (Universidade de Brasília).

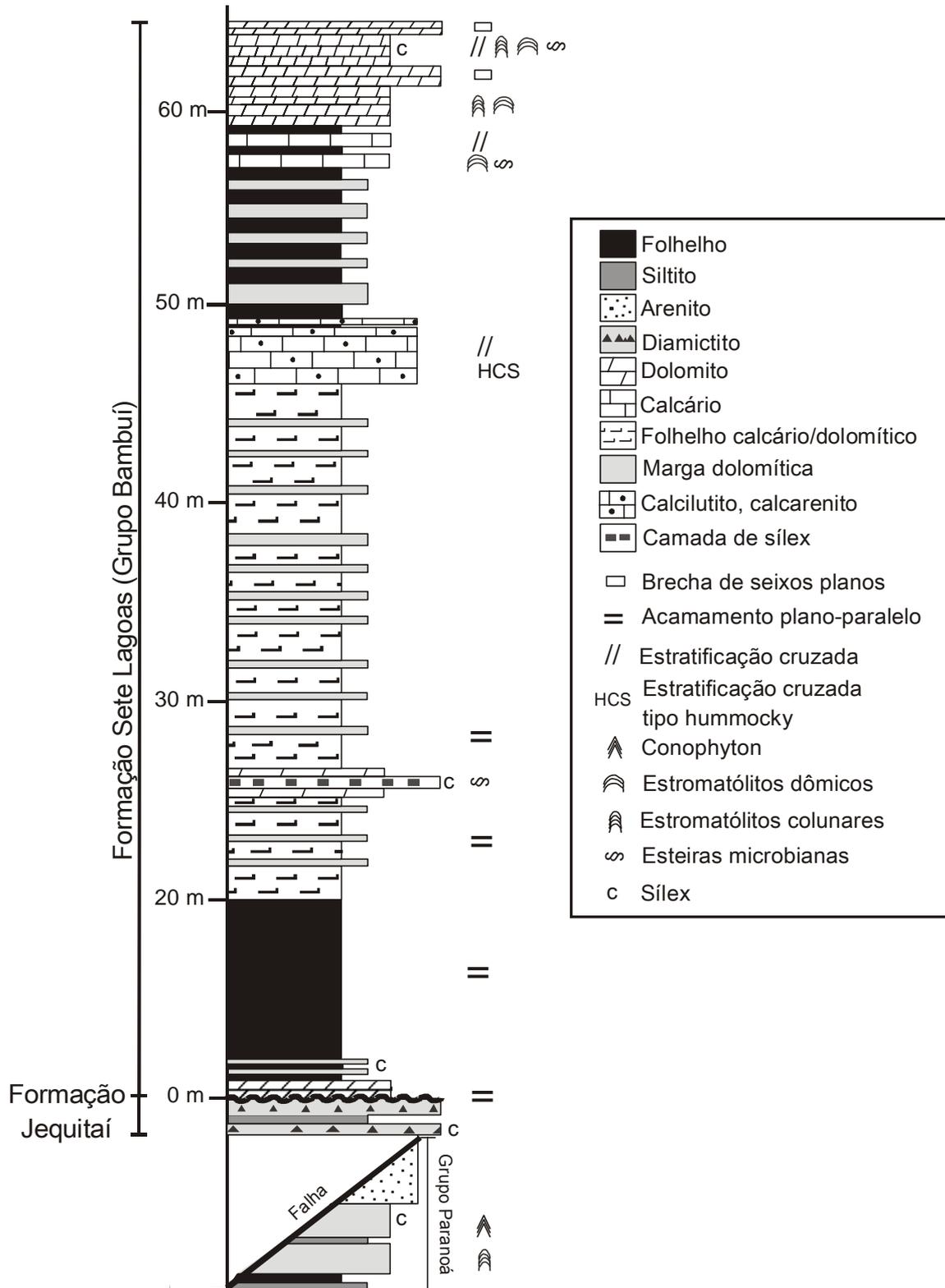


Figura 11. Coluna estratigráfica da Fazenda Funil (cortesia de Edi Guimarães, Universidade de Brasília).

Figura 12. Aspectos da porção superior do Grupo Paranoá na Fazenda Funil.

A: vista lateral de bloco de calcário dolomítico dobrado e capeado por quartzo que se formou na charneira da dobra. Áreas nos retângulos estão ilustradas em B e C. Cabo do martelo = 25 cm.

B, C: lentes de sílex negro substituindo o dolomito finamente laminado. Lente em C mostrou-se microfossilífera (ver figura 25).

D: bioerma composta de estromatólitos *Conophyton*. Cabo do martelo = 28 cm.

E: exemplar grande de *Conophyton*. Cabo do martelo = 31 cm.



Figura 13. Formação Jequitai na Fazenda Funil.

A: diamictito exposto na drenagem tributária do córrego Barra Funda.

B: aspecto geral do diamictito em barranco. Comprimento do martelo = 25 cm.

C: seixos de composição, tamanho e forma variados encontrados no diamictito. 1= marga alterada, 2= quartzito, 3= fragmentos de clastos de sílex negro, 4= calhau de sílex.

D: clasto placóide de marga intemperizada (seta amarela) dentro da matriz do diamictito (escuro).

E, F: seixos de sílex *in situ* no diamictito. Em E notar laminação microbiana muito fina. Em F a seta preta indica seixo anguloso de sílex e setas brancas indicam moldes de seixos de carbonato dissolvidos.



Figura 14. Formação Sete Lagoas na Fazenda Funil.

A, B: folhelhos da base da Formação Sete Lagoas. Observar seu padrão de fragmentação em B. Comprimento do martelo = 28 cm.

C, D: vala expondo folhelhos verticalizados, afetados por rastejo em seu contato com calhaus de sílex negro na base do perfil do solo. Calhaus derivados da camada ilustrada em H. Em D observar padrão amendoado de fraturas visto em planta no fundo da vala.

E: fragmentos de sílex negro derivado da camada vista em H soltos no regolito da encosta.

F: ritmito de margas dolomíticas e folhelhos calcários e dolomíticos.

G, I, J: blocos de sílex derivados da camada ilustrada em H. A laminação fina e irregularmente ondulada nestes blocos é de origem microbiana. Em G as partes mais escuras foram mais intensamente silicificadas que as partes claras. Em J observar nódulos arredondados (setas), possivelmente evaporitos silicificados.

H: bloco *in situ* da camada contínua de sílex negro finamente laminado, 15 metros acima do contato entre as formações Jequitai e Sete Lagoas.

K: níveis espessos de brechas intraformacionais com clastos de esteiras (área pontilhada).



Figura 15. Estruturas e feições tectônicas na Fazenda Funil.

A: Contato entre folhelhos da Formação Sete Lagoas (SL) e diamictitos da Formação Jequitai (FJ).

B: Contato entre o diamictito da Formação Jequitai (FJ) e dolomito rosa da Formação Sete Lagoas (SL).

C: bloco de calcário dolomítico dobrado e capeado por quartzo que se formou na charneira da dobra.

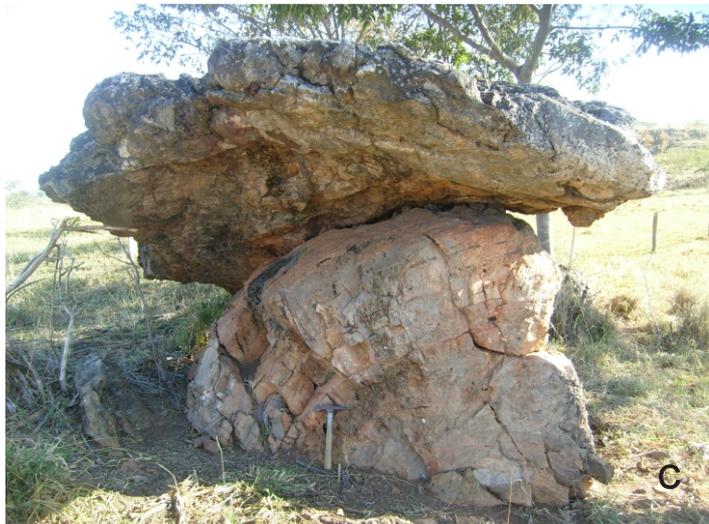
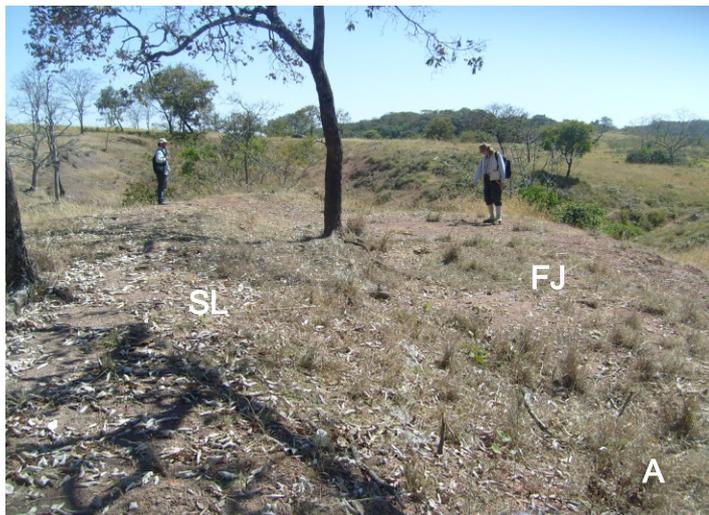
D: crista na paisagem formada pelo quartzo acumulado na charneira da dobra.

E: brecha tectônica cimentada por quartzo na charneira da dobra.

F: agregados de cristais de quartzo na charneira da dobra.

G, H: padrão intenso de fraturamento em sílex (G) e na base do bloco em C (H).

I: dobras parasíticas nos sedimentos do Grupo Paranoá.



Capítulo 3

Materiais e Métodos

O estudo de unidades sedimentares tem, em geral, caráter multidisciplinar, pois conta com a ajuda de ferramentas de diversas áreas do conhecimento. Dados utilizados nos estudos estratigráficos podem vir da geoquímica, sísmica, estudos magnéticos e da paleontologia (Ribeiro, 2001). Na medida em que tanto os fósseis como os sedimentos fornecem possíveis respostas para questões sobre o ambiente, um complementa o outro e os dois devem ser integrados (Antunes & Melo, 2001), inclusive para as unidades mais antigas (Knoll & Walter, 1992). Para estes fins, o principal objeto de estudo paleontológico são os microfósseis por sua abundância e ampla ocorrência (Antunes & Melo, 2001), pelo menos no Fanerozóico. Entretanto, no que diz respeito aos microfósseis pré-cambrianos, deve-se ter cautela levando em consideração sua qualidade de preservação, sua idade tão antiga e sua diversidade morfológica e biológica mais restrita (Knoll, 1996). Mesmo assim, o estudo de microfósseis proterozoicos pode ser aplicado na bioestratigrafia e na determinação de paleoambientes, paleobatimetria e dinâmica da biosfera daquela época.

Os microfósseis tratados nesta dissertação são encontrados em esteiras microbianas do Grupo Paranoá, Formação Jequitai e Formação Sete Lagoas. As três biotas foram permineralizadas por sílica numa fase muito precoce da diagênese. Esteiras microbianas modernas podem ser formadas quase que exclusivamente por material orgânico ou pelo aprisionamento, aglutinação ou precipitação de sedimentos carbonáticos dentro do arcabouço orgânico de uma comunidade de microrganismos metabólico e morfológicamente diversificados. A interação entre organismos e sedimentos leva à formação de unidades estruturais (laminação), tipicamente menores que 5 mm em espessura (o limite adotado aqui entre lâminas e camadas finas) (Demico & Hardie, 1994), que registram as condições biológicas e sedimentares específicas, porém não contínuas, de sua deposição. Se houver mudanças no aporte de sedimentos, na química do ambiente ou na biota (tabela 3), haverá mudanças na laminação, passíveis de análise e interpretação paleoecológica (paleoambiente e biota) (Seong-Joo et al., 2000). Caso contrário, não haverá estruturação e, sim, uma feição maciça e uniforme. Dentre as possíveis mudanças bióticas e ambientais estão a resposta fototática dos organismos, o balanço e estilos de crescimento e degradação, diferenciação periódica da

espécie dominante, calcificação periódica da assembléia ou de uma das espécies, tipo de cimentação, enriquecimento periódico do meio com elementos químicos diferentes, influxo de partículas detríticas e diagênese (Monty, 1976).

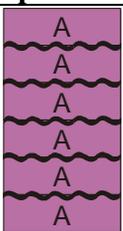
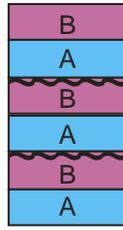
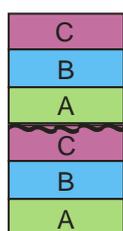
Tipo de laminação	Aparência	Características
Repetitiva		Superposição de lâminas de configuração e natureza semelhantes, separadas por um hiato.
Alternada		Alternância de dois tipos de lâminas textural e/ou mineralogicamente distintas.
Cíclica		Sucessão de três ou mais tipos de laminais na mesma ordem, refletindo ciclicidade nas condições sedimentares genéticas.

Tabela 3. Tipos de laminação encontrados em estromatólitos e esteiras microbianas. Adaptado de Monty (1976).

As mudanças que levam à formação da laminação geram unidades texturais/estruturais (composição, arranjo, tamanho, forma e orientação dos componentes inorgânicos e orgânicos) (Bathurst, 1975) que os pesquisadores de língua inglesa chamam de *fabric*, e que aqui será traduzido como “trama”. Segundo Knoll & Golubic (1979), que introduziram o estudo de tramas na micropaleontologia do Pré-Cambriano, as tramas em microbialitos dependem da variedade cristalina dos minerais, as relações genéticas entre os minerais, a composição e hábitos de crescimento dos integrantes da comunidade biológica e feições estruturais primárias (como porosidade e fenestras), modificados por processos diagenéticos penecontemporâneos e precoces (cimentação, compactação) e mais tardios, como dissolução, precipitação, substituição e fraturamento.

O estudo de tramas em estromatólitos e esteiras microbianas pré-cambrianas vem sendo desenvolvido desde a década de 70, nos trabalhos de Hubbard (1972), Hofmann (1975), Bertrand-Sarfati (1976), Monty (1976) e Knoll & Golubic (1979), que visavam estabelecer os padrões de laminação associada a estromatólitos e esteiras em diferentes ambientes deposicionais e explorar estes padrões para eventuais fins bioestratigráficos. Apesar dos avanços no conhecimento da estrutura de lâminas estromatolíticas e dos processos envolvidos em sua formação, continua difícil discernir em microbialitos entre estruturas primárias e diagenéticas (Kah & Knoll, 1996; Seong-Joo & Golubic, 1999, 2000; Bartley et al., 2000). Processos diagenéticos em rochas carbonáticas surtem muitos efeitos sobre a laminação, sendo o principal deles a cimentação. A formação de cimento colabora para a preservação de microrganismos e feições primárias, protegendo-os de processos destrutivos (Bartley et al., 2000). Já processos diagenéticos tardios como a recristalização e a dolomitização podem levar à destruição de estruturas sedimentares primárias e dos microfósseis. Porém, em casos de silicificação precoce de tramas microbialíticas, como foi constatado neste trabalho, este problema pode ser contornado, uma vez que aspectos primários da sedimentação e da comunidade microbiana, bem como indícios da decomposição da comunidade microbiana, ficam “congelados” num estágio diagenético muito incipiente, antes mesmo da compactação e degradação total dos componentes orgânicos, o que permite tirar inferências precisas relativas aos processos e ambientes de deposição de microbialitos pré-cambrianos (Bartley et al., 2000).

1. Coleta e preparação das amostras

A pesquisa foi iniciada com base nos materiais (anotações e amostras referentes a quatro trabalhos de campo e lâminas petrográficas de parte dessas amostras) relacionados aos estudos desenvolvidos por Fairchild e colaboradores que caracterizou as biotas neoproterozoicas do Cráton São Francisco e adjacências (Fairchild et al., 1996). Amostras também foram coletadas durante um trabalho de campo realizado especificamente para este projeto em agosto de 2009. No total 32 lâminas petrográficas foram confeccionadas a partir de 20 amostras (Apêndice 1) no Setor de Laminação do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (IGc-USP) e na University of Los Angeles at California (UCLA). Estas lâminas foram deixadas mais espessas que as petrográficas convencionais, isto é, com cerca de 50 a 100 μm , para melhor observar as relações paleobiológicas e sedimentológicas entre matriz e fósseis em um volume maior

de rocha. Algumas lâminas também foram confeccionadas com a espessura convencional para observações petrográficas tradicionais.

2. Análise das lâminas

O estudo das amostras foi realizado no Laboratório de Estudos Paleobiológicos e no Laboratório de Petrologia Sedimentar, do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, no IGc-USP. A análise das lâminas foi feita em duas fases: a primeira fase enfocou o estudo das estruturas sedimentares e diagenéticas, feita em nível mesoscópico com o auxílio de estereoscópio binocular com luz transmitida e refletida, e em nível microscópico, feita com microscópio petrográfico, com luz transmitida e refletida (ambas polarizadas). Na segunda fase a assembleia fossilífera foi descrita e identificada com auxílio de microscópio petrográfico com luz transmitida.

Com base na literatura sobre tramas de esteiras microbianas em carbonatos silicificados do Pré-Cambriano (Hubbard, 1972; Bertrand-Sarfati, 1976; Monty, 1976; Knoll & Golubic, 1979; Seong-Joo & Golubic, 1999, 2000; Bartley et al., 2000; Sharma & Sergeev, 2004), foram selecionados parâmetros para a análise que abrangessem o conteúdo inorgânico (primário e secundário) e orgânico, conforme listados em Tabela 4.

Conteúdo Inorgânico – Primário e Secundário

1. *Mineralogia*

- a. Carbonáticos (dolomita, aragonita, calcita)
- b. Sílica (variantes de calcedônia e quartzo)
- c. Opacos (composição: pirita, pirolusita, siderita, óxidos e hidróxidos de ferro)

2. *Textura*

- a. Forma cristalina: euédrica, subédrica ou anédrica
- b. Textura Idiomórfica, hipidiomórfica, xenomórfica

3. *Tamanho dos cristais*

- a. Carbonatos: esparita, microesparita, micrita
- b. Sílica: micro e macroquartzo, calcedônia
- c. Opacos

4. *Geração*

- a. Primário
- b. Diagenético

5. *Componentes aloquímicos:*

- a. Pelotilhas
-

-
- b. Oóides
 - c. Intraclastos
 - d. Oncóides

6. *Estrutura interna da laminação:*

- a. Laminado
- b. Perturbado
- c. Convoluto

7. *Feições diagenéticas:*

- a. Fraturas
- b. Fraturas preenchidas
- c. Falhas
- d. Estilólitos
- e. Fenestra
- f. Superfície de dissolução

8. *Distribuição e orientação*

9. *Abundância relativa dos componentes minerais:*

- a. Dominantes
- b. Abundantes
- c. Comuns
- d. Raros

Conteúdo Orgânico

1. *Morfologia*

2. *Morfometria*

3. *Tafonomia e qualidade de preservação*

4. *Táxonomia ou Sistemática Paleontológica*

5. *Relação com os demais componentes da paleobiota*

6. *Associações com componentes inorgânicos (primários e secundários)*

7. *Espessura da laminação*

Tabela 4. Parâmetros usados na análise das tramas nos microbialitos silicificados.

Das duas categorias de componentes, a que recebeu mais enfoque foi a orgânica, ou seja, a paleobiota que responsável pela formação das esteiras. Os elementos paleobiológicos são representados principalmente por comunidades bentônicas formadas por cianobactérias simples, semelhantes a muitas outras ocorrências já registradas no Proterozóico do mundo inteiro (cf. Shopf & Klein, 1992).

3. Tratamento dos dados

O material foi fotografado com câmeras CCD acopladas ao estereoscópio e ao microscópio. O tratamento das imagens foi feito em diversos programas de processamento de imagens, tal como Windows Picture Manager® e Corel Draw®. Dados morfométricos dos fósseis e dos componentes inorgânicos, assim como escalas foram obtidos através do programa AxionVision® 4.5, marca Zeiss.

Os dados estatísticos foram processados no programa Excel® para estabelecer a moda, que foi utilizada como parâmetro de comparação entre os componentes orgânicos e inorgânicos das tramas.

4. Tafonomia versus Taxonomia – Parâmetros utilizados na Sistemática

A fidelidade de preservação de microfósseis em sílex permite decifrar processos tafonômicos que afetaram a biota e, assim, deduzir aspectos ecológicos de paleobiotas em microbialitos do Pré-Cambriano. Isto feito, torna-se mais fácil e confiável a classificação sistemática dos microfósseis.

A classificação taxonômica dos constituintes de paleobiotas baseia-se em aspectos morfológicos, principalmente, da parede celular e dos envelopes externos, ou bainhas (substâncias poliméricas extracelulares, abreviada EPS, do inglês, *extracellular polymeric substances*, tal como mucilagem cianobacteriana). Bainhas e envelopes variam em microrganismos atuais entre massas amorfas, hialinas e difusas até películas ou mantos firmes, claramente laminados ou não. A diferença entre estas estruturas é que bainhas têm aspecto firme, e agem como uma camada externa, enquanto os envelopes são apenas uma mucilagem gelatinosa (Komárek, 2003).

Bainhas e envelopes exercem várias funções nos procariontes modernos: servem para manter células cocoides e filamentos unidos em colônias e eventualmente fixá-los ao substrato, protegem as células de ataque bacteriano, desidratação e insolação, e permitem trocas de substâncias extracelulares.

Ocasionalmente, restos citoplasmáticos e de organelas podem ser distinguidos em microfósseis nos quais o processo de degradação do conteúdo intracelular foi interrompido num estágio particularmente precoce pela permineralização (Golubic & Hofmann, 1976). Oehler (1976) testou, experimentalmente, os efeitos da silicificação e diagênese artificial (tempo e aumento da temperatura) na espécie moderna de cianobactéria filamentosa, *Lyngbya majuscula*, e detectou tendências na degradação morfológica, fragmentação e redução do tamanho das células e bainhas, bem como, em

outros casos, a destruição de bainhas, junção de tricomas, destruição de componentes intracelulares e preservação preferencial de bainhas e paredes celulares relativo a componentes intracelulares. Sobre o mesmo assunto, Bartley (1996) analisou os efeitos do tempo e temperatura, e também da oxigenação e dessecação na preservação de filamentos de *Lyngbya aestuarii* e *Oscillatoria* sp. Corroborou a observação da preservação preferencial das bainhas, mas também descobriu que o tipo de metabolismo exercido pela cianobactéria pode influenciar diretamente em sua taxa de decomposição. Isto porque algumas cianobactérias permanecem ativas no escuro, ou seja, permanecem vivas por um tempo depois de soterradas. Isso retarda a morte e decomposição desses microrganismos em relação a outros que morrem assim que são soterradas. Também concluiu que a preservação de tricomas (fileira de células que junto com uma bainha constitui um filamento na maioria das espécies de cianobactérias) resulta do processo de dessecação pela qual a cianobactéria passa. Em geral, a dessecação leva à diminuição das células, principalmente das terminais, mas não causa alteração da morfologia. Uma vez que bainhas e envelopes são naturalmente mais resistentes à degradação física, química e bioquímica e não sofrem plasmólise, são preferencialmente preservados em relação aos tricomas (Horodyski & Vonder Haar, 1975; Bartley, 1996). No entanto, no registro fóssil é difícil diferenciar entre bainha e envelope. Por causa disso, neste trabalho, adotou-se o termo “invólucros” para se referir, de modo geral, tanto às bainhas quanto aos envelopes indiferenciáveis de microrganismos filamentosos e cocoides.

Como apenas as partes intracelulares (inclusive organelas) não costumam ser preservadas (figuras 16 e 17) e somente as partes mais resistentes dentre das estruturas originais dos microrganismos sim, a sistemática de microfósseis pré-cambrianos é, na verdade, uma sistemática de morfotáxons – ou *espécies paleontológicas*. Dependendo de sua abundância, qualidade de preservação celular e de inferências autecológicas (descontados os efeitos tafonômicos), estes táxons podem representar: 1) uma forma comum a diversas espécies biológicas; 2) apenas uma parte vegetativa ou reprodutiva do ciclo de vida de uma espécie biológica; ou até 3) os restos de uma única espécie biológica. Por exemplo, as espécies do gênero filamentoso *Siphonophycus* são interpretadas como bainhas tubulares de cianobactérias filamentosas e diferenciadas, arbitrariamente, pelo diâmetro da bainha: *S. thulenema* com diâmetro em torno de 0,5 μm ; *S. septatum*, entre 1 e 2 μm ; *S. robustum*, entre 2 e 3 μm ; *S. typicum*, entre 4 e 8 μm ; *S. kestron*, entre 8 e 16 μm ; e *S. solidum*, entre 16 e 32 μm (Butterfield et al. 1994). O gênero cocóide *Gloeodiniopsis* representa caso semelhante. Knoll & Golubic (1979)

revisaram a biota silicificada preservada na Formação Bitter Springs, Austrália, usando tamanho e considerações populacionais como critérios de classificação. Concluíram que os gêneros *Bigeminococcus* Schopf & Blacic, 1971, *Eozygion* Schopf & Blacic, 1971, *Eotetrahedron* Schopf & Blacic, 1971 e *Caryosphaeroides* Schopf, 1968, eram variantes tafonômicos e ontogênicos de *Gloeodiniopsis*.

Portanto, para que a sistemática reflita o mais fielmente possível relações biológicas da biota, deve-se realizar um estudo cauteloso e amplo da degradação (tafonomia), das relações espaciais (ecológicas) e dos aspectos morfométricos dos espécimes encontrados, já que estes podem representar tanto indivíduos que foram silicificados logo em seguida a morte quanto outros em diversos estágios de decomposição já há algum tempo (Oehler, 1976; Schopf, 1976).

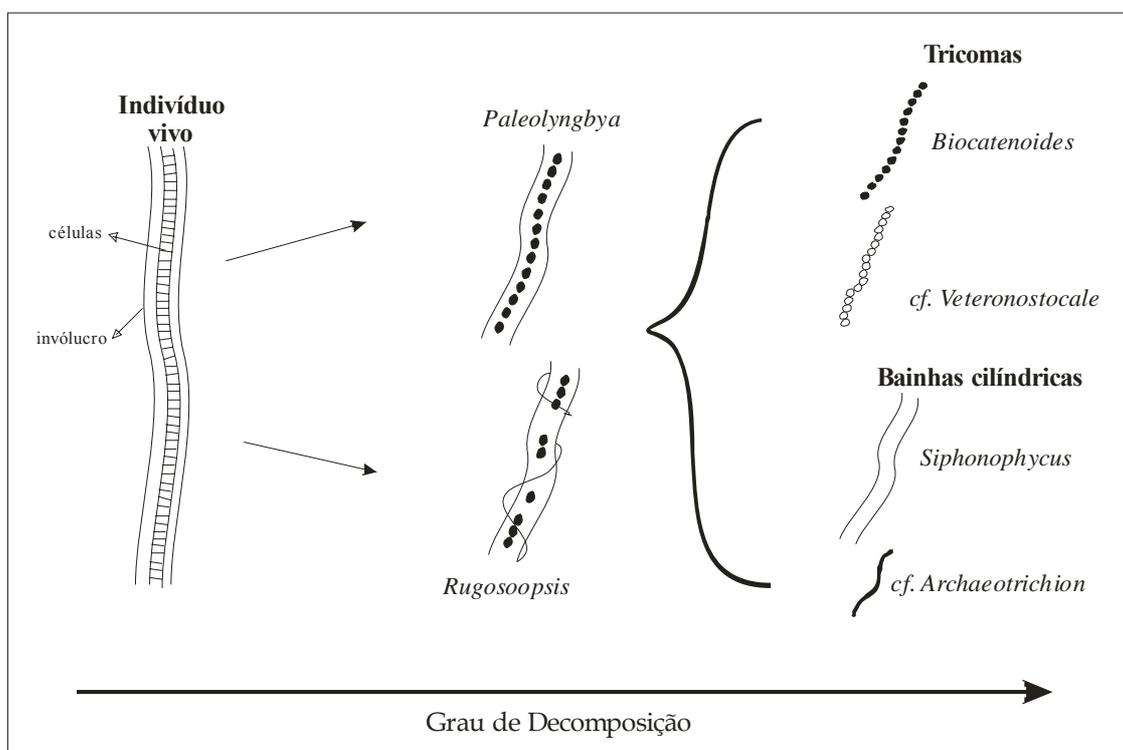


Figura 16. Possíveis caminhos tafonômicos de cianobactérias filamentosas e alguns táxons paleontológicos que poderiam ser encontrados em biotas microbianas silicificadas. A degradação pode produzir estas classes, mas isto não significa que toda degradação gera os mesmos variantes.

Neste trabalho duas classes de cocoides de parede simples foram reconhecidas: (I) estruturas que apresentam algum tipo de estrutura interna. Neste caso a estrutura mais exterior foi interpretada como invólucro (bainha ou envelope indiferenciado) e a mais interior, o contorno celular (i.e. *Eoentophysalis* sp.); e (II) estruturas vazias,

subdivididas em dois grupos: (IIa) as densamente empacotadas dentro de mucilagem comum, presentes em meio a invólucros contendo células. Neste caso as estruturas vazias são consideradas invólucros cujas células não foram preservadas, e portanto, considerou-se o mesmo gênero (i.e. *Eoentophysalis* sp.); e (IIb) estruturas vazias individuais, ou frouxamente agrupadas sem organização colonial e nenhuma apresentava célula (i.e. *Myxococcoides* sp.).

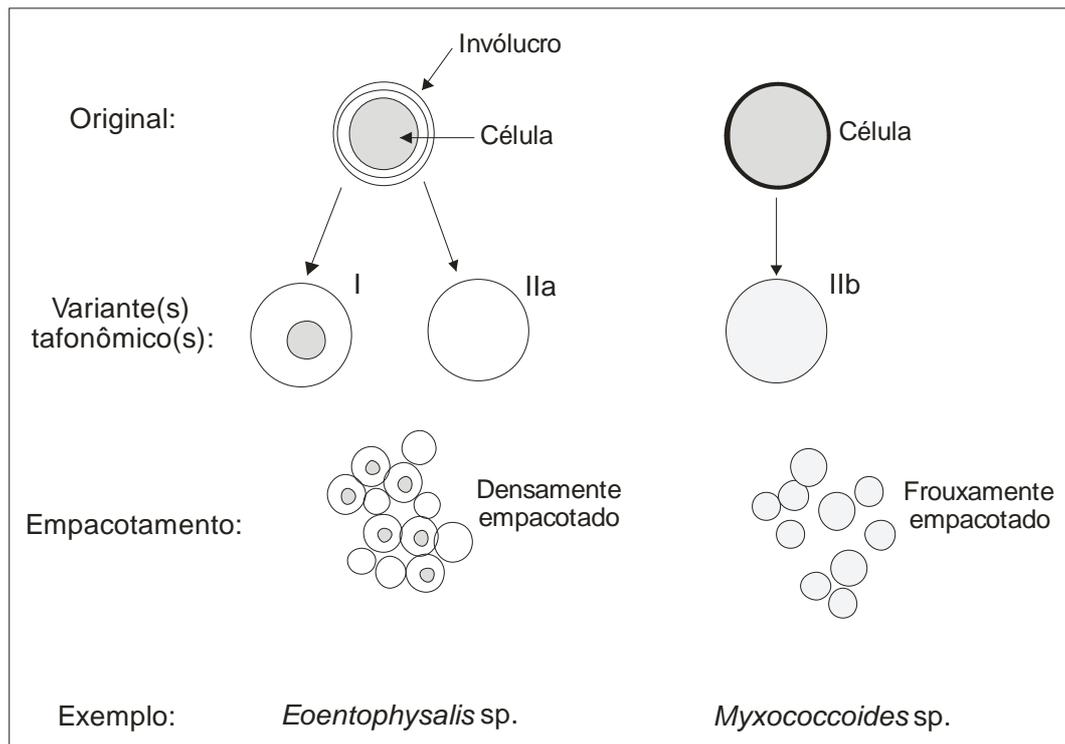


Figura 17. Possíveis caminhos tafonômicos de cianobactérias cocoides e alguns táxons paleontológicos encontrados neste trabalho.

Capítulo 4

Resultados

1. Introdução

Foram analisados em 32 lâminas petrográficas os aspectos meso e microscópicos do sílex, incluindo cor, litologia, tramas, estruturas sedimentares e diagenéticas e principalmente os microfósseis. Esta comparação permitiu avaliar, ou chegar o mais próximo possível, da fonte dos clastos da Formação Jequitai.

2. Características meso e microscópicas das amostras estudadas

2.1. Características mesoscópicas do sílex

As amostras de mão utilizadas neste estudo são muito semelhantes, embora provenham de três unidades sedimentares diferentes com modos de ocorrência também diferentes. No Grupo Paranoá o sílex foi encontrado na forma de lentes centimétricas e descontínuas em calcário dolomítico finamente laminado. Na Formação Jequitai o sílex está na forma de seixos e calhaus angulosos. Já na Formação Sete Lagoas, o sílex ocorre como uma camada de até 25 cm de espessura, que se estende continuamente por mais de 600 m no meio de uma sucessão de ritmitos de margas e pelitos, aproximadamente 15 metros acima do contato com a Formação Jequitai. O sílex nesta camada substituiu esteiras microbianas estratiformes compostas de quantidades variadas de carbonato e matéria orgânica.

Dois padrões de cor foram observados no sílex. O sílex no Grupo Paranoá tem cor cinza claro ou cinza escuro, enquanto na Formação Sete Lagoas é predominantemente cinza escuro. A cor dos clastos de sílex na Formação Jequitai geralmente é mais parecida com o sílex da Formação Sete Lagoas, embora haja raros clastos semelhantes ao sílex do Grupo Paranoá. Em lâmina petrográfica, o sílex cinza escuro das três unidades apresenta laminação fina e cor marrom, muito semelhantes. Pode-se ver em lâminas petrográficas que a cor escura destas rochas se deve à concentração de matéria orgânica, ou seja, células, EPS degradados e os restos orgânicos de microrganismos cocoides e filamentosos reunidos em esteiras microbianas finas.

2.2. Características microscópicas (petrográficas) do sílex

A matriz silicosa nas três unidades apresenta muitas semelhanças (tabela 5). Em todas as amostras o componente predominante da matriz são cristais subédricos de microquartzo ($< 20 \mu\text{m}$), ou, em alguns níveis de macroquartzo (cristais $> 20 \mu\text{m}$), que dão à matriz uma textura hipidomórfica.

Calcedônia de hábito fibrorradiado em leques com raios de até $250 \mu\text{m}$ ($n=19$) incrusta as bordas de antigos espaços abertos, como, por exemplo, fenestras, fendas e fraturas, ou forma lentes ou lâminas. Os leques tendem a coalescer, criando uma superfície botroidal, que representa a frente de crescimento. Na medida em que a concentração diminuía, a sílica mudava de hábito cristalino, passando para micro ou macroquartzo no centro do espaço preenchido. Geralmente, minerais opacos muito diminutos (provavelmente pirita) se concentram nas bordas ou distribuem-se, concêntricamente, ao longo de frentes de crescimento nos leques. No conjunto, as partes calcedônicas do sílex apresentam textura sub- a euédrica.

Outros minerais ocorrem na forma de cristais reliquiares e diagenéticos de dolomita (inclusive como moldes de cristais dissolvidos mais recentemente), ou como cristais euédricos a irregulares de pirita, dispersos na matriz ou em pequenos agregados e, localmente, pirolusita. Pirita ocorre em cristais euédricos a irregulares, raros a comuns, entre 7 e $85 \mu\text{m}$ em diâmetro ($n=67$).

Cristais de dolomita, isolados ou em densos aglomerados, sob a forma de dolomicrita e doloeparita, são os principais componentes carbonáticos nas três unidades examinadas. São comuns a abundantes cristais rômnicos ou raramente irregulares, quase opacos, com diâmetros entre 3 e $45 \mu\text{m}$ (moda: 6 a $10 \mu\text{m}$, $n=96$), como também cristais translúcidos, geralmente em tons de amarelo e vermelho, de tamanho semelhante (6 a $46 \mu\text{m}$), mas com moda maior (16 a $20 \mu\text{m}$, $n=172$). Muitos dos contornos rômnicos, especialmente os mais escuros, representam moldes revestidos de óxidos-hidróxidos de ferro, aparentemente derivados da dissolução intempérica dos cristais amarelados, possivelmente dolomita contendo siderita. Também pode-se ver conjuntos de cristais translúcidos e arredondados, de tamanho variado, mas relativamente pequenos, entre 2 e $20 \mu\text{m}$ (moda 6 a $10 \mu\text{m}$, $n=35$, na Formação Jequitáí e 1 a $5 \mu\text{m}$, $n=36$, na Formação Sete Lagoas), que parecem representar vestígios de cristais maiores, parcialmente dissolvidos durante silicificação. Há, ainda, cristais translúcidos agregados em conjuntos arredondados entre 14 e $51 \mu\text{m}$ em diâmetro (moda: $> 30 \mu\text{m}$ na Formação Jequitáí e 21 a $25 \mu\text{m}$ na Formação Sete Lagoas), que

ocorrem em abundância em associação a horizontes dominados por microfósseis cocoidais dentro de esteiras microbianas.

Fraturas e veios, de variada espessura, são comuns. Podem apresentar preenchimento por microquartzo, com cristais entre 15 e 20 μm , macroquartzo, com cristais que chegam a 42 μm , carbonato, ou minerais opacos (pirita e possivelmente pirolusita), com cristais entre 10 e 83 μm em diâmetro. Séries de fenestras alinhadas, ou até interligadas lateralmente, ocorrem entre as laminações. Podem apresentar dezenas de micrômetros de largura e são preenchidas principalmente por calcedônia e raramente por microquartzo e macroquartzo, e não contêm fósseis. Linhas em tons de marrom, lisas a onduladas, de poucos micrômetros (superfícies incipientes) a muitos milímetros de extensão, escuras em função da concentração de matéria orgânica, são comuns dentro das esteiras microbianas e podem representar níveis de compactação ou dissolução diagenética incipientes. Na Formação Sete Lagoas algumas dessas linhas correspondem a micro-estilólitos de baixa amplitude, evidentes somente no microscópio e não observados nas demais unidades.

<i>Mineral / Estrutura</i>	<i>Grupo Paranoá</i>	<i>Formação Jequitáí</i>	<i>Formação Sete Lagoas</i>
Microquartzo	x	x	x
Macroquartzo	x	x	x
Calcedônia	x	x	x
Dolomicrita	x	x	x
Doloesparita	x	x	x
Pirita	x	x	x
Fenestras	x	x	x
Fraturas preenchidas por sílica	x	x	x
Superfícies de dissolução	x	x	x
Estilólitos			x

Tabela 5. Comparação dos minerais e algumas estruturas observadas no sílex das três unidades estudadas.

Figura 18. Fotomicrografias dos componentes inorgânicos primários e secundários do Grupo Paranoá (lâmina GP/L-6E 70). Fotos A-D: nicóis cruzados, E-J: luz normal. Cores vivas de interferência resultam da espessura das lâminas maior que o normal.

A: macroquartzo em meio à matriz de microquartzo.
B: matriz formada por microquartzo anédrico
C: leques de calcedônia preenchendo espaço aberto em matriz carbonática.
D: fratura preenchida por macroquartzo e mineral opaco.
E: superfície de dissolução (seta preta)
F: cristais irregulares de pirita nas partes carbonáticas e silicosas. Observar dolomita euédrica no centro da foto.
G, H: cristais reliquias de dolomita corroídos e arredondados durante silicificação.
I: agregados arredondados de cristais sub- a euédricos de dolomita, interpretados como incrustações de microplâncton (setas pretas). Notar microfóssil cocóide de parede orgânica mal preservado (mf).
J: cristais de doloesparita.

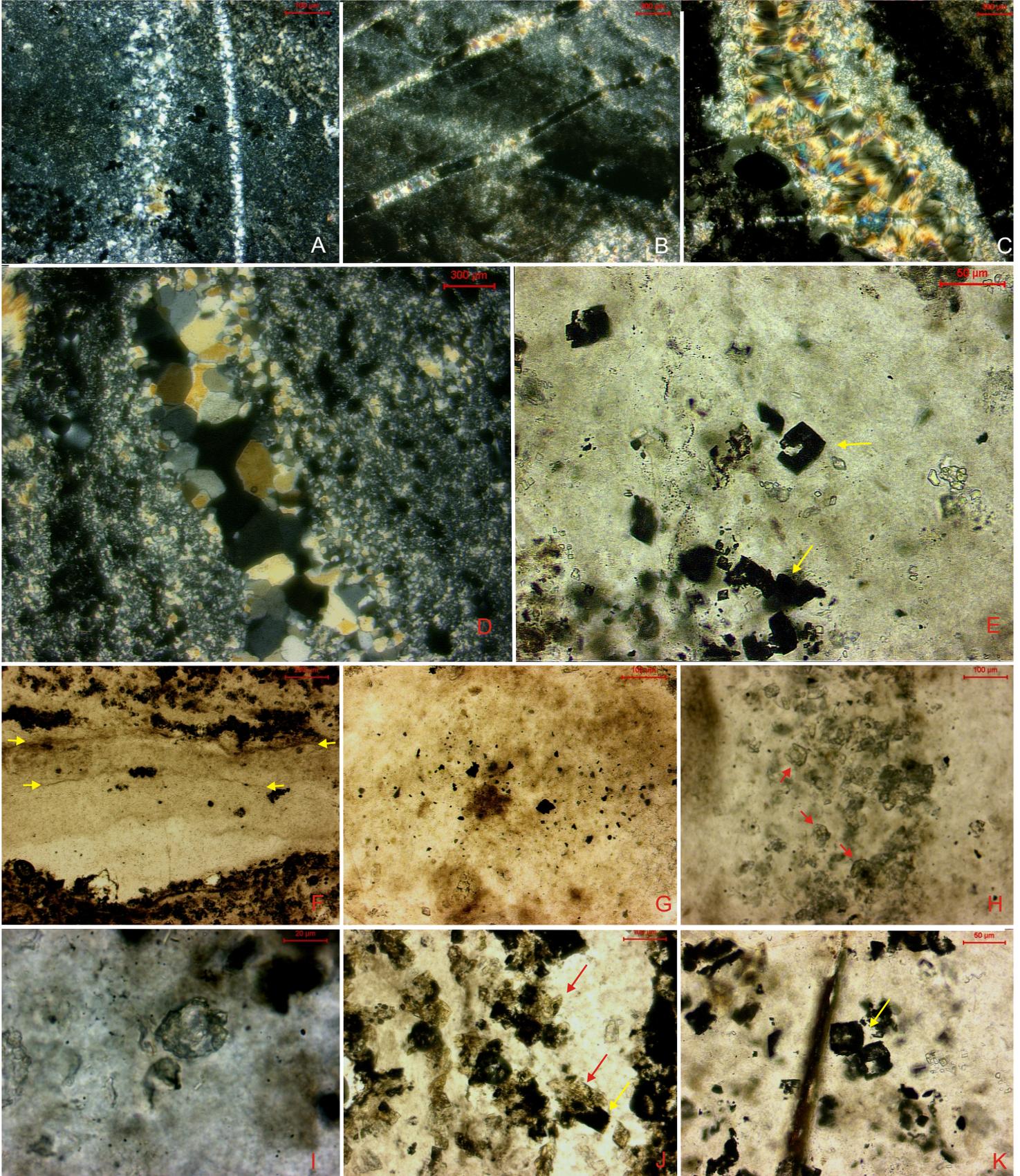


Figura 19. Fotomicrografias dos componentes inorgânicos primários e secundários nos clastos de sílex da Formação Jequitaí. Fotos A-D: nicóis cruzados, E-K: luz normal.

A: macroquartzo junto à matriz e preenchendo fraturas.

B: microquartzo cortado por fraturas preenchidas por macroquartzo e minerais opacos não determinados.

C: leques de calcedônia preenchendo antigo espaço vazio. Notar padrão de inclusões opacas concêntricas.

D: macroquartzo em meio à matriz de microquartzo.

E, J, K: moldes opacos (setas amarelas) e cristais rômnicos (setas vermelhas) de carbonato provavelmente contendo ferro (siderita). Dissolução dos cristais deixou resíduo opaco (óxido de ferro?).

F: superfícies de compactação ou dissolução incipientes (setas amarelas) em meio à matéria orgânica amorfa silicificada.

G: concentração de cristais euédricos e agregados irregulares opacos de pirita.

H: lente de agregados arredondados de cristais sub- a euédricos de dolomita, interpretados como incrustações de microplâncton (setas vermelhas).

I: detalhe de um agregado de cristais de dolomita.

K: cristais cúbicos de doloesparita.

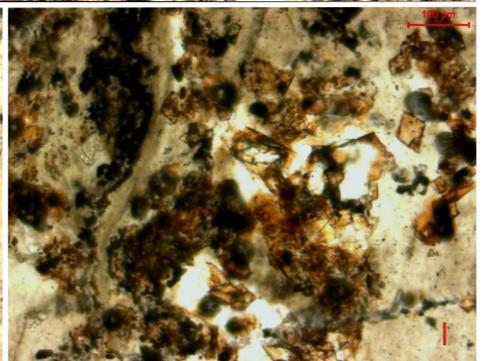
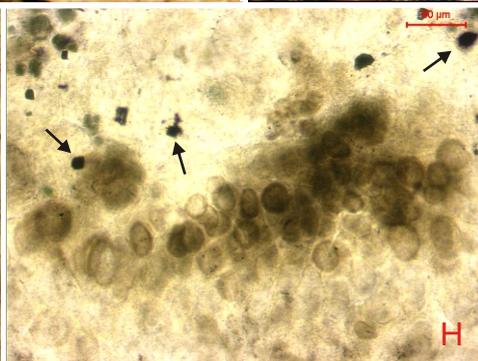
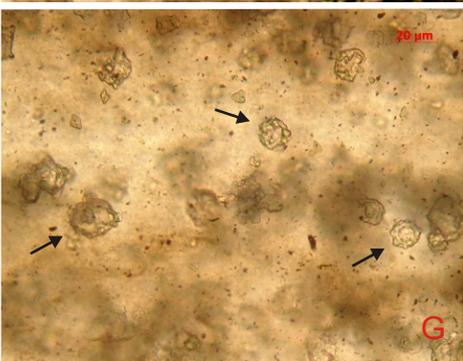
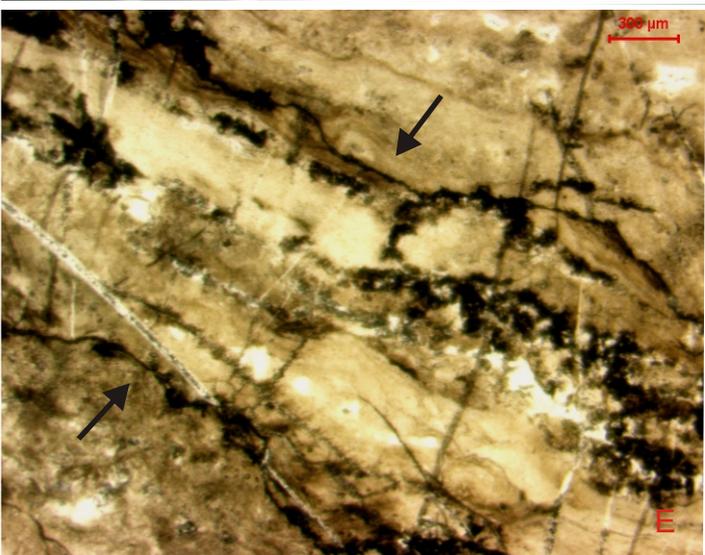
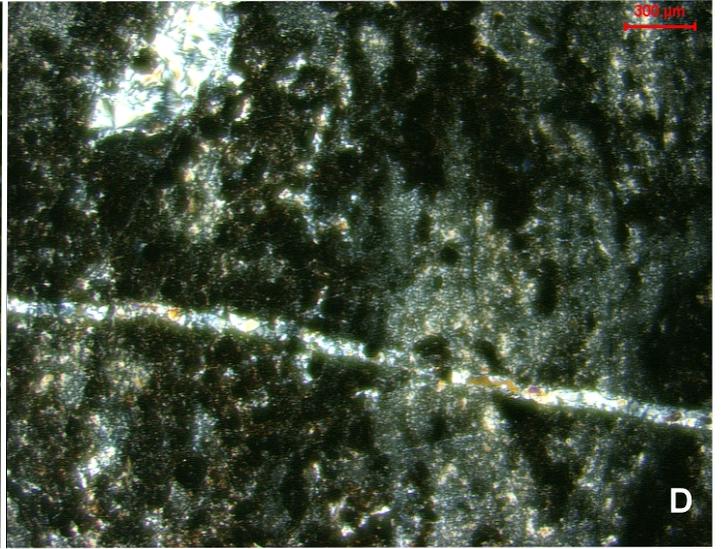
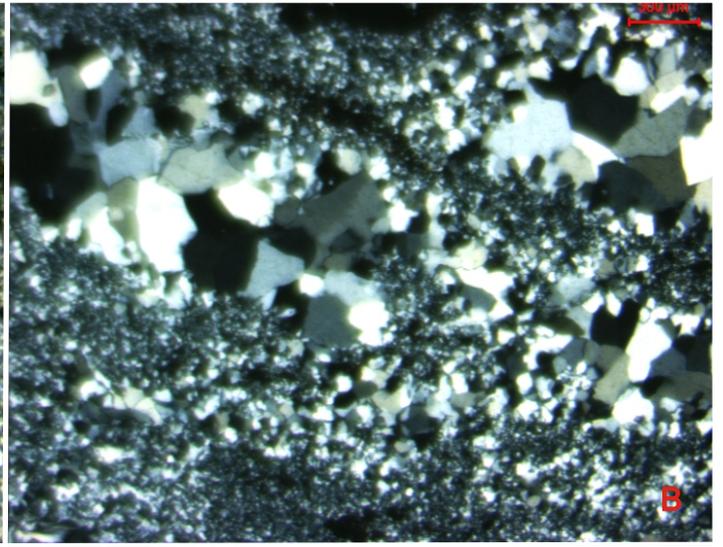
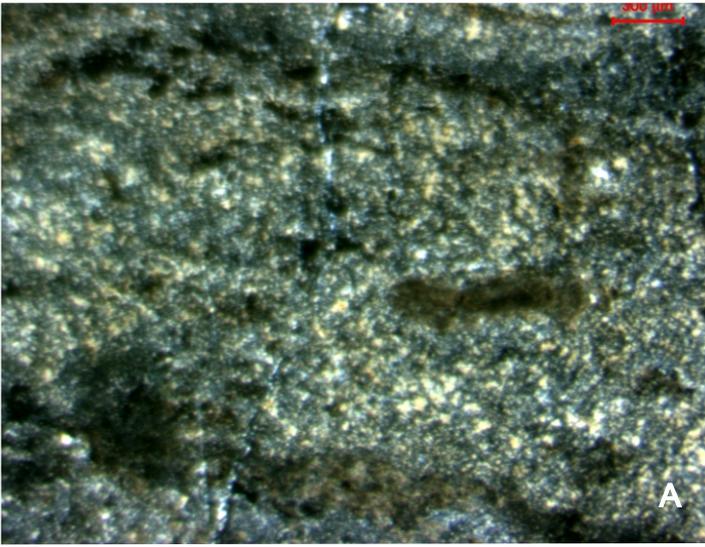


Figura 20. Fotomicrografias dos componentes inorgânicos primários e secundários da Formação Sete Lagoas. A-D: nicóis cruzados. E-I: luz normal.

A: microquartzo da matriz de sílex.

B: cristais de macroquartzo.

C: leques de calcedônia preenchendo fenestra.

D: fratura preenchida por microquartzo.

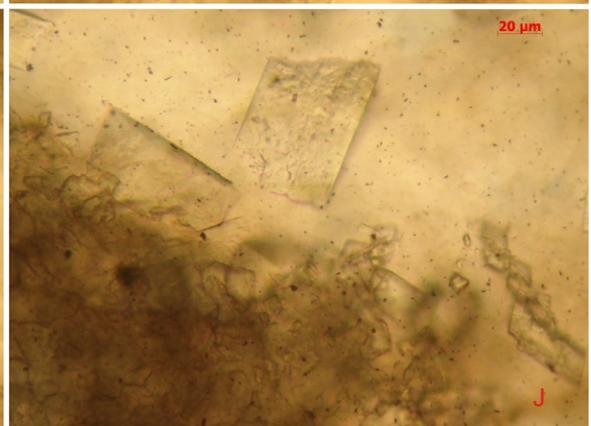
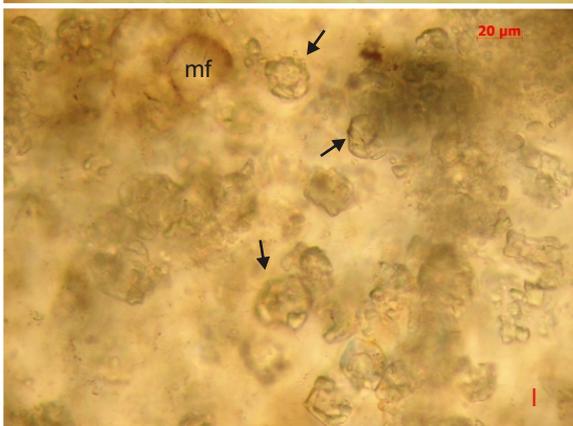
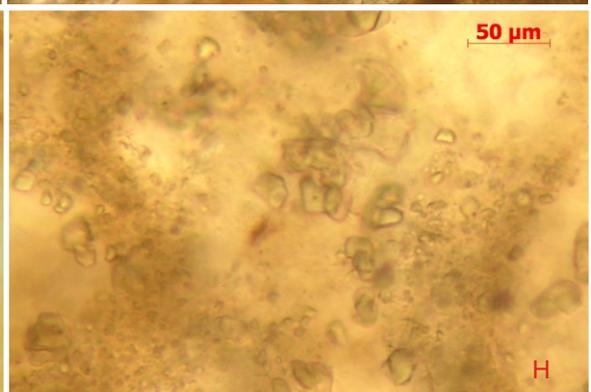
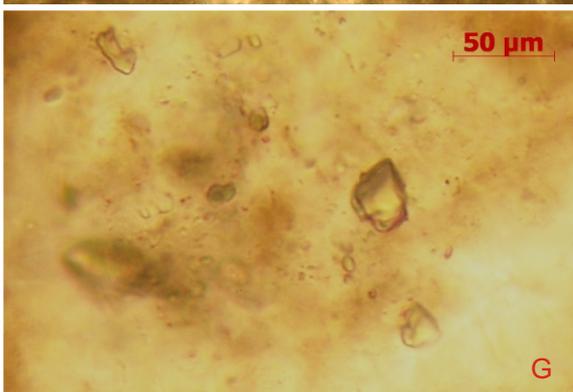
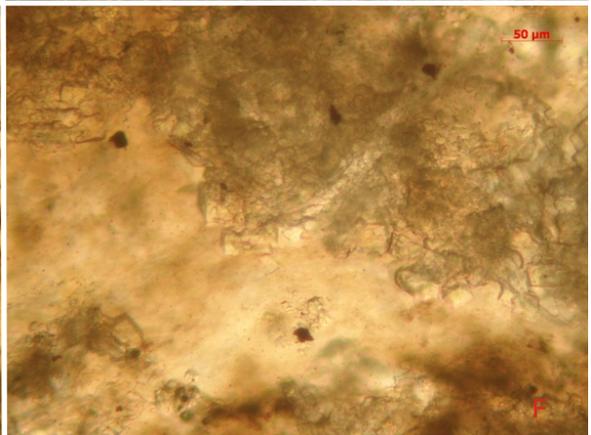
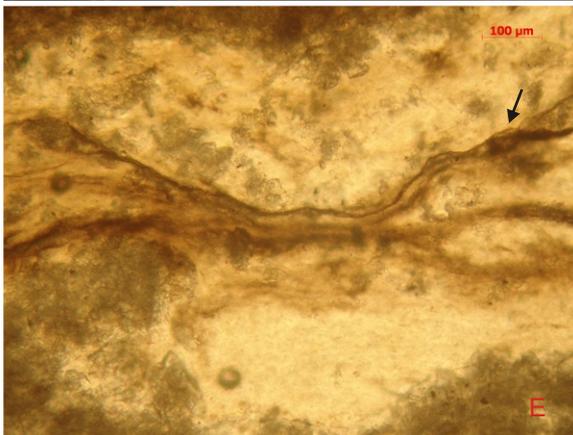
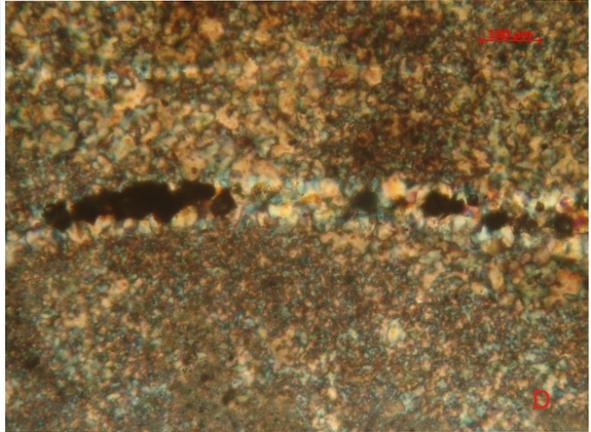
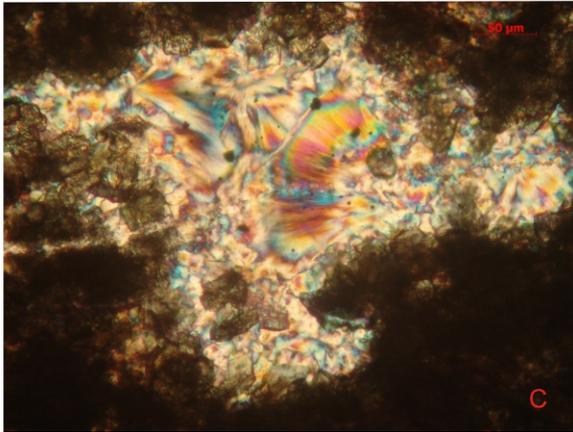
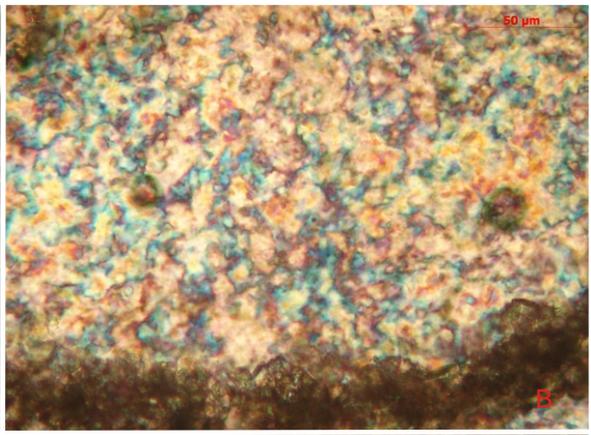
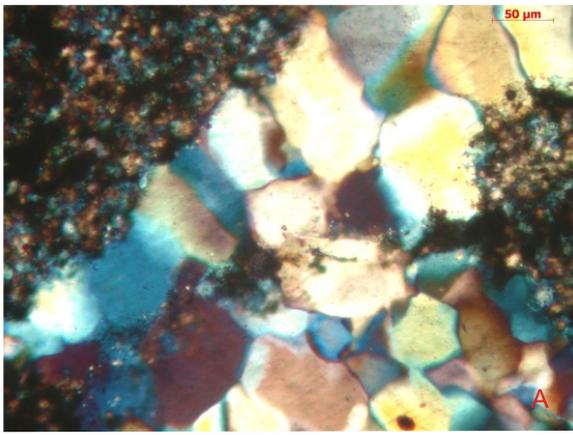
E: estilólitos de baixa amplitude (setas) em laminação com matéria orgânica amorfa.

F: superfície de dissolução em laminação com matéria orgânica amorfa.

G: agedados de cristais de dolomita.

H: cristais de pirita (setas) em meio à colônia de *Eoentophysalis* sp.

I: cristais de doloesparita, alguns com sinais de corrosão.



2.3. Paleobiota

2.3.1. Descrição geral das assembleias

Sílex de origem diagenética precoce preservou microfósseis em esteiras microbianas, formando lâminas e camadas finas de até 20 milímetros de espessura nas três unidades estratigráficas proterozoicas expostas na Fazenda Funil. Em todos os casos, as esteiras consistem de colônias ou agrupamentos densos de microfósseis, pouco a nada compactados, de grande abundância, porém de baixa diversidade, juntamente com abundante matéria orgânica amorfa (MOA), e restos de microfósseis em vários estágios de degradação.

São duas formas de microfósseis: filamentosas e cocoides. As formas filamentosas, em sua maioria, têm forma cilíndrica sem estruturas celulares internas e, por isso, são interpretadas como bainhas tubulares. Localmente, ocorrem fileiras de células dentro de tais bainhas, ou, mais raramente, desprovidas de bainha, que representam tricomas degradados (figura 16). Os microfósseis cocoides nos microbialitos da Fazenda Funil incluem células e invólucros individuais ou coloniais, que correspondem aos restos de bainhas ou envelopes mucilagenosos. Variam muito de tamanho, desde 3 a 85 μm de diâmetro. Os microfósseis cocoides exibem morfologia simples, sem ornamentação ou escultura superficiais, e tamanho pequeno, que não ultrapassa, na grande maioria das vezes, 20 μm de diâmetro. De acordo com critérios sugeridos por Schopf (1992a), essas são características de microrganismos procarióticos. Com efeito, comparações com esteiras microbianas atuais permitem atribuir estes microfósseis a cianobactérias e bactérias típicas de microbialitos modernos, como já foi demonstrado em praticamente todos os outros estudos de microfósseis silicificados do Pré-Cambriano.

Na Fazenda Funil, as esteiras são dominadas ou por invólucros filamentosos ou por formas exclusivamente cocoides coloniais com evidências de várias gerações de invólucros. Onde as esteiras são formadas por filamentos, praticamente não há formas cocoides. Entretanto onde cocoides são dominantes, as estruturas filamentosas são pouco evidentes. Estas esteiras apresentavam variado hábito de crescimento. Na maioria das esteiras de formas filamentosas os microfósseis não apresentavam sentido preferencial de crescimento, enquanto que em outras poucas ocorria crescimento paralelo ao acamamento. Em esteiras formadas por microfósseis cocoides onde ocorrem também formas filamentosas, estas crescem verticalmente.

No estudo preliminar das formações Jequitai e Sete Lagoas na Fazenda Funil feito por Fairchild et al. (1996), as afinidades paleontológicas de onze táxons foram sugeridas, porém não eram conclusivas. Destes táxons, muitos foram reconhecidos no presente estudo, outros foram classificados até o nível de espécie (i.e. *Gloeodiniopsis lamellosa*). Três táxons foram reconhecidos pela primeira vez (tabela 6). Todos os táxons que não foram reencontrados representam morfotipos reconhecidamente raros ou identificados com reservas por Fairchild e colaboradores, como é o caso de *Leiosphaeridia* sp.

Morfologia	Táxon	Fairchild et al. (1996)		Este trabalho		
		Formação Jequitai	Formação Sete Lagoas	Grupo Paranoá	Formação Jequitai	Formação Sete Lagoas
Cianobactéria Filamentosa	<i>Archaeotrichion contortum</i>	√	√		√	√
	cf. <i>Biocatenoides</i> sp.	√	√		√	√
	<i>Oscillatoriopsis</i>		√			
	<i>Paleolyngbya catenata</i>					√
	<i>Partitiofilum</i>	√				
	<i>Rugosoopsis</i>		√			
	<i>Siphonophycus</i> spp.	√	√		√	√
	<i>Veteronostocale amoenum</i>					√
Cianobactéria Cocóide	Bactérias decompositoras (Morfotipo 1)				√	√
	<i>Eoentophysalis belcherensis</i>	√				
	<i>Eoentophysalis</i> sp.			√	√	√
	<i>Eosynechococcus moorei</i>	√			√	√
	<i>Gloeodiniopsis</i> sp.	√	√			
	<i>Gloeodiniopsis lamellosa</i>				√	√
	<i>Myxococcoides</i> sp.	√	√		√	√
	<i>Myxococcoides reticulata</i>				√	√
<i>Myxococcoides grandis</i>				√	√	
Eucarionte (Acritarco)	<i>Leiosphaeridia</i> sp.		√			

Tabela 6. Comparação dos táxons de microfósseis das paleobiotas das formações Jequitai e Sete Lagoas reconhecidos neste trabalho e no trabalho de Fairchild et al. (1996).

Na tabela acima é possível notar que há poucas diferenças em nível genérico. As diferenças no nível específico ocorrem porque Fairchild e colaboradores realizaram um estudo preliminar.

Outros trabalhos que relataram microfósseis de esteiras silicificadas nas unidades aqui estudadas foram os de Simonetti & Fairchild (1989 e 2000). Na tabela abaixo (tabela 7) foram comparados os táxons encontrados nos dois trabalhos

supracitados com os táxons encontrados na Fazenda Funil, pois nos três casos o material e as unidades litoestratigráficas estudadas foram os mesmos.

	Grupo Paranoá	Formação Jequitaiá	Formação Sete Lagoas
Simonetti & Fairchild (1989)	Não analisado	Não analisado	<i>Eomycetopsis</i> sp. A <i>Eomycetopsis</i> sp. B <i>Siphonophycus</i> sp. <i>Eosynechococcus moorei</i> <i>Myxococcoides</i> sp. A <i>Myxococcoides</i> sp. B <i>Myxococcoides</i> cf. <i>M.cantabrigiensis</i> <i>Gloeodiniopsis lamellosa</i>
Simonetti (1994)	<i>Myxococcoides</i> sp.1 <i>Myxococcoides</i> sp.2 <i>Leiosphaeridia crassa</i> Chroococcales 1 Chroococcales 2	Estéril	<i>Eosynechococcus medius</i> <i>Leiosphaeridia</i> sp. A
Este trabalho	<i>Eoentophysalis</i> sp.	<i>Archaeotrichion contortum</i> cf. <i>Biocatenoides</i> sp. <i>Siphonophycus</i> spp. Bactérias decompositoras (Morfotipo 1) <i>Eoentophysalis</i> sp. <i>Eosynechococcus moorei</i> <i>Gloeodiniopsis lamellosa</i> <i>Myxococcoides</i> sp. <i>Myxococcoides reticulata</i> <i>Myxococcoides grandis</i>	<i>Archaeotrichion contortum</i> cf. <i>Biocatenoides</i> sp. <i>Paleolyngbya catenata</i> <i>Siphonophycus</i> spp. <i>Veteronostocale amoenum</i> Bactérias decompositoras (Morfotipo 1) <i>Eoentophysalis</i> sp. <i>Eosynechococcus moorei</i> <i>Gloeodiniopsis lamellosa</i> <i>Myxococcoides</i> sp. <i>Myxococcoides reticulata</i> <i>Myxococcoides grandis</i>

Tabela 7. Comparação microfósseis silicificados encontrados nos trabalhos de Simonetti & Fairchild (1989, 2000) com os relatados no presente trabalho. Em negrito os gêneros e espécies em comum aos três trabalhos.

Os microfósseis investigados na Fazenda Funil apresentam-se bem preservados, pelo menos estruturalmente, o que significa que a forma externa da maioria dos microrganismos fósseis e as próprias esteiras parecem manter suas dimensões originais. Por outro lado, grande parte da matéria orgânica original foi perdida, restando apenas a parede celular ou um invólucro orgânico que originalmente englobava a célula ou células. Assim, os espécimes incluem desde fósseis bem preservados, nos quais a forma celular e distinção entre envelope externa e parede celular estão preservadas, até espécimes mal preservados, que apresentam tamanho, forma e estrutura celular original alteradas por graus variados de decomposição e compactação. Como discutido no capítulo Materiais e Métodos (capítulo 3), nem sempre é claro se o invólucro preservado corresponde à parede celular, ou à bainha, ou envelope mucilaginoso da célula ou de um grupo de células. De fato, a degradação orgânica dos microrganismos originais, que já

estava em curso em esteiras soterradas antes mesmo do soterramento final da esteira mais nova, deixou marcas maiores e mais variadas.

Dessa forma, é possível distinguir diferentes graus de decomposição dos fósseis, ou seja, diferentes variantes tafonômicas. Por exemplo, os invólucros podem ser contínuos, rasgados ou fragmentados. A textura dos invólucros orgânicos varia de lisa e bem distinta a granulosa e descontínua, e a cor varia de marrom claro a cinza escuro até preto. Não se observou nenhuma estrutura intracelular, como os grânulos opacos reportados por Golubic & Hofmann (1976), resultantes da desidratação e colapso de células mortas.

2.3.2. Paleontologia Sistemática

Domínio Bacteria

Reino Eubacteria Woese e Fox, 1977

Filo Cyanobacteria Stanier et al., 1978

Classe Hormogoneae (?) Thuret, 1875

Ordem Oscillatoriales (?) Elenkin, 1949

Família Oscillatoriaceae (?) (S.F. Gray) Dumortier ex Kirchner, 1898

Gênero *Palaeolyngbya* Schopf, 1968

Espécie-tipo: *Palaeolyngbya barghoorniana*

Palaeolyngbya catenata Hermann, 1974

Diagnose: Filamentos com tricoma multicelular, uniseriado e com invólucro sem ornamentação e não-ramificado. Diâmetro do filamento entre 10 e 30 µm.

Posição estratigráfica e material: Formação Sete Lagoas (lâmina GP/L-6E 91)

Descrição: apenas um espécime incompleto, representado por seu invólucro cujas medidas são de 83,6 x 15,99 µm, sem estruturas terminais. Células subesferoidais com aproximadamente 3,2 µm em diâmetro, afastadas da bainha 4 a 6 µm.

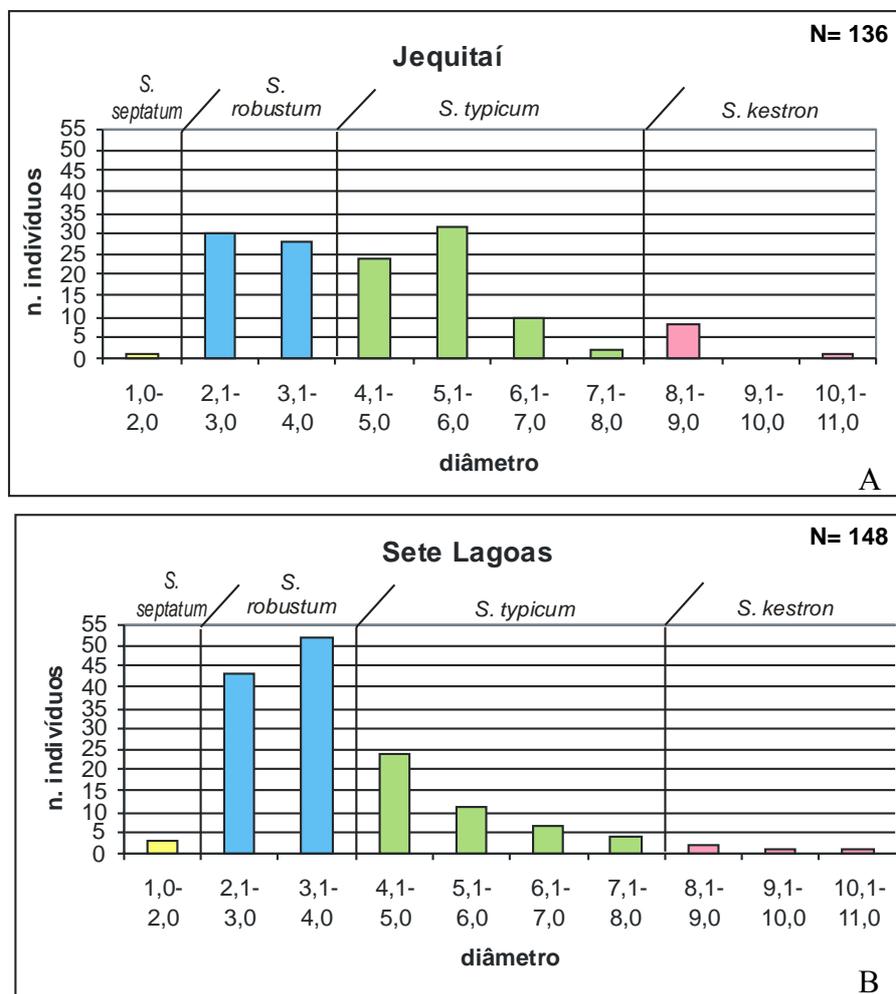
Discussão: O único exemplar incompleto foi encontrado em lâmina orgânica dominada por *Siphonophycus*. É uma espécie cosmopolita, pois já foi encontrada em folhelhos e

em carbonatos silicificados de submaré na Formação Miroedikha, na Sibéria, com idade de 850 Ma.

Gênero *Siphonophycus* Schopf, 1968, emend. Butterfield et al., 1994

Espécie-tipo: *Siphonophycus kestron*

Diagnose: Microfósseis filamentosos, vazios, não-septados e não-ramificados, com parede simples e lisa. Diâmetro entre 0,5 e 32 μm . Espécies identificadas conforme diâmetro do filamento (figura 20).



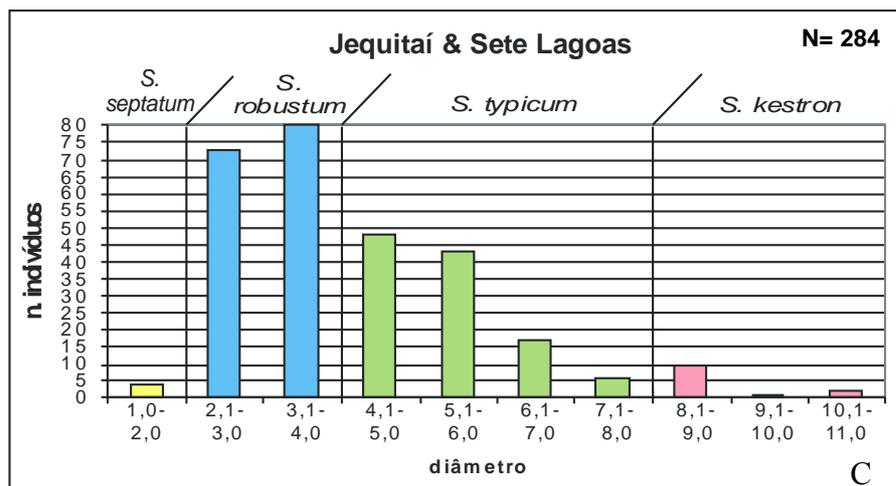


Figura 21. Histogramas dos diâmetros das bainhas de *Siphonophycus*, utilizado na determinação das espécies preservadas. A: histograma para os espécimes preservados na Formação Jequitai; B: histogramas para os espécimes identificados na Formação Sete Lagoas; C: histograma geral, incluindo *Siphonophycus* encontrado nas formações Jequitai e Sete Lagoas.

Siphonophycus septatum Schopf 1968, emend. Knoll et al., 1991

Diagnose: *Siphonophycus* com diâmetro entre 1 e 2 µm.

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitai (lâminas GP/L-6E 73; GP/L-6E 74; GP/L-6E 76; GP/L-6E 78; GP/L-6E 79; GP/L-6E 80; GP/L-6E 85; GP/L-6E 86; GP/L-6E 83; GP/L-6E 88; GP/L-6E 89) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 96; GP/L-6E 97; GP/L-6E 98; GP/L-6E 99; GP/L-6E 100; GP/L-6E 90; GP/L-6E 91; GP/L-6E 92; GP/L-6E 93; GP/L-6E 102).

Descrição: três indivíduos com diâmetros de 1,6, 1,8 e 1,9 µm.

Siphonophycus robustum Schopf 1968, emend. Knoll et al., 1991

Diagnose: *Siphonophycus* com diâmetro entre 2 e 4 µm.

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitai (lâminas GP/L-6E 73; GP/L-6E 74; GP/L-6E 76; GP/L-6E 78; GP/L-6E 79; GP/L-6E 80; GP/L-6E 85; GP/L-6E 86; GP/L-6E 83; GP/L-6E 88; GP/L-6E 89) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 96; GP/L-6E 97; GP/L-6E 98; GP/L-6E 99; GP/L-6E 100; GP/L-6E 90; GP/L-6E 91; GP/L-6E 92; GP/L-6E 93; GP/L-6E 102).

Descrição: tubos vazios com diâmetro que varia 2,3 a 3,7 μm (moda: 2,9 μm , n= 56) na Formação Jequitai, e entre 2,1 e 3,9 μm (moda: 2,6 μm , n= 20) na Formação Sete Lagoas.

Siphonophycus typicum Hermann, 1974, emend. Butterfield et al., 1994

Diagnose: *Siphonophycus* com diâmetro entre 4 e 8 μm .

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitai (lâminas GP/L-6E 73; GP/L-6E 74; GP/L-6E 76; GP/L-6E 78; GP/L-6E 79; GP/L-6E 80; GP/L-6E 85; GP/L-6E 86; GP/L-6E 83; GP/L-6E 88; GP/L-6E 89) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 96; GP/L-6E 97; GP/L-6E 98; GP/L-6E 99; GP/L-6E 100; GP/L-6E 90; GP/L-6E 91; GP/L-6E 92; GP/L-6E 93; GP/L-6E 102).

Descrição: Tubos de parede simples, sem preenchimento, cujo diâmetro atinge 4,01 a 7,28 μm (moda: 5,0 μm , n= 70) na Formação Jequitai, e 4,0 a 7,7 μm (moda não evidente, n= 48) na Formação Sete Lagoas.

Siphonophycus kestron Schopf, 1968

Diagnose: *Siphonophycus* com diâmetro entre 8 e 16 μm .

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitai (lâminas GP/L-6E 73; GP/L-6E 74; GP/L-6E 76; GP/L-6E 78; GP/L-6E 79; GP/L-6E 80; GP/L-6E 85; GP/L-6E 86; GP/L-6E 83; GP/L-6E 88; GP/L-6E 89) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 96; GP/L-6E 97; GP/L-6E 98; GP/L-6E 99; GP/L-6E 100; GP/L-6E 90; GP/L-6E 91; GP/L-6E 92; GP/L-6E 93; GP/L-6E 102).

Descrição: Filamento vazio com diâmetro varia de 8,1 a 10,1 μm (moda: 8,1 μm , n= 9) na Formação Jequitai e de 8,1 a 10,5 μm (moda não evidente, n= 4) na Formação Sete Lagoas.

Discussão: O gênero *Siphonophycus* engloba os microfósseis filamentosos formadores de esteira microbiana mais comuns durante o Mesoproterozoico e Neoproterozoico. Também são comuns na Fazenda Funil e apresentam variado grau de preservação, desde bainhas nitidamente distinguíveis até fracamente visíveis, identificáveis apenas pela alinhamento de delicados farrapos de matéria orgânica que parecem “fantasmas” dos microfósseis originais (textura “fantasma”, ou palimpséstica). Neste trabalho este

gênero foi encontrado nas formações Jequitai e Sete Lagoas, como pode se ver na figura 13. As espécies com diâmetros extremos, ou seja, *S. septatum* (a menor) e *S. kestron* (a maior) são as mais raras. A espécie *S. septatum* com apenas três espécimes medidos foi encontrada em níveis perturbados ou não. Já *S. kestron* foi encontrado junto às outras espécies de *Siphonophycus* ou em conjuntos de poucos indivíduos em níveis perturbados.

S. typicum e *S. robustum* são as espécies mais abundantes nas duas formações, e, portanto a primeira e a segunda mais importantes formadoras de esteira microbiana, respectivamente. Além de formadoras de lâminas, ambas podem ser encontradas em aglomerados ou pequenos conjuntos isolados.

Família Nostocaceae Bornet & Flahault, 1886

Gênero *Veteronostocale* Schopf & Blacic, 1971

Espécie-tipo: *Veteronostocale amoenum* Schopf & Blacic, 1971

Veteronostocale amoenum Schopf & Blacic, 1971.

Diagnose: Tricoma multicelular, uniseriado e não ramificado, sem atenuação nas porções finais, mas com constrição nos septos. Sem bainha. Composto por células de paredes distintas, esféricas, subesféricas, ou em forma de barril, uniformes, medindo em média 2,2 x 2,3 μm . Tricomas solitários, retos a ligeiramente curvados.

Posição estratigráfica e material: Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 90; GP/L-6E 91; GP/L-6E 94; GP/L-6E 95).

Descrição: Tricomas retos a curvos, solitários ou em colônias de filamentos verticais. Espécimes incompletos (comprimentos observados entre 24 e 107 μm), alguns descontínuos, podendo chegar a 100 células. Células com tamanhos próximos, largura entre 3,5 e 6,4 μm e comprimento entre 2,0 a 6,1 μm (n=18).

Discussão: Esta espécie ocorre associada a microfósseis cocoides, tal como *Eosynechococcus* e *Myxococcoides*. Identificado anteriormente apenas na Formação Bitter Springs, Austrália, datada em 850 Ma, a espécie na Formação Sete Lagoas difere do material tipo por apresentar-se curvada (três espécimes) e conter unidades celulares maiores que as da diagnose. A curvatura destes microfósseis pode ser efeito tafonômico

ou um aspecto original, relacionado ao comprimento longo. Na Formação Svanbergfjellet, em Svalbard, Butterfield et al. (1994), atribuíram espécimes semelhantes ao da Formação Sete Lagoas à espécie *V. amoenum*, mesmo tendo tamanho maior que a diagnose propõe. Por este motivo, optou-se no presente trabalho também adotar *V. amoenum* para tricomas com células maiores que 2,2 x 2,3 µm.

Classe Coccogoneae Thuret, 1875

Ordem Chroococcales Wettstein, 1924

Família Entophysalidaceae Geitler, 1925

Gênero *Eoentophysalis* Hofmann, 1976, emend Mendelson & Schopf, 1982

Espécie-tipo: *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann, 1976

Diagnose: unidades semelhantes a células, esferoidais, elípticas ou subpoliédrica, com 2,5 a 9 µm de diâmetro (ver figura 21). Ocorrem solitárias, em pares, tétrades planares, agrupamentos irregulares e camadas extensas. Caracteristicamente aglomerado em volumosas colônias palmelóides e constituem esteiras estratiformes pustulosas com gradientes de pigmentação fototrófica pronunciados. Dois tipos de estruturas internas presentes: inclusão micrométrica centralizada, escura a opaca, e envelopes lamelares distintos fracamente ou proeminentemente preservados. Envelopes individuais esferoidais ou elípticos, que variam em tamanho desde ligeiramente menores que a forma subpoliédrica até um pouco maiores que a inclusão opaca. Algumas formas elípticas nas colônias contem esferóides duplos ou inclusões opacas pareadas. Algumas unidades semelhantes a células apresentam inclusões opacas, porém sem esferóides pigmentados distintos.

Eoentophysalis sp. Hofmann, 1976

Descrição: microfósseis formadores de esteiras cianobacterianas, com forma esférica a elíptica, por conta da compressão com as células adjacentes. Indivíduos solitários ou pequenos grupo foram raramente observados. Presença de invólucros com monócitos ou invólucros vazios. Diferentes fases ontogênicas observadas. Os monócitos apresentaram diâmetro máximo de 5 a 22 µm no Grupo Paranoá (n= 62), de 3 a 44 µm (n= 169) na Formação Jequitai e 3 a 26 µm (n= 60) na Formação Sete Lagoas. O diâmetro máximo

dos invólucros variou entre 13 e 38 μm no Grupo Paranoá (n= 70), de 11 a 86 μm na Formação Jequitai (n= 67) e de 11 a 68 μm (n= 113) na Formação Sete Lagoas.

Posição estratigráfica e material: Grupo Paranoá (lâmina GP/L-6E 70), Formação Jequitai (lâminas GP/L-6E 82; GP/L-6E 83; GP/L-6E 84) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 94; GP/L-6E 95; GP/L-6E 103).

Discussão: Este gênero é o mais abundante dentre as formas cocoides nas três unidades. É um dos principais formadores de esteiras tal como o gênero *Siphonophycus*, porém não ocorrem juntos. As esteiras formadas por *Eoentophysalis* sp. são contínuas lateralmente e pouco estratificadas, dando aparência maciça ao conjunto.

Não foi possível atribuir uma espécie a este gênero porque os exemplares da Fazenda Funil não apresentaram características da diagnose das espécies atribuídas a este gênero, tal como o tamanho, diferenças no modo de preservação e consequente presença de inclusões opacas, e modo de crescimento, que para algumas espécies é em agregados de alguns indivíduos e em outras é na forma de extensas colônias palmelóides.

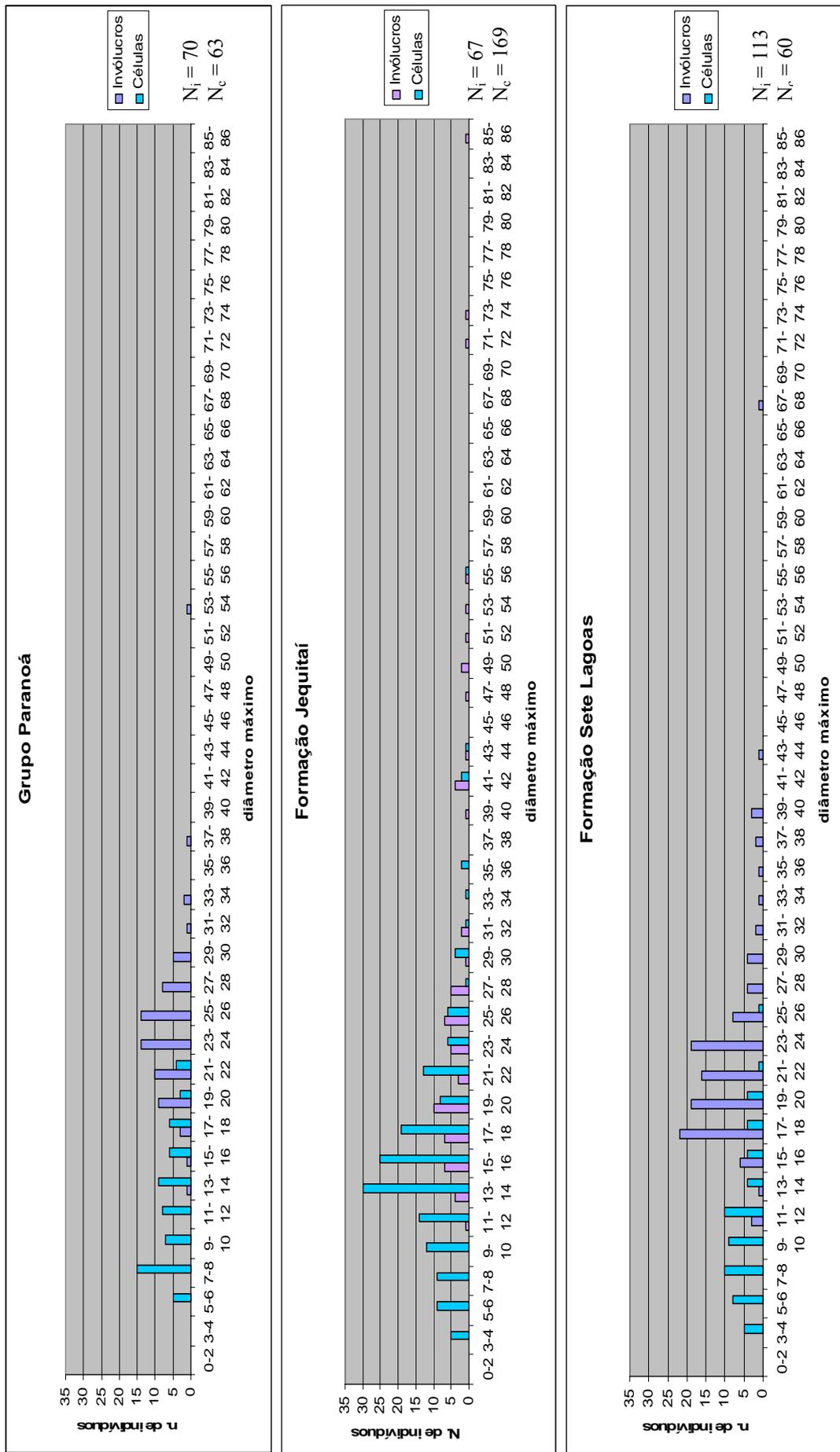


Figura 22. Frequência de tamanho de células e invólucros de *Eoentophysalis* sp. N_i : número amostral de invólucros. N_c : número amostral

Família Chroocaccaceae Nägeli, 1849

Gênero *Eosynechococcus* Hofmann, 1976, emend. Golovenoc & Belova, 1984

Espécie-tipo: *Eosynechococcus moorei* Hofmann, 1976

Espécie *Eosynechococcus moorei* Hofmann, 1976

Diagnose: Células alongadas, em forma de bastão, elipsoide, ou curvas e ligeiramente constricta transversalmente, sem envelope distinto, solitárias ou em agregados frouxos a densos de arranjo irregular ou enfileiradas com mais de três células, à semelhança de salsichas ou linguiças. Divisão por fissão transversal. Pode conter pequenas inclusões escuras, posicionadas centralmente ou não. Dimensões das células são de 1,2 a 7,5 μm de diâmetro e 3 a 19 μm de largura, geralmente sendo a largura duas vezes maior que o diâmetro. Inclusões escuras com 0,2 a 2 μm de diâmetro.

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitai (lâmina GP/L-6E 85) e Formação Sete Lagoas (lâmina GP/L-6E 100).

Descrição: dois conjuntos encontrados, um cada formação, em meio a esteiras orgânicas com restos de *Siphonophycus* e MOA. Colônia composta por várias células esféricas a elipsóides. As células apresentaram diâmetro máximo entre 2,5 e 5,2 μm e diâmetro menor entre 2,0 e 3,8 μm . Colônias com empacotamento frouxo, uma medindo 60 x 147 μm (Formação Jequitai) e a outra 39 x 63 μm (Formação Sete Lagoas).

Discussão: espécie rara na Fazenda Funil, com apenas duas colônias encontradas, uma em cada formação. O nome do táxon provém da semelhança com a cianobactéria atual *Synechococcus*, portanto, *Eosynechococcus* pode ter representado um importante produtor bentônico durante o Pré-Cambriano por analogia com seu representante atual. Porém isso não se aplica ao registro da Fazenda Funil, devido à sua rara ocorrência. Neste caso, é possível que a colônia tenha sido transportada e depositada na esteira que estava em desenvolvimento.

Outras ocorrências de *E. moorei* foram reportadas na Formação Kasegalik (2150 Ma) no Canadá, e na Formação Muhos (650 Ma) na Finlândia (Schopf, 1992a).

Gênero *Gloeodiniopsis* Schopf, 1968, emend. Sergeev, 2006

Espécie-tipo: *Gloeodiniopsis lamellosa* Schopf, 1968

Gloeodiniopsis lamellosa Schopf, 1968, emend. Sergeev, 2006

Diagnose: Células grandes, esferóides a elipsóides, solitárias, com paredes grossas, raramente distorcidas ou comprimidas, envolvidas por bainha lamelar grossa, proeminente e distinta. Superfície granular ou reticulada. Células esferóides com aproximadamente 13 a 45 μm de diâmetro e elipsóides com 8 μm de largura e 36 μm de comprimento. Parede celular robusta, às vezes granular, bem definida, comumente com 0,7 μm de espessura. Bainha limitante comumente com 15 μm de espessura, mais ou menos granular, distintamente lamelar, composta de 4 a 6 camadas concêntricas, hialinas a opacas, originalmente gelatinosa. Pode ter aspecto fino a fibroso na periferia. Pode haver corpúsculo opaco na periferia interna da célula.

Posição estratigráfica e arterial: Formação Jequitai (lâminas GP/L-6E 82; GP/L-6E 83; GP/L-6E 84) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 95; GP/L-6E 103).

Descrição: Fóssil raro no registro da Fazenda Funil, com apenas onze indivíduos encontrados. Todos apresentaram entre dois e três invólucros, cuja espessura total entre 2 e 5 μm . Células únicas ou em díade, representando divisão celular. Diâmetro das células variou entre 10 e 43 μm e dos invólucros entre 14 e 52 μm .

Discussão: Este fóssil foi inicialmente atribuído à fase vegetativa do dinoflagelado atual *Gloeodinium montanum* (Schopf, 1968). Mais tarde Schopf & Blacic (1971) reclassificaram-na como pertencente à família Chroococaceae. Em 1979 Knoll & Golubic redefiniram o conceito desta e colocaram os gêneros *Bigeminococcus* (Schopf & Blacic, 1971), *Eozygion* (Schopf & Blacic, 1971), *Eotetrahedron* (Schopf & Blacic, 1971), *Caryosphaeroides* (Schopf, 1968) em sinonímia com *G. lamellosa*. Os autores argumentaram que estes gêneros representavam na verdade, variantes degradacionais de *G. lamellosa*. Células desta espécie podem ser encontradas solitárias ou em agrupamentos de poucos indivíduos, ou seja, não é formadora de esteira microbiana, podendo ser integrante do fitoplâncton ou apenas habitante de esteiras microbianas. Na Fazenda Funil pode ser classificada como habitante das esteiras formadas por *Eoentophysalis*. O tamanho um pouco maior que o estabelecido na diagnose (52 μm) corresponde ao conjunto que estava em divisão celular. Ocorre somente na Formação Min'yar, com idade estimada entre 680 e 790 Ma.

Filo Schizomycophyta Fuller & Tippo, 1949

Classe Schizomycetes Naegeli 1857

Ordem Eubacteriales Buchanan, 1917

Gênero *Archeotrichion* Schopf, 1968

Espécie-tipo: *Archeotrichion contortum* Schopf, 1968

Archeotrichion contortum Schopf, 1968

Diagnose: Filamentos finos, sinuosos, não septados e não ramificados de diâmetro geralmente constante, menos de 1 µm. Filamentos solitários ou agrupados em arranjos irregulares. Podem alcançar 110 µm de comprimento. Extremidades sem atenuação.

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitai (lâminas GP/L-6E 100; GP/L-6E 91; GP/L-6E 81; GP/L-6E 88) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 95; GP/L-6E 102).

Descrição: Formato cilíndrico, tortuoso, não ramificado e hábito colonial. Aspecto opaco, escuro e sólido, sem estrutura celular observável. Diâmetro entre 0,1 e 2,5 µm e comprimento entre 1,6 a 209,2 µm. O tamanho maior que o estabelecido pela diagnose pode ser explicado por efeitos da tafonomia, provavelmente resultado da incrustação por material opaco.

Discussão: Vários espécimes foram encontrados nas formações Jequitai e Sete Lagoas, associados às esteiras de *Siphonophycus* e *Siphonophycus*-cf. *Biocatenoides* sp., e associados à matéria orgânica amorfa.

A. contortum difere de todos os outros táxons de microfósseis filamentosos observados na Fazenda Funil em seu aspecto opaco e sólido, que lembra o hábito acicular de alguns minerais, como por exemplo, goethita. Interpretou-se estes objetos como microfósseis com base nas seguintes evidências: morfologia (filamentosa e cocóide), tamanho diminuto típico de alguns procariontes, o diâmetro se mantém ao longo do microfóssil, preservação em microbialitos formando consórcio com outras espécies, variedade de formas filamentosas (retas ou curvas) e hábito colonial. Este táxon foi originalmente atribuído às bactérias (Schopf, 1968), porém Hofmann & Grotzinger (1985) consideraram-no um variante degradacional da bainha da espécie *Biocatenoides incrustata*. Neste trabalho, assumiu-se que se trata de bactérias e não variantes tafonômicos. Acredita-se que estes filamentos representem bactérias

decompositoras por causa do diâmetro muito fino dos filamentos e por ocorrerem em partes de esteiras microbianas que evidenciam grau relativamente avançado de degradação de estruturas biológicas (invólucros), redução de volume celular (*i.e.* cf. *Biocatenoides*) ou onde matéria orgânica amorfa predomina na esteira. Estas bactérias habitavam porções das esteiras onde as cianobactérias estavam moribundas ou mortas e mobilizavam metabolicamente espécies de enxofre. O precipitado opaco estaria relacionado ao estágio imediatamente *post-mortem* destas bactérias num micro-ambiente enriquecido em enxofre quimicamente ativa, que teria, favorecido a precipitação do mineral opaco, provavelmente pirita, dentro das células e até como incrustações.

cf. *Biocatenoides* Schopf, 1968

Espécie-tipo: *Biocatenoides sphaerula* Schopf, 1968

Diagnose: Colônia filamentosa fina e não ramificada, composta de células arredondadas ou elípticas, enfileiradas. Comumente com menos de 0,5 µm de diâmetro e mais de 100 µm de comprimento, podendo ser sinuosa ou retorcida, raramente reta.

Descrição: Tricomas unisseriados, retos a curvos, que ocorrem em densas populações ou raramente isolados. A densidade de tricomas tornou difícil a contagem dos indivíduos dos filamentos. As células destes tricomas têm diâmetro de 1,4 a 3,1 µm. Crescimento sem direção preferencial.

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitai (lâminas GP/L-6E 74; GP/L-6E 75; GP/L-6E 80; GP/L-6E 81; GP/L-6E 85; GP/L-6E 88; GP/L-6E 89) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 91; GP/L-6E 92; GP/L-6E 93; GP/L-6E 98; GP/L-6E 100; GP/L-6E 102).

Discussão: Não foi possível atribuir este padrão de tricomas a uma espécie de *Biocatenoides* por causa do tamanho de suas células, que ultrapassa cerca de três vezes o tamanho proposto na diagnose. Presentes tanto na Formação Jequitai, quanto na Formação Sete Lagoas, estes tricomas variam em comprimento desde poucos micrômetros até dezenas de micrômetros de comprimento. Indivíduos podem ocorrer muito próximos, formando amontoados densos. São formadores de esteiras em conjunto com *Siphonophycus*, onde é possível ver que alguns tricomas foram preservados sobre bainhas de *Siphonophycus* sp. Isto abre a possibilidade de que cf. *Biocatenoides* sp.

representa os tricomas das bainhas preservadas como *Siphonophycus* ou uma nova espécie do gênero Biocatenoides. *Biocatenoides* ocorre entre 2150 e 740 Ma.

Morfotipo 1

Descrição: Diminutos corpos cocoides opacos, entre 0,2 e 1,6 μm em diâmetro, em colônias de centenas de indivíduos frouxamente empacotados. Estas colônias formam consórcio com filamentos de *Archaeotrichion contortum* e ocorrem em esteiras formadas por *Siphonophycus* ou *Siphonophycus*- cf. *Biocatenoides* sp.

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitai (GP/L-6E 81; GP/L-6E 88; GP/L-6E 89).

Discussão: O pequeno tamanho destes fósseis, sua estrutura simples e arranjo colonial permitem classificá-los como Eubactéria fóssil. Morfotipo 1 é muito semelhante ao gênero moderno *Ruminococcus* sp. e a fósseis descritos por Westall e colaboradores (2001) em rochas arqueanas (~3.400 Ma). A associação de Morfotipo 1 a *Archaeotrichion contortum* e a semelhança no estilo de preservação destes dois táxons permitem atribuir aos dois o papel de decompositores pré-cambrianos (ver discussão de *A. contortum*).

Incertae Sedis

Gênero *Myxococcoides* Schopf, 1968

Espécie-tipo: *Myxococcoides minor* Schopf, 1968.

Diagnose: Células esféricas a elípticas, ocasionalmente distorcidas pela compressão mútua. Solitárias ou agrupadas em colônias globulares, de poucas a muitas células. Textura superficial lisa a finamente reticulada. Diâmetro de 9 a 18 μm . Bainhas individuais ausentes nas células. Células envolvidas e limitadas por matriz orgânica amorfa comum.

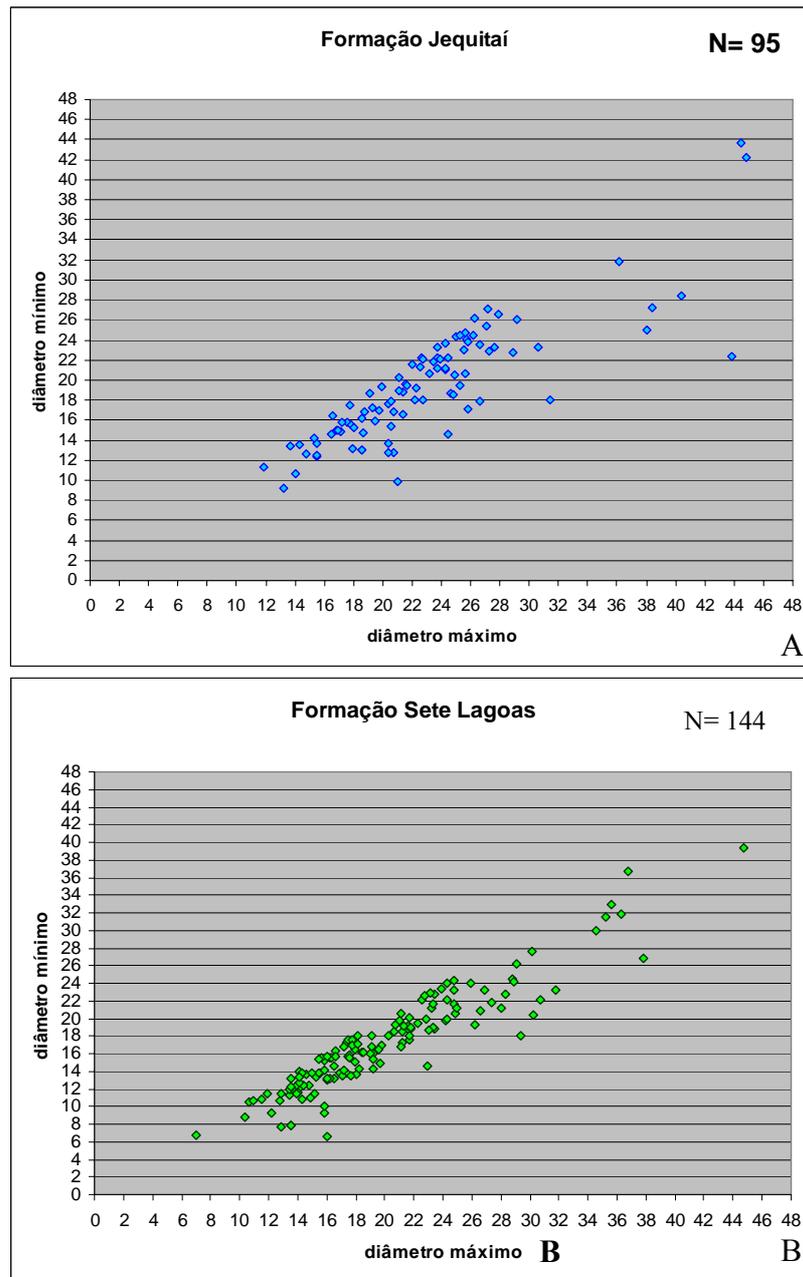


Figura 23. Distribuição do tamanho de *Myxococcoides* spp. nas formações Jequitai (A) e Sete Lagoas (B).

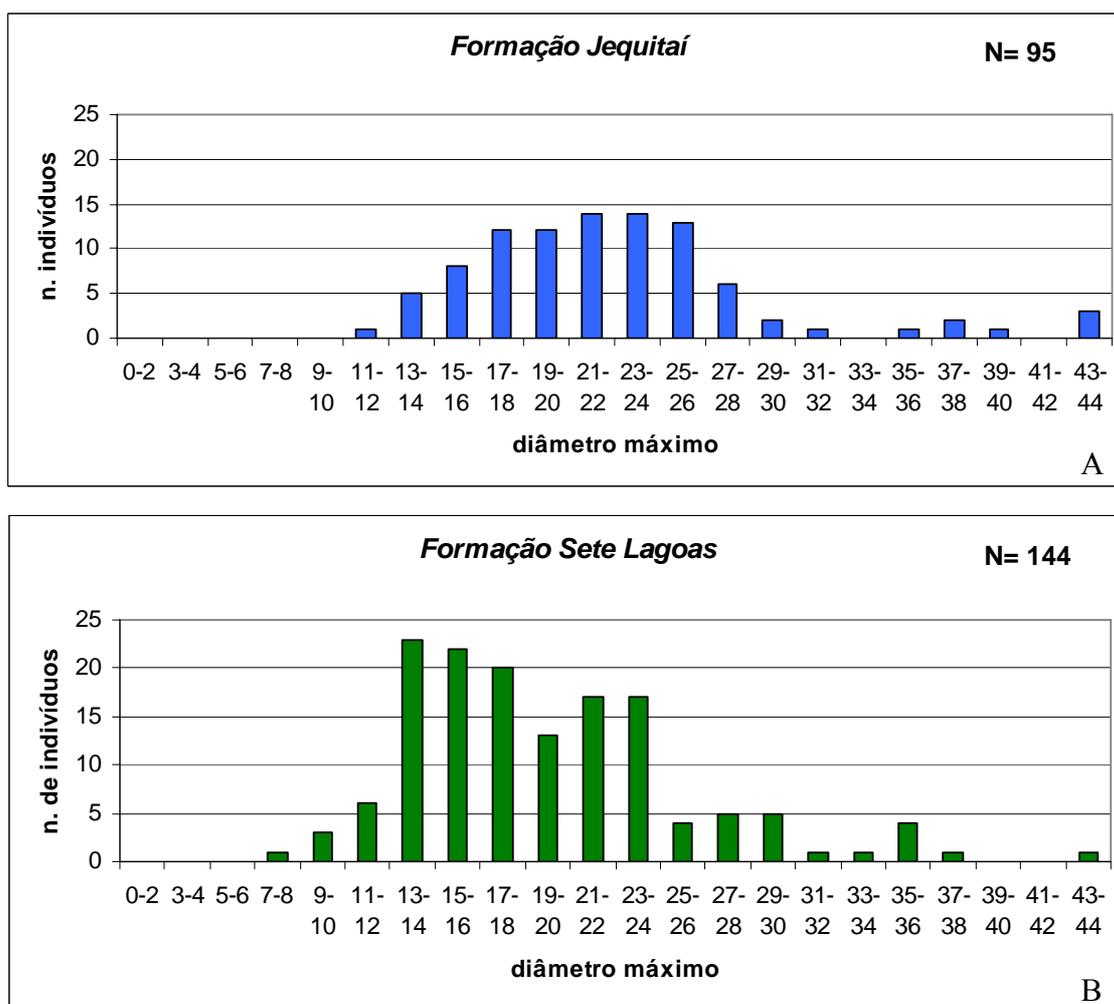


Figura 24. Frequência de diâmetro máximo de microfósseis do gênero *Myxococcoides* spp. nas formações Jequitai (A) e Sete Lagoas (B).

Myxococcoides reticulata Schopf, 1968

Diagnose: Células esferóides, ou deformadas por compressão mútua entre células adjacentes. Comumente agregadas em colônias esféricas que podem chegar a mais de 60 indivíduos, ou solitárias. Textura superficial finamente pontuada a reticulada. Diâmetro da célula varia entre 12,5 e 14,7 µm, com média de 13,5 µm. Parede celular distinta, com espessura de 0,5 a 0,8 µm, originalmente flexível. Células das colônias envolvidas por matriz orgânica não-lamelar.

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitai (lâminas GP/L-6E 82; GP/L-6E 83; GP/L-6E 84) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 94; GP/L-6E 95; GP/L-6E 103).

Descrição: Células formam pequenos agrupamentos frouxos. Ocasionalmente ocorreu preservação da matriz orgânica que envolve a colônia. Os espécimes reconhecidos como *M. reticulata* apresentaram todas as características diagnósticas da espécie, com exceção do tamanho, que ultrapassa o estabelecido para a espécie (12,5 a 14,7 μm), variando de 7 a 30 μm . Em contrapartida, não apresentaram grande parte das características diagnósticas das outras espécies deste gênero. Por isso adotou-se *M. reticulata*.

Myxococcoides grandis Horodyski & Donaldson, 1980

Diagnose: Células esferóides, pequenas a grandes, medindo entre 3 e 32 μm de diâmetro, com média de 6,8 μm . Tipicamente solitários. Parede celular com 0,2 a 0,5 μm de espessura, lisa, sem ornamentação, raramente bilamelar, mas com laminação mal preservada. Sem estruturas internas.

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitáí (lâminas GP/L-6E 82; GP/L-6E 83; GP/L-6E 84) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 94; GP/L-6E 95; GP/L-6E 103).

Descrição: raros espécimes encontrados nas formações Jequitáí e Sete Lagoas. Isolados ou em grupos de poucos indivíduos (maior agrupamento encontrado continha cinco indivíduos). Parede celular lisa e simples, sem segundo invólucro evidente. Tamanho entre 23 e 44 μm .

Myxococcoides sp. 1

Descrição: Indivíduos unicelulares esferóides solitários dispersos ou em díades ou pequenos agrupamentos com empacotamento frouxo, ou seja, as células não se tocam ou, raramente, se tocam em algum ponto. Células relativamente grandes, com diâmetro entre 6 e 47 μm , e parede lisa e robusta.

Posição estratigráfica e material: Formação Jequitáí (lâminas GP/L-6E 82; GP/L-6E 83; GP/L-6E 84) e Formação Sete Lagoas (lâminas GP/L-6E 94; GP/L-6E 95; GP/L-6E 103).

Discussão: Neste trabalho atribuiu-se ao gênero *Myxococcoides* as formas esféricas a elípticas, de parede simples, com arranjo frouxo, sem estruturas internas representativas de células-filhas ou restos citoplasmáticos. Geralmente estas formas ocorrem solitárias,

em grupos de poucas células, ou formam pequenas lentes de muitos indivíduos. Tamanho varia de 6 a 47 μm de diâmetro máximo e de 6 a 44 μm de diâmetro mínimo (figuras 22 e 23). Com base no tamanho, no arranjo dos indivíduos e na parede da célula foram diferenciados os três táxons, presentes nas formações Jequitai e Sete Lagoas. *M. reticulata* representa a espécie mais abundante deste gênero. Indivíduos de *Myxococcoides* sp. 1 são idênticos aos espécimes ilustrados de *Myxococcoides* sp. C do Conglomerado Draken, em Svalbard (Knoll, 1982).

Pela simplicidade dos fósseis deste gênero, é difícil de atribuí-los a um grupo biológico específico. É possível que este gênero englobe variantes degradacionais que representam fases do ciclo de vida de diversas espécies. Os três morfotipos aqui identificados têm registro entre 1400 e 750 Ma, porém o gênero ocorre em quase todo o Proterozoico, desde 2150 até 545 Ma (Schopf, 1992a).

Figura 25. Microfósseis do Grupo Paranoá.

A: colônia de *Eoentophysalis* sp. com preservação de invólucros e paredes celulares (seta).

B: preservação palimpséstica de *Eoentophysalis* sp.

C: células recém-divididas de *Eoentophysalis* sp. (centro).

D: colônia de *Eoentophysalis* sp. mostrando empacotamento denso de conjuntos de células com invólucros (pontilhado).

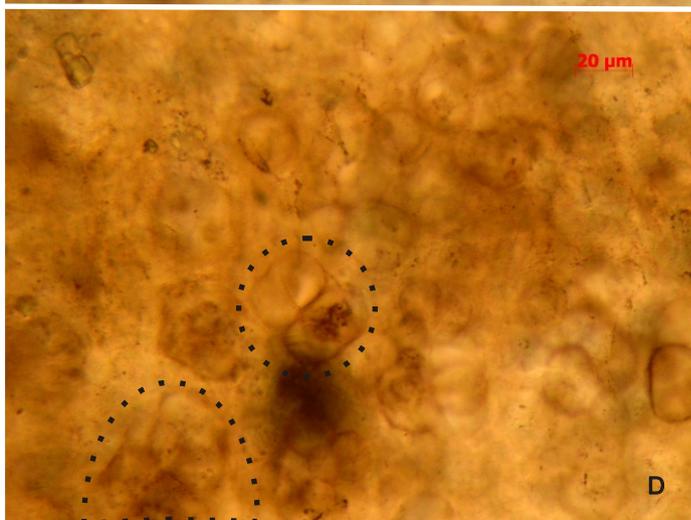
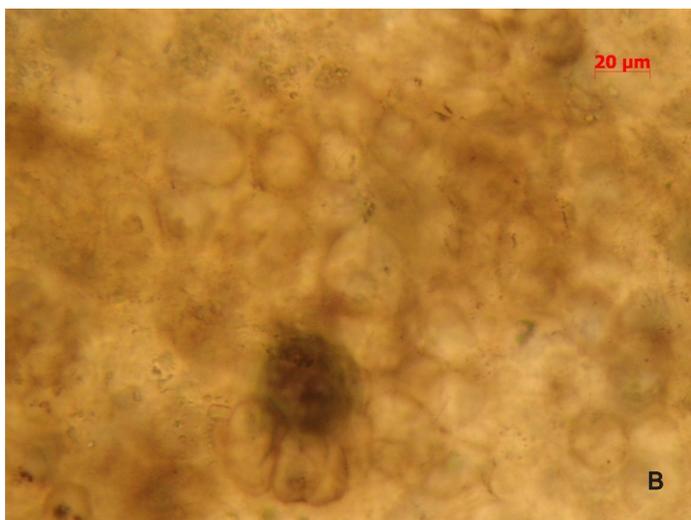
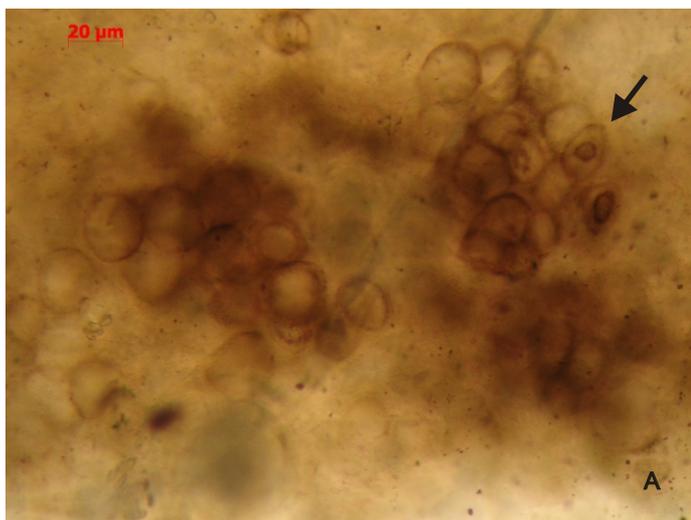


Figura 26. Microfósseis da Formação Jequitáí na Fazenda Funil.

A-C: colônias de cianobactérias cocoides modernas arranjadas em agrupamentos de poucos indivíduos. Laguna Mormona, Baja Califórnia, México (foto de T.R.Fairchild). Em C indivíduos mortos e calcificados.

D: colônia de *Eoentophysalis* sp. com crescimento na direção do canto superior direito.

E: exemplares de *Eoentophysalis* sp. em meio à laminação de ?*Siphonophycus* sp. (S) com preservação palimpséstica.

F: agrupamento de *M. reticulata*.

G: exemplares de *Gloeodiniopsis lamellosa* agrupadas em díades.

H: três exemplares de *M. grandis*.

I: exemplar de *Myxococcoides* sp.

J: cf. *Biocatenoides* sp.

K: *Siphonophycus* sp. com crescimento vertical.

L: colônia de *Eosynechococcus moorei*.

M-N: exemplares de *Archaeotrichion contortum*.

O: colônia do Morfotipo 1 cf. *Ruminococcus* sp.

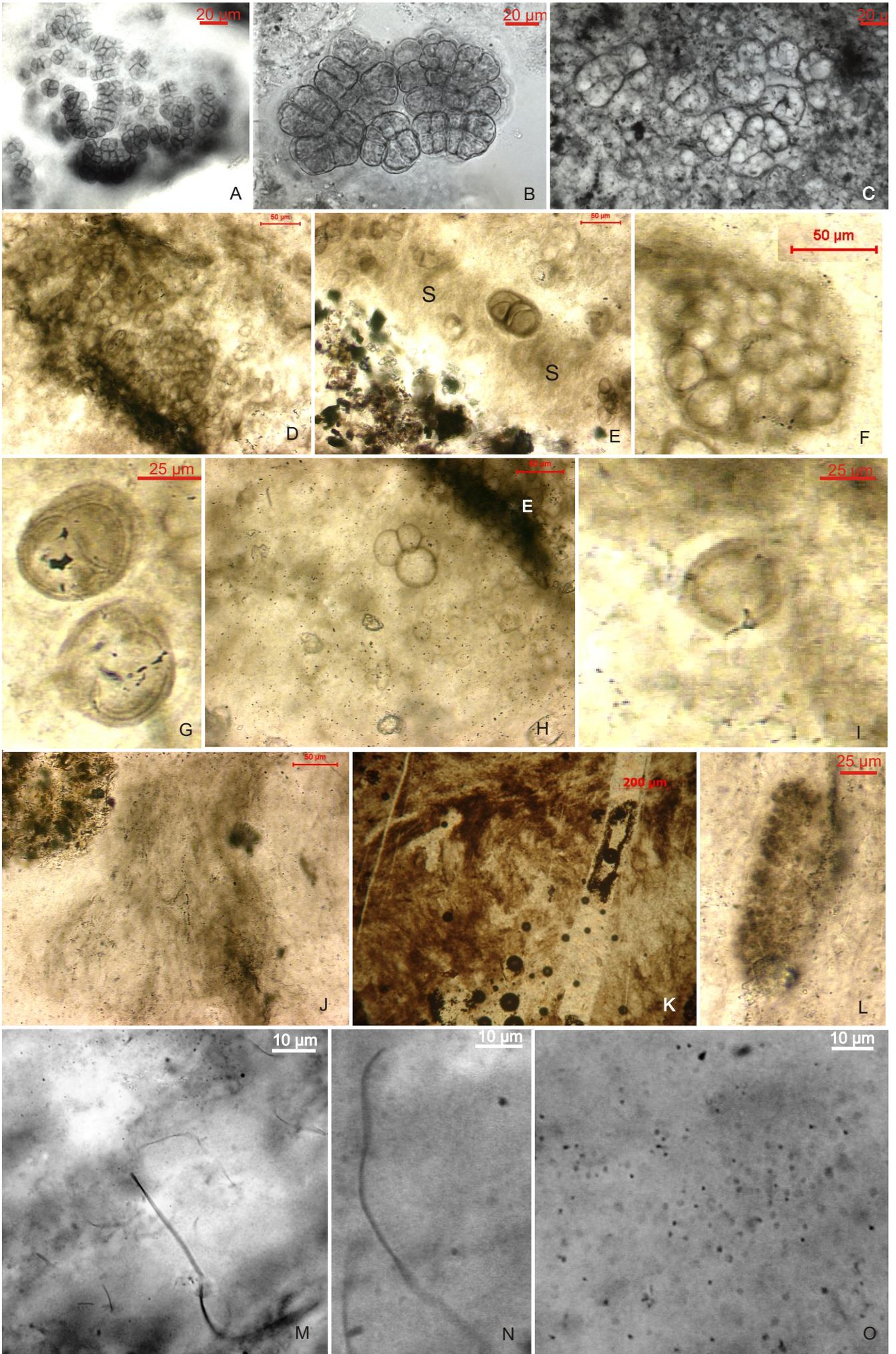


Figura 27. Microfósseis da Formação Sete Lagoas na Fazenda Funil.

A: colônia composta por *Eoentophysalis* sp.

B: *Eoentophysalis* sp. arranjados em pequenos agrupamentos (notar semelhança com as figuras 26A e B).

C: téttrade de *Gloeodiniopsis lamellosa*.

D: colônia de *Siphonophycus* sp.

E: colônia de *Myxococcoides reticulata* e um exemplar de *Myxococcoides* sp.1 (seta).
Notar empacotamento frouxo.

F: exemplar de *Myxococcoides* sp.1.

G-H: *Veteronostocales amoenum*. Em G, exemplares que cresceram em meio à colônia de *Eoentophysalis* sp. Em H detalhe de outro exemplar.

I: colônia de Morfotipo 1.

J: colônia de *Eosynechococcus moorei*.

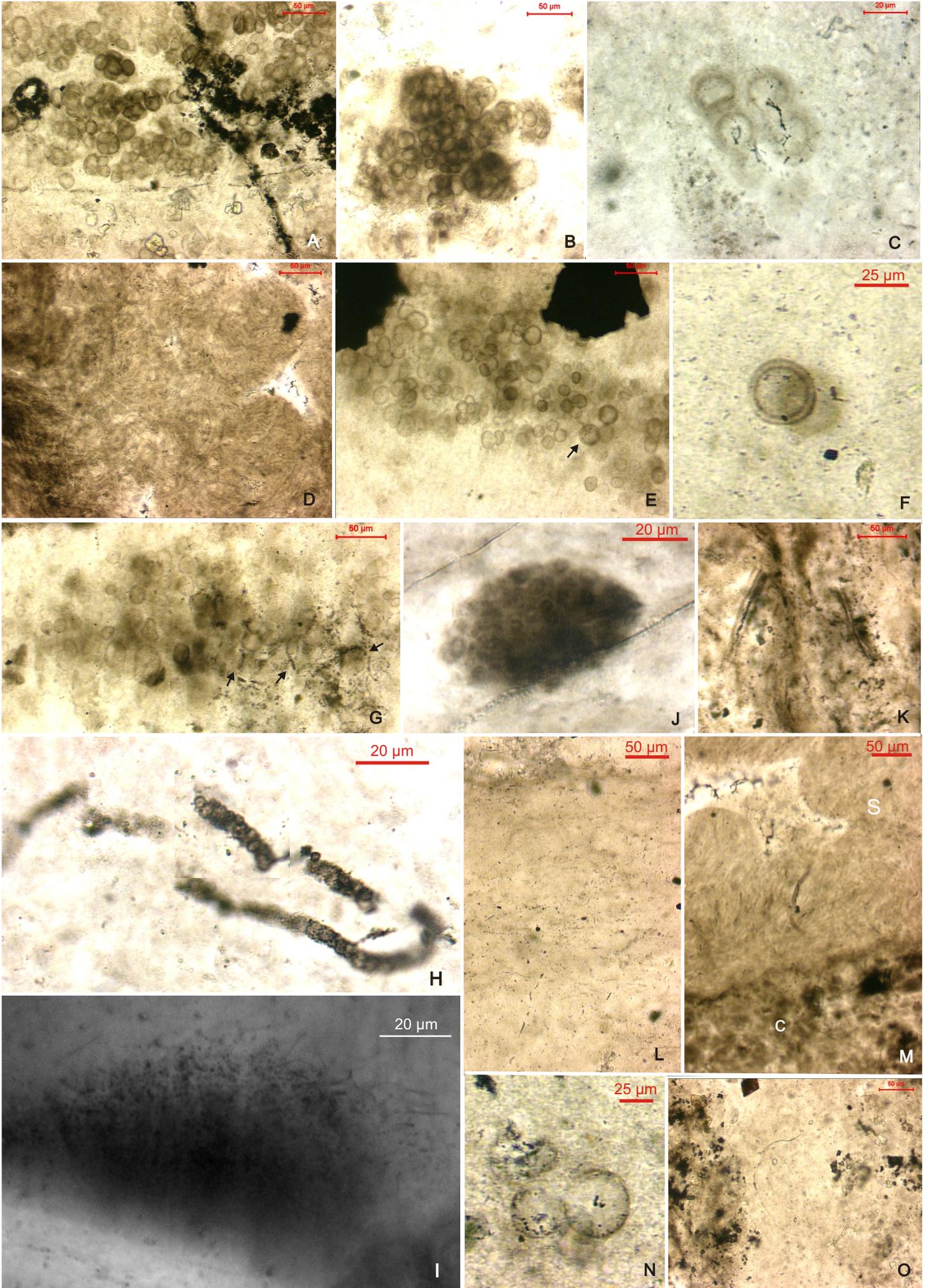
K: exemplar incompleto de *Paleolyngbya catenata*.

L: população de cf. *Biocatenoides* sp.

M: alternância de populações de espécie de cocóide não definida (C) e *Siphonophycus* sp. (S).

N: exemplares de *Myxococcoides grandis*.

O: exemplar de *Archeotrichion contortum*.



3. Tramas

A análise em microscópio dos componentes orgânicos e inorgânicos e as relações deposicionais e diagenéticas que estes mantêm entre si, permitiram estabelecer cinco tipos de tramas petrográficas (*fabrics*) nos microbialitos silicificados examinados aqui (tabela 8). Estas tramas refletem não apenas mudanças nas relações entre os componentes biológicos e sedimentológicos durante a acumulação dos sedimentos, mas também a variedade de processos tafonômicos e diagenéticos que modificaram posteriormente esses materiais. O ponto de partida para esta análise foi o trabalho de Knoll & Golubic (1979), que distinguiu pela primeira vez tramas em microbialitos silicificados.

Os elementos tratados na descrição das tramas incluem a) a proporção relativa entre componentes orgânicos, tanto os estruturados (microfósseis) como a matéria orgânica amorfa (MOA), e componentes inorgânicos sedimentares e diagenéticos; b) a estrutura laminada da rocha, e c) a textura da rocha, principalmente. Está presente em todas as tramas a sílica, na forma de calcedônia, microquartzo e macroquartzo. Em virtude de sua introdução muito cedo na história diagenética dos microbialitos, a sílica preservou os microfósseis e os componentes inorgânicos em um estágio incipiente da degradação e diagênese.

T1 - *Trama orgânica plana* (figura 28a). Nesta trama há dominância ou exclusividade dos componentes orgânicos, tanto na sua forma amorfa (MOA) como na forma de esteiras sucessivas. Nos limites planos a ligeiramente curvos entre esteiras pode haver matéria orgânica concentrada, marcada por um nível fino, mais escuro que as esteiras. A biota é dominada por populações de *Siphonophycus*, *Eoentophysalis* ou *Myxococcoides*, ou pelas comunidades de *Siphonophycus* e cf. *Biocatenoides* sp. O variado modo de crescimento e desenvolvimento das esteiras microbianas resultou em quantidades diferentes de material inorgânico, em geral cristais de carbonatos, precipitados ou acumulados na esteira em lentes e aglomerados ou como cristais dispersos e isolados. A matriz silicosa consiste principalmente de microquartzo, com calcedônia e macroquartzo subordinados. Esta trama varia em espessura desde submilimétrica até dois centímetros.

T2 - *Trama mista plana*. Nesta trama, os componentes orgânicos e inorgânicos ocorrem em proporções equivalentes, porém de duas formas distintas. Os fósseis filamentosos e MOA podem ocupar lentes ou bolsões de dimensões e formas variadas, de distribuição irregular numa massa de cristais de carbonato (T2a, figura 28b), ou

podem ocorrer como intraclastos de esteiras junto com intraclastos inorgânicos de tamanhos e formas variados (T2b, figura 28c). Os cristais de carbonato são subédricos a euédricos, translúcidos, em aglomerados densos. Sílica ocorre principalmente como microquartzo, calcedônia (em fenestras e fraturas), e, raramente, macroquartzo. Esta trama é a mais abundante no sílex das formações Jequitai e Sete Lagoas, e varia em espessura de submilimétrica até aproximadamente três centímetros.

T3 - *Trama orgânica convoluta* (figura 28d) / T4 - *Trama mista convoluta* (figura 28e). São variantes internamente muito mais irregulares (ondulados, rompidos, irregularmente curvos, etc) do que seus análogos planos (T1 e T2). Estas tramas apresentam abundância de componentes diagenéticos, como cristais de dolomita, fenestras e fraturas. Podem ser mais espessos que T1 e T2.

T5 - *Trama inorgânica* (figura 28f). Consiste de denso acúmulo de grãos e cristais de carbonato, sob a forma de dololuto a doloarenito fino, sem fósseis evidentes. Neste tipo de trama, rara nas unidades estudadas, os grãos formam lâminas mais finas em relação às demais tramas, entre 1,5 a 6,0 milímetros.

Nas tramas que contêm fósseis, não se nota diferenças significativas de preservação.

Observou-se também semelhança na frequência das tramas observadas nas lâminas das formações Jequitai e Sete Lagoas (tabela 9, figura 30). Somente uma lâmina do Grupo Paranoá foi analisada, o que não tem significado estatístico. A trama mais frequente em ambas as formações foi a trama T2a, seguida da trama T1 (figura 30).

Uma característica que chama a atenção é a alternância de tramas em boa parte das lâminas analisadas. Em especial nas lâminas GP/L-6E 92 e GP/L-6E 93 da Formação Sete Lagoas (figura 29), esta característica fica bem evidente. Nelas foram identificadas nove alternâncias de T1 e T2a, com apenas um evento de T4 e T5. Esta alternância de tramas está, provavelmente, relacionada a eventos de curta duração, possivelmente sazonais (ver capítulo 5 - Discussão).

Figura 28. Fotomicrografias das tramas encontradas nas três unidades estudadas.

A: T1, trama orgânica plana. Números indicam esteiras sucessivas, nesta imagem dominadas pelo microfóssil filamentoso do gênero *Siphonophycus* (S). Observar concentração de matéria orgânica entre esteiras e a concentração de cristais de carbonato no nível indicado pelas setas.

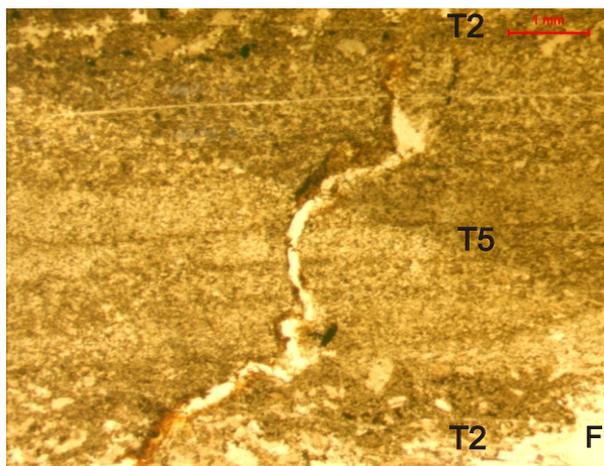
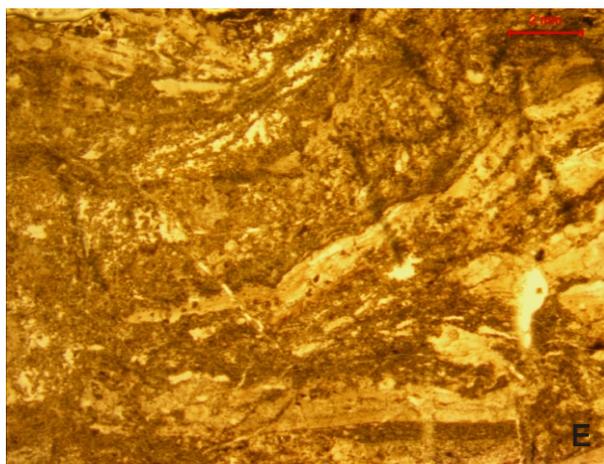
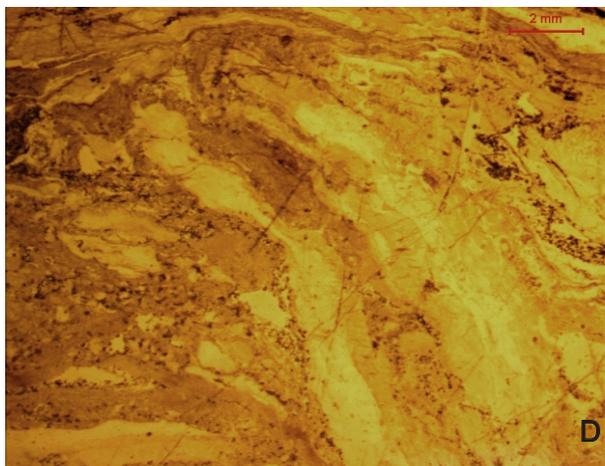
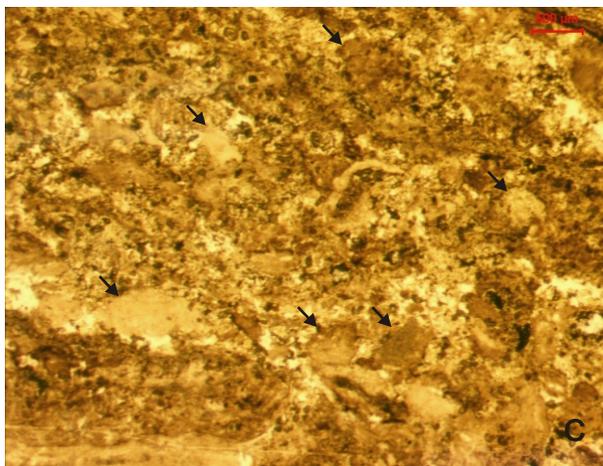
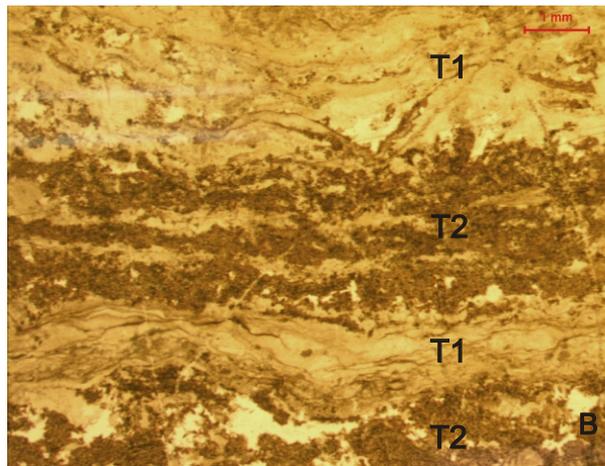
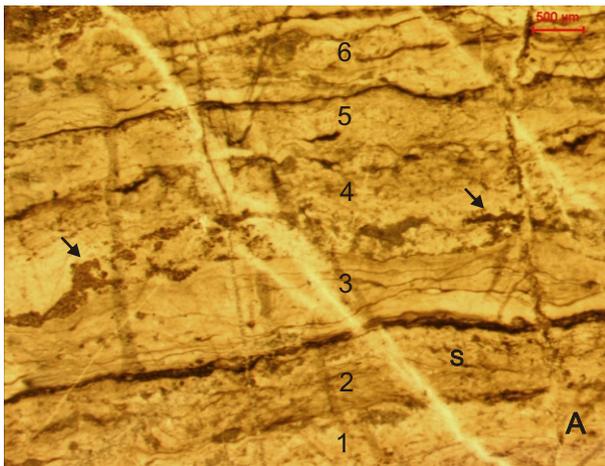
B: T2a, trama mista plana com crescimento de esteiras orgânicas em lentes. Notar a típica sucessão entre T1 e T2

C: T2b, trama mista plana com intraclastos de esteiras orgânicas (setas).

D: T3, trama orgânica convoluta.

E: T4, trama mista convoluta.

F: T5, trama inorgânica. Notar a sucessão T2/T5/T2.



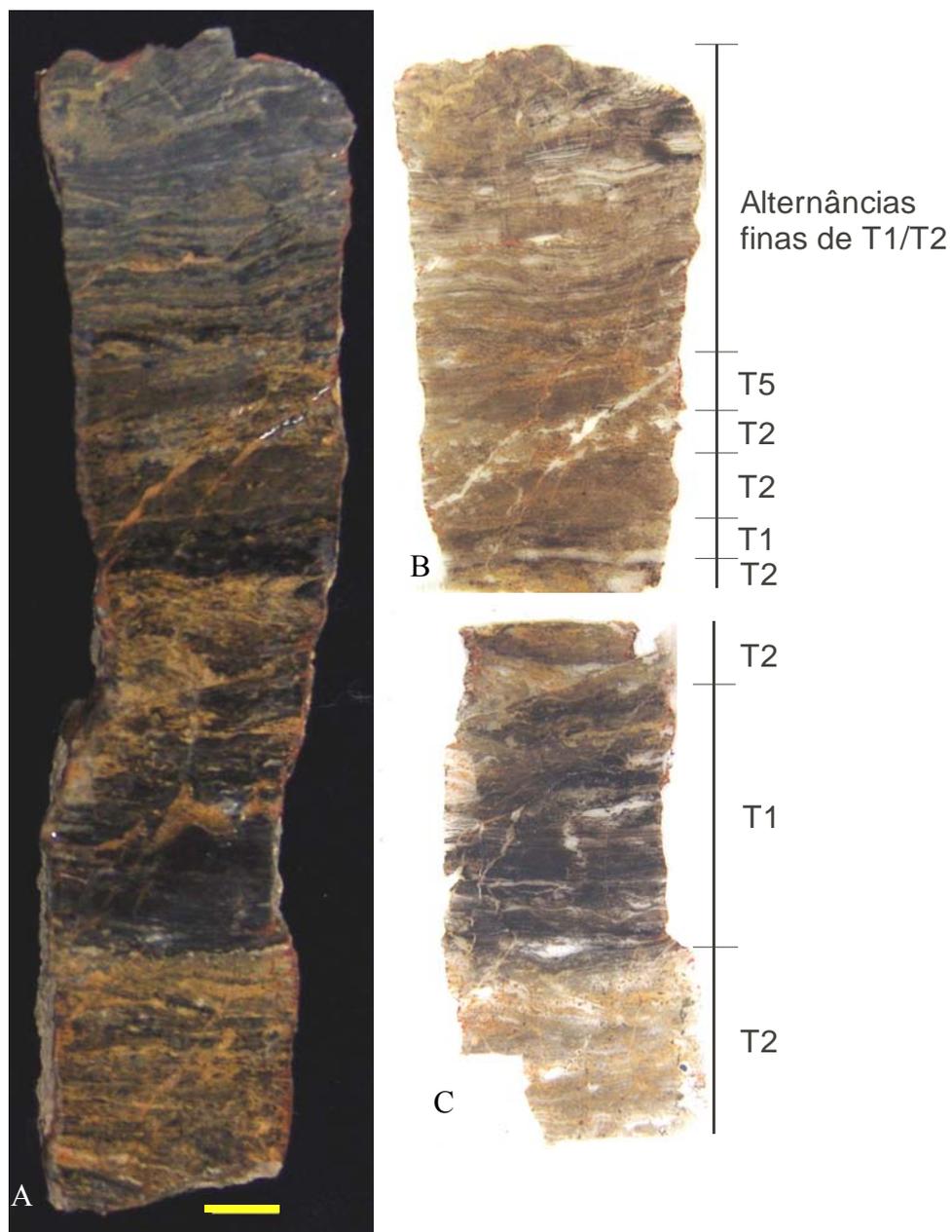


Figura 29. Sucessão de tramas na amostra GP/6E 210 (A) da camada de sílex da Formação Sete Lagoas, e nas lâminas petrográficas, GP/L-6E 92 (B) e GP/L-6E 93 (C). O topo da amostra (B) consiste de nove pares alternados de tramas T1 e T2. Escala: 1 cm.

Trama	Componentes Primários		Contato superior	Matriz de sílex	Assinaturas diagenéticas	Ocorrência de fósseis
	Biota	Minerais				
T1, Trama Orgânica Plana	Populações de <i>Siphonophycus</i>	Raros, dispersos	Ondulado ou plano	Macroquartzo, microquartzo e calcedônia.	Cristais secundários Fraturas e falhas Fenestras Superfícies de dissolução Pirita	Abundantes a comuns
	Comunidades de <i>Siphonophycus</i> -cf. <i>Biocatenoides</i> sp.			Microquartzo		
	Populações de <i>Eoentophysalis</i> ou <i>Myxococcoides</i>	Formam lentes				
T2, Trama Mista Plana	<i>Siphonophycus</i> e MOA, restritos a bolsões em meio a laminação suportada por cristais	Raros	Ondulado ou convoluto	Microquartzo. Macroquartzo e calcedônia raros.	Cristais secundários Fraturas e falhas Fenestras Pirita	Comuns
T3, Trama Orgânica Convoluta	<i>Siphonophycus</i> e MOA (matéria orgânica amorfa)	Raros	Ondulado ou convoluto	Macroquartzo, microquartzo e calcedônia.	Cristais secundários Fraturas e falhas Fenestras Pirita	Comuns a raros
T4, Trama Mista Convoluta	MOA e raras bainhas de <i>Siphonophycus</i>	Raros	Ondulado ou convoluto	Macroquartzo, microquartzo e calcedônia.	Cristais secundários Fraturas e falhas Fenestras Pirita	Raros
T5, Trama Inorgânica	ausentes	Moldes de cristais, cristais corroídos	Ondulado ou convoluto	Macroquartzo, microquartzo e calcedônia.	Cristais secundários Fenestras	Ausentes

Tabela 8. Características dos tipos de tramas das formações Jequitaiá, Sete Lagoas e do Grupo Paranoá.

Trama	Fm Jequitaiá (11 lâminas)			Fm Sete Lagoas (12 lâminas)			Grupo Paranoá (1 lâmina)		
	N	Esp Min	Esp Max	N	Esp Min	Esp Máx	N	Esp Min	Esp Máx
T1	17	<1	5	15	<1	12	1	-	15
T2	23	1	28	23	<1	28	0	-	-
T3	3	3	12	6	3	22	0	-	-
T4	3	10	15	4	5	25	0	-	-
T5	3	1,5	3	2	2	6	0	-	-
Total	49			50			1		

Tabela 9. Frequência dos tipos de tramas nas unidades estudadas. N: número de ocorrências; Esp Min: espessura mínima; Esp Máx: espessura máxima. Dados expressos em milímetros.

Fazendo-se a análise da ocorrência de cada subtipo de trama nas três unidades, têm-se os seguintes gráficos:

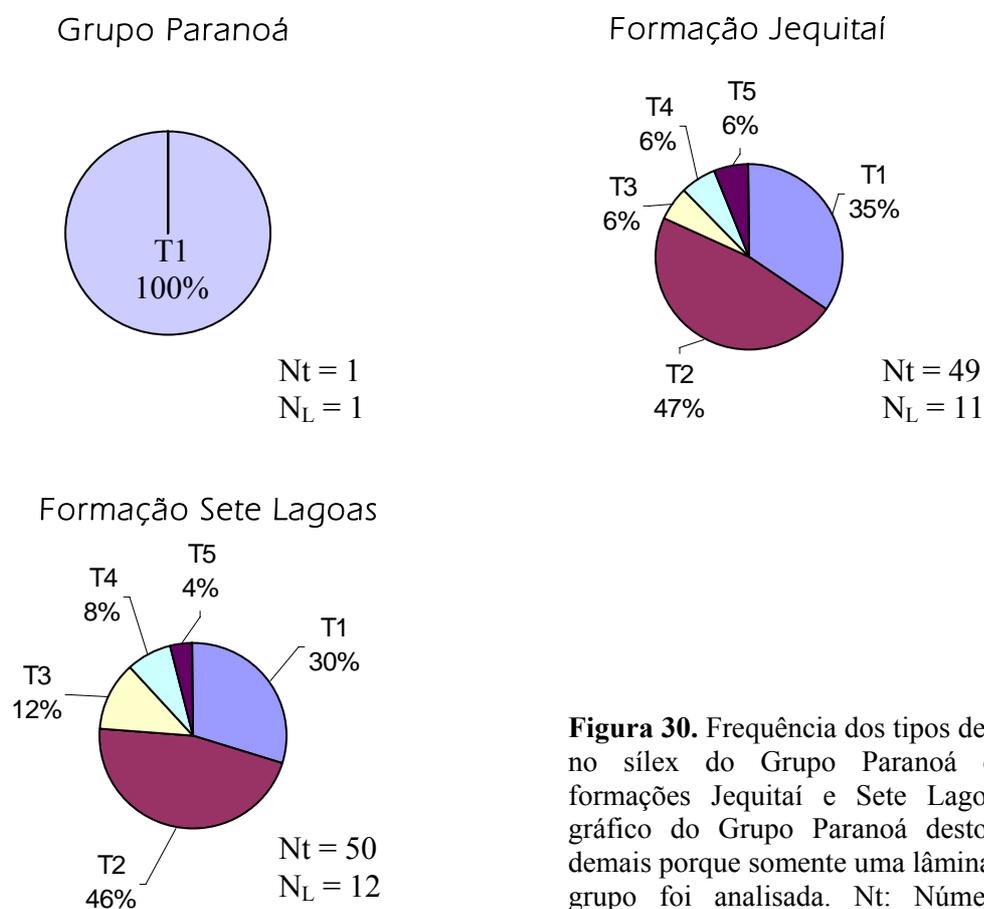


Figura 30. Frequência dos tipos de trama no sílex do Grupo Paranoá e das formações Jequitaiá e Sete Lagoas. O gráfico do Grupo Paranoá destoa dos demais porque somente uma lâmina deste grupo foi analisada. Nt: Número de tramas; NL = Número de lâminas.

Capítulo 5

Discussão

1. Paleobiota

A análise de 17 lâminas petrográficas de clastos de sílex da Formação Jequitai e 14 lâminas petrográficas da camada de sílex da Formação Sete Lagoas revelou biotas semelhantes no que diz respeito à sua composição, hábito de crescimento e preservação. O Grupo Paranoá, representado por uma lâmina petrográfica de esteiras microbianas silicificadas descobertas apenas na fase final da pesquisa, apresentou somente uma espécie, que também ocorre nas outras unidades com o mesmo hábito e preservação.

O desenvolvimento de laminações microbianas se deve principalmente ao crescimento de populações de *Siphonophycus*, *Eoentophysalis* e *Myxococcoides* e de comunidades de *Siphonophycus*-cf. *Biocatenoides*. Outros gêneros também ocorrem nas esteiras, mas não como formadores e sim como habitantes subordinados ou como formas parautóctones que decantaram da coluna da água ou foram transportadas para as esteiras e ali permaneceram.

As amostras das três unidades mostraram as mesmas duas tendências quanto à distribuição da biota nas lâminas. Onde populações de cianobactérias filamentosas representadas pelo gênero *Siphonophycus* são dominantes, microfósseis cocoides ou não ocorrem, ou são raros, representados por raras colônias de *Eosynechococcus*. Da mesma maneira, onde fósseis cocoides dominam, a ocorrência e distribuição de fósseis filamentosos, são muito limitadas.

A silicificação precoce preservou os microrganismos nas três unidades em estágios de decomposição variados. Com isso, é possível observar certa diversidade tafonômica dentro da mesma espécie e da comunidade. Com efeito, os fósseis nos seixos (Formação Jequitai), na camada de sílex (Formação Sete Lagoas) e nas lentes de sílex (Grupo Paranoá), diversidade de variantes tafonômicas (figuras 18 e 19) reflete diretamente na diversidade paleontológica, como já foi constatada em muitas localidades pré-cambrianas (Knoll & Golubic, 1979). Muitas vezes no passado, cada variante tafonômica foi classificada como uma espécie paleontológica, enquanto hoje já se admite que a degradação de uma única espécie pode passar por muitas formas distintas.

Também foi possível inferir relações ecológicas dentro das comunidades através dos padrões de distribuição, de associação e de morfologia de microfósseis nas esteiras. É o caso de *Archaeotrichion contortum* e das bactérias cocoides (Morfotipo 1), aos quais se atribuiu papel de decompositor de esteiras microbianas porque estão preservados preferencialmente porções de esteiras com MOA, invólucros muito degradados de cianobactérias e cf. *Biocatenoides* (tricomas cianobacterianos degradados). Outro aspecto ecológico observado foi a dominância de populações de *Siphonophycus* ou *Eoentophysalis*, ou de comunidades de *Siphonophycus* e cf. *Biocatenoides*.

Os táxons dos fósseis identificados nos microbialitos da Fazenda Funil já são conhecidos em outras unidades pré-cambrianas. Estes táxons, individualmente, têm baixo valor cronoestratigráfico, já que ocorrem desde o Mesoproterozoico e parecem com análogos modernos.

No registro da Fazenda Funil, não foi encontrado no presente trabalho nenhum microfóssil que pudesse ser atribuído ao grupo Acritarcha, nem nos folhelhos, nem no sílex, mesmo que Fairchild et al. (1996, figura 5h) tenham identificado microfósseis cocoides de parede fina e diâmetros entre 40 e 50 μm como cf. *Leiosphaeridia* sp. na Formação Sete Lagoas. É verdade que microfósseis cocoides com as mesmas características foram encontrados próximos a esteiras de *Myxococcoides* sp. e por esse motivo foram classificados como *Myxococcoides grandis* ou como invólucros de *Eoentophysalis* sp. A ausência de acritarcos associados às esteiras microbianas silicificadas pode ter causa ecológica, ou seja, as esteiras microbianas se formaram em ambiente marginal restrito, bentônico, de salinidade elevada, isolado da influência do mar aberto, *habitat* dos acritarcos.

Na região clássica da Formação Sete Lagoas, perto da cidade homônima, Hidalgo (2007) identificou nove táxons de acritarcos em folhelhos de águas profundas (fácies AF-5 de Vieira et al., 2007): *Cymatiosphaeroides* sp., *Cymatiosphaeroides kullingii*, *Símia* sp., *Spumosina rubiginosa*, *Trachyhystrichosphaera aimica*, *Trachyhystrichosphaera truncata*, *Trachyhystrichosphaera laminarium*, *Vandalosphaeridium* sp. e *Leiosphaeridia* sp. Para ela, esta assembleia se trata de restos do micoplâncton marinho de águas profundas de salinidade normal de idade pós-Sturtiana, quando este grupo se diversificou significativamente. Nove amostras de folhelhos da Fazenda Funil foram processadas e analisadas, mas todas eram estéreis, tanto em termos de cianobactérias quanto de acritarcos. A ausência de microfósseis

orgânicos neste litotipo pode ter uma explicação tafonômica, ou seja, a intensa deformação dos folhelhos e a alteração intempérica teriam destruído-os.

2. Significado paleoambiental das tramas

A comparação das tramas preservadas nos seixos da Formação Jequitaiá, na camada de sílex da Formação Sete Lagoas e no sílex do topo do Grupo Paranoá revelou aspectos do paleoambiente de deposição e da história diagenética de cada unidade. Duas classes de tramas foram então estabelecidas: as tramas não-perturbadas representadas pelas tramas orgânica planar, mista planar e inorgânica, e as tramas convolutas representadas pelas tramas orgânica convoluta e mista convoluta. A definição das tramas se baseou nas quantidades relativas de matéria orgânica e inorgânica junto com a geometria da laminação – plana ou convoluta – na qual ocorre. Assim definidas, estas tramas praticamente correspondem a fácies microscópicas, a não ser pelo fato de sua definição também levar em consideração aspectos diagenéticos da história das rochas em questão.

O processo diagenético mais importante que afetou estas rochas, a silicificação precoce dos sedimentos originais, parece ter sido essencialmente o mesmo nas três unidades, e, por isso, não serviu para diferenciar entre as tramas.

Um exame do padrão de alternância das tramas na camada de sílex da Formação Sete Lagoas (figura 29) sugere que, pelo menos neste caso, a distribuição do carbonato no sílex se deve muito mais a processos sinsedimentares do que à introdução diagenética. Isto é sugerido pela alternância das tramas T1 (orgânica planar) e T2 (mista planar) que domina a sucessão exemplificada em figura 29, com baixa frequência das outras tramas. Fica evidente, portanto, que o componente mais importante em toda esta pequena sucessão foi a matéria orgânica, produto das comunidades microbianas reunidas em esteiras. A alternância regular de quantidades consideráveis de carbonatos junto à matéria orgânica (T2) sugere uma alternância igualmente regular de condições deposicionais ou sinsedimentares favoráveis à acumulação deste carbonato. Não se esperaria tamanha regularidade na precipitação de carbonato nos sedimentos originais por processos diagenéticos. Pode-se argumentar, portanto, que as tramas petrográficas, se não correspondem exatamente a fácies microscópicas, pelo menos *simulam* diferenças reais na laminação original e, por esse motivo, podem fornecer informações úteis para hipóteses sobre a história sedimentar da sucessão de esteiras microbianas.

A Trama Orgânica Planar (T1) é constituída principalmente por componentes orgânicos, ou seja, por microfósseis cianobacterianos, com cristais dispersos ou agrupados em pequenas lentes. A silicificação precoce foi responsável pela boa preservação dos microfósseis. Com efeito, a matéria orgânica em decomposição ofereceu muitos sítios para a nucleação de cristais, que como não tinham muito espaço para crescer, formaram microquartzo (Bartley et al., 2000).

Atualmente, esteiras microbianas são formadas por comunidades de muitas espécies. Estas esteiras fornecem os únicos modelos atualísticos disponíveis para análise das esteiras pré-cambrianas, mesmo que haja grandes diferenças na composição entre as duas. Por exemplo, esteiras atuais incluem metazoários e algas pluricelulares, além das cianobactérias, e são sujeitos a vários tipos de bioturbação. Talvez a maior diferença seja a baixa diversidade de espécies nas esteiras fósseis, que pode resultar de um ou mais dos seguintes fatores:

1. Seria um artefato da classificação paleontológica, que se baseia na morfologia externa dos microrganismos, cuja fidelidade depende do grau de preservação do material. Na realidade pode ter havido esteiras com alta diversidade de espécies, porém em virtude da degradação, são eliminadas as nuances intracelulares, células dentro de bainhas e até de espécies inteiras mais frágeis. Como resultado, a variedade morfológica fica reduzida a um número pequeno de morfotipos representando várias espécies biológicas metabolicamente distintas. As poucas estruturas remanescentes se encaixam num número pequeno de táxons paleontológicos, aparentando baixa diversidade;
2. Existem esteiras cianobacterianas modernas monoespecíficas. É o caso das esteiras monoespecíficas de *Schizothrix* e *Phormidium* que ocorrem respectivamente em lagunas nas Bahamas e em estromatólitos de supra-maré de diversas partes das Bahamas e da costa da Flórida, nos EUA (Monty, 1976; Golubic & Focke, 1978; Turner et al., 2000). Estes gêneros liberam toxinas que impedem o crescimento de outros gêneros (Monty, 1976).

A Trama Orgânica Planar (T1) reflete o momento de pleno desenvolvimento da esteira, quando o aporte sedimentar era baixo e pouco variava de intensidade. Esta trama é composta principalmente por fósseis cocoides e filamentosos, com grãos e cristais dispersos ou em lentes irregulares subordinadas. Por analogia com esteiras modernas em Hamelin Pool (Shark Bay, Austrália), na Laguna Mormona (Baja

Califórnia, México), e em Great Salt Lake (EUA) e com base em outros estudos de sílex pré-cambriano, sabe-se que esteiras de fósseis cocoides tendem a se desenvolver em ambientes marinhos de supra-maré, em que a comunidade fica exposta a maior parte do tempo, e submersa por apenas algumas horas (Bartley et al., 2000). Neste ambiente a sedimentação e a taxa de acreção são muito baixas (Seong-Joo et al., 2000), o que é evidenciado em T1, a ponto de conferir ao conjunto aspecto orgânico maciço. Outra característica que evidencia ambiente de supramaré são estruturas mesoscópicas cônicas que lembram *tepees*, originadas pela alta taxa de evaporação.

No entanto, é preciso ressaltar a presença, nesta trama, de laminações finas e descontínuas de conjuntos de cristais de dolomita em agregados arredondados peculiares, de diferentes tamanhos, mas muito próximos ao tamanho dos microfósseis cocoides associados. Aliás, estes conjuntos ocorrem somente em tramas dominadas por fósseis cocoides. Acredita-se que se trata de um fenômeno, ainda não relatado no Pré-Cambriano, semelhante aos chamados *whitings*. Estudados, sobretudo nas Bahamas, *whitings* derivam seu nome do esbranquiçamento da água devido à alta precipitação de carbonato de cálcio, mediado pelo microplâncton. A superfície da célula destes seres moribundos, bem como matéria em degradação podem servir como sítio de precipitação do carbonato, resultando em estruturas cocoides, comumente entre 20 e 30 μm em diâmetro, que se depositam (Robbins & Blackwelder, 1992). Na trama T1, ocorreria um fenômeno parecido, que segue o mesmo princípio bioquímico, porém ocorre em ambientes mais rasos. Invólucros e células cocoides dos microfósseis *Eoentophysalis* sp. e *Myxococcoïdes* spp. que ocorrem nesta trama, teriam servido como moldes para precipitação do carbonato de cálcio quando o ambiente de supramaré ficasse saturado deste sal, a exemplo do microplâncton atual em águas mais abertas. Os agregados arredondados de dolomita têm, nas duas formações, diâmetro de 14 a 51 μm (n=54), com moda entre 21 e 25 μm , invólucros de *Eoentophysalis* sp. têm diâmetro máximo de 11 a 86 μm (n=248), com moda entre 21 e 25 μm e células de *Myxococcoïdes* spp. têm diâmetro máximo de 7 a 44 μm (n=239) e moda entre 16 e 20 e 21 e 25 μm (figura 31). Esta semelhança entre o tamanho dos invólucros, células e agregados de dolomita e moda, comum aos três, corrobora com a hipótese de que no ambiente onde as esteiras se desenvolviam, periodicamente a água ficava supersaturada em carbonato de cálcio, e um fenômeno semelhante ao *whiting* atual, ocorria nas esteiras.

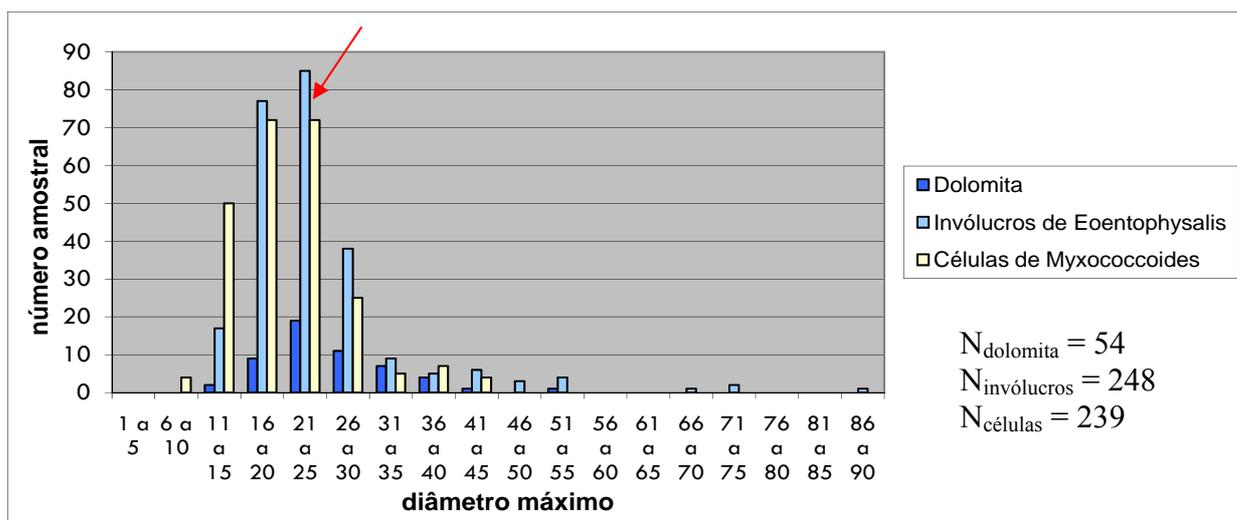


Figura 31. Histograma de comparação entre o diâmetro máximo de agregados arredondados de dolomita, invólucros de *Eoentophysalis* sp. e células de *Myxococcoides* spp., mostrando moda semelhante (seta) entre as três estruturas. Estes dados são coerentes com a idéia de que os microfósseis cocoides possam ter servido de molde para a precipitação de carbonato.

A trama T1 também pode ser formada por fósseis filamentosos, com raríssima participação de cocoides. Filamentos, principalmente *Siphonophycus* e cf. *Biocatenoides* ou *Siphonophycus* spp., especialmente as espécies *S. robustum* e *S. typicum*, dominam estas esteiras. Knoll et al. (1991) interpretaram estas duas espécies como tipicamente de ambientes de inter- a submaré, onde o substrato ainda não foi totalmente litificado (Bartley et al., 2000). Já *S. kestron*, o filamento de maior diâmetro e espessura de sua parede, espécie raro nas biotas da Fazenda Funil, é típica de água mais rasas, como os cocoides (figura 31). Isto está de acordo com dados modernos. Atualmente, esteiras cianobacterianas formadas por espécies filamentosas também habitam ambientes de submaré nas Bahamas, onde ficam mais à mercê do aporte sedimentar relacionado, sobretudo, às correntes de maré. Mudanças periódicas no aporte sedimentar neste ambiente determinam maior ou menor soterramento da esteira, o que explicaria a formação das tramas T2 (trama mista planar) e T5 (trama inorgânica). Não foram encontrados fósseis cocoides nestes tipos de trama. Quanto maior o suprimento de sedimento, no caso lama carbonática, mais limitado seria o crescimento das esteiras filamentosas. Em casos de fluxos mais intensos, a esteira seria soterrada, gerando a trama T5, composta apenas por grãos. Porém este tipo de trama é raro, o que permite inferir que durante a maior parte do tempo o ambiente permaneceu estável, alternando ciclicamente (ver figura 27) entre períodos de menor e maior aporte sedimentar.

Dessecação foi mais importante que tempestades no rompimento e fragmentação das esteiras microbianas na forma de intraclastos, como sugerido na figura 14k.

A julgar pela camada de sílex na Formação Sete Lagoas, a silicificação provavelmente se deu como um único evento pouco após o sepultamento e morte da última esteira na sucessão daquela camada. Quando o material carbonático associado às esteiras orgânicas, se já não era euédrico, encontrava-se em estágio de recristalização neomórfica e a matéria orgânica começava a se decompor, gerando parte das fenestras, espaços abertos e zonas de compactação incipientes, evidentes nas esteiras, que, por sua vez, foram permineralizadas por sílica que preservou os microfósseis e feições sedimentológicas sinsedimentares. A solução silicosa responsável pela silicificação também teria provocado a dissolução parcial de parte do carbonato, evidenciada pelos cristais corroídos e reliquias dentro do sílex. Ao mesmo tempo, outro tipo de carbonato, mais ferroano, provavelmente siderita, teria se precipitado em cristais euédricos no meio da massa silicosa em formação. Siderita se forma tipicamente ou numa fase diagenética de compactação precoce ou, como parece mais provável no sílex da Formação Sete Lagoas, num ambiente anóxico muito rico em matéria orgânica (Carpenter et al., 1988; Mozley & Burns, 1993; Mazzullo, 2000). A maioria dos diminutos cristais de pirita no sílex teria se formado ao mesmo tempo e sob as mesmas condições.

Após a morte das esteiras, uma sucessão de eventos diagenéticos ocorreu (figura 32). As esteiras foram precocemente permineralizadas com sílica, o que preservou os microfósseis e feições sedimentológicas sinsedimentares. As fenestras teriam se formado junto com a silicificação em virtude da percolação de fluido que levaram à dissolução do material ali presente. Estas fenestras teriam sido preenchidas pela mesma sílica que preservou os fósseis.

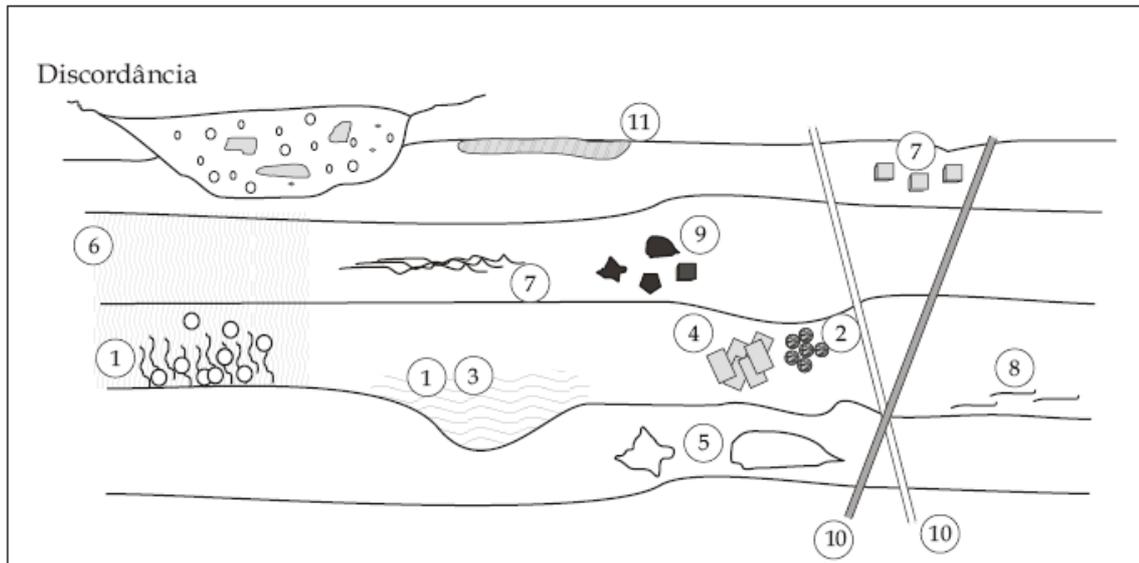
Mais tarde, com a ocorrência de eventos diagenéticos tardios, o carbonato teria sido substituído por dolomita. A fase de diagênese hipertardia é caracterizada pela introdução de material opaco nas tramas, cuja origem pode estar também na substituição da matéria orgânica em decomposição por óxidos. Em virtude do tectonismo atuante na região, formaram-se fraturas, algumas das quais preenchidas por material opaco ou sílica.

As tramas T3 e T4 são as correspondentes convolutas de T1 e T2. Este caráter se deve ao ambiente de formação destas tramas, e não tectônico. Se fosse esse o caso, a “perturbação” seria vista nas amostras de mão (mesoscopicamente) e no campo

(macroscopicamente). Como não é o caso, e ocorre somente no nível da trama, conclui-se então que esta característica está relacionada ao seu local de formação, provavelmente evaporítico, com formação de *tepees*. A evaporação poderia ‘perturbar’ a esteira, conferindo-lhe caráter convoluto. A hipótese de que o ambiente era árido é comprovado pela ocorrência de nódulo de evaporito na camada de sílex (ver figura 14J).

A porcentagem de cada trama nas formações Jequitaí e Sete Lagoas são muito parecidas umas com as outras. É possível notar que as duas formações são essencialmente formadas por tramas do tipo T2 (figura 30).

Conclui-se desta análise que o ambiente era, se não idêntico, muito semelhante durante a deposição das esteiras microbianas registradas no sílex do Grupo Paranoá e das formações Jequitaí e Sete Lagoas, já que as tramas são as mesmas nas três unidades. Além disso, os eventos diagenéticos ocorreram de modo praticamente idêntico nos três tipos de sílex, já que as feições diagenéticas são as mesmas. O esperado era que o Grupo Paranoá, por ser mais antigo, tivesse passado por mais eventos diagenéticos, além dos identificados nas outras duas unidades, porém isso não foi observado.



Componente	Fase		Diagênese precoce	Diagênese tardia	Diagênese hipertardia e tectônica	Recente
	Sinsedimentar					
	Fase Sedimentar	Fase Biobestratigráfica				
1	Esteira orgânica e sedimentos carbonáticos					
2	Carbonatos agregados (arredondados)					
3	Degradação da matéria orgânica					
4	Neomorfismo ou substituição (dolomita euédrica)					
5	Formação de vazios					
6	Silicificação diagenética					
7	Carbonato rômico (dolomita)					
8	Compactação					
9	Minerais opacos Pirita Pirrolusita					
10	Fraturas e veios com ou sem preenchimento (pirita, pirrolusita, sílica, carbonato)					
11	Alterações intempéricas					

Figura 32. Ordem de formação das estruturas sinsedimentares e diagenéticas precoces a tardias que afetaram as tramas nas três unidades sedimentares estudadas.

3. Comparação do sílex das três unidades sedimentares da Fazenda Funil

A comparação das amostras de sílex microfossilífero provenientes da cobertura sedimentar da Fazenda Funil revelou mais semelhanças do que diferenças entre as três unidades. As semelhanças ocorrem tanto em nível mesoscópico como em nível microscópico, no que diz respeito aos aspectos diagenéticos e paleobiológicos.

Primeiro, o aspecto mesoscópico (amostras de mão) do sílex das três unidades é muito semelhante (figura 3). São muito semelhantes em sua cor cinza escura a preta, na laminação fina, estratiforme, com predominância das lâminas contínuas sobre as rompidas, intraclásticas ou convolutas, e até nas cores de alteração e na espessura considerável das esteiras nos maiores clastos no diamictito (em comparação com fragmentos naturais da camada de sílex observados nas encostas). Curiosamente, o sílex microfossilífero descoberto *in situ* no Grupo Paranoá apenas no segundo semestre de 2009, e o candidato mais lógico de ser a fonte dos clastos no diamictito, é menos semelhante aos clastos, em nível mesoscópico, do que o sílex da Formação Sete Lagoas. O sílex do Paranoá coletado do bloco na figura 15c é pouco espesso e tem cor mais clara em superfícies frescas e cinza mais claro quando alterado. Seu aspecto laminado, no entanto, é semelhante ao das outras duas formações.

Em nível microscópico, as semelhanças entre as três unidades continuam muito fortes, por exemplo, em relação à paleobiota e aos aspectos ecológicos e preservacionais. Apesar de apenas uma lâmina do sílex do Grupo Paranoá ter sido examinada em detalhe, foi possível observar que tanto a paleobiota quanto os componentes minerais e as estruturas diagenéticas são praticamente os mesmos observados no sílex das formações Jequitai e Sete Lagoas. No que diz respeito aos microfósseis, *Eoentophysalis* sp. é o único táxon comum às três unidades. Seu modo de ocorrência em densas populações que formam esteiras e o estilo de preservação, ou seja, invólucros parcialmente compactados pelo denso empacotamento e algumas unidades celulares, são idênticos nas três unidades (figuras 25a, 26d e 27a).

Já as paleobiotas dos clastos da Formação Jequitai e da camada da Formação Sete Lagoas são praticamente as mesmas, tanto do ponto de vista da composição como da preservação. Diferem, no entanto, em dois aspectos, considerados pouco significativos: o primeiro é a presença do tricoma *Veteronostocale amoenum* apenas em uma amostra (GP/6E 211) da Formação Sete Lagoas. A outra diferença é em relação à ocorrência de *Paleolyngbya catenata* na Formação Sete Lagoas. Como apenas um exemplar incompleto foi encontrado, conclui-se que este táxon deve ter sido raro e, por

isso, não foi observado no sílex da Formação Jequitai. Os outros dez táxons identificados neste trabalho são comuns às duas formações.

Quanto aos dez aspectos diagenéticos identificados, nove deles (tabela 5) são comuns às três unidades, apenas os microestilólitos são exclusivos da Formação Sete Lagoas. Estilólitos costumam indicar dissolução de rochas calcárias sob pressão litoestática, quanto maior a carga, maior o efeito de dissolução. Dada a escala microscópica dos estilólitos no sílex da Formação Sete Lagoas e das superfícies planares de dissolução observadas em outras amostras, conclui-se que tanto a dissolução como a silicificação ocorreram em baixa profundidade e cedo na diagênese. Portanto, não se considera a presença dos microestilólitos significativa na comparação das unidades.

O que sobressai desta discussão é a grande semelhança não entre o sílex do Grupo Paranoá e os clastos silicosos da Formação Jequitai, como era esperado, mas entre os clastos e a camada de sílex da formação sobrejacente. O resultado de nossa investigação nos leva, portanto, a concluir que o sílex microfossilífero da Formação Jequitai teve a mesma origem do sílex da camada supostamente da Formação Sete Lagoas.

4. Reconsideração das relações estratigráficas do sílex na Fazenda Funil

A conclusão de que o sílex microfossilífero dos clastos na Formação Jequitai pode ser o mesmo da camada contínua de sílex até agora atribuído à Formação Sete Lagoas levanta questões estratigráficas, paleobiológicas e tectônicas muito sérias que exigem esclarecimento. É necessário rever as três hipóteses que foram levantadas inicialmente para explicar a origem dos seixos e outra que surgiu durante o trabalho de campo feito em agosto de 2009:

1) Poderiam os seixos de sílex microfossilífero na Formação Jequitai serem nada mais do que blocos que rolaram do nível de sílex na Formação Sete Lagoas e ficaram encravados nos diamictitos? Afinal, observa-se muitos fragmentos soltos provenientes da camada de sílex na superfície, parcialmente encravados no solo e sofrendo rastejo no regolito (figura 14e). O diamictito sustenta uma vegetação rala e está exposto nas encostas da rede de drenagem, justamente por onde o gado da fazenda, na busca de água, pode ter passado. Em dias de chuva, o gado poderia ter pisoteado blocos, afundando-os no diamictito úmido.

2) Os seixos de sílex teriam vindo de estratos do Grupo Paranoá, subjacente ao nível do diamictito, não expostos ou ainda não reconhecidos na Fazenda Funil? A origem destes seixos poderia ser glacial (erosiva) ou tectônica. Sua semelhança com a camada de sílex na Formação Sete Lagoas seria mera coincidência.

3) A camada de sílex da Formação Sete Lagoas seria a fonte dos seixos da Formação Jequitai? Seixos e sedimentos naquilo que tem sido identificado como a Formação Jequitai na Fazenda Funil poderiam representar uma brecha tectônica formada como consequência do tectonismo Brasileiro atuante na borda oeste do Cráton do São Francisco, e sem relação com qualquer glaciação.

4) A camada de sílex, atualmente atribuída à Formação Sete Lagoas seria, na verdade, parte do Grupo Paranoá e os seixos do diamictito da Formação Jequitai teriam vindo desta camada. O posicionamento atual entre as supostas unidades em questão – Grupo Paranoá e Formação Sete Lagoas – não seria estratigráfico, mas tectônica, e representativa de uma série de lascas embaralhadas, fora de ordem estratigráfica.

Três observações de campo contrariam a hipótese de que os seixos seriam clastos rolados e encravados no diamictito: i) Há duas camadas maciças de diamictito, uma de clastos bem menores (topo) do que na outra (na base). Blocos pisoteados seriam distribuídos aleatoriamente em todo o diamictito, que não é o caso; ii) Clastos de sílex ocorrem inteiramente encobertos dentro do diamictito. Os vazios deixados no diamictito pelo intemperismo de clastos menos resistentes são prova de que não houve erosão e ressedimentação da matriz do diamictito em torno de clastos pisoteados; iii) mas a evidência mais contundente contrária a esta hipótese é o fato de que o plano de foliação fracamente desenvolvida no diamictito continua com a mesma orientação através dos clastos. Estas evidências indicam claramente que os clastos de sílex e o diamictito se depositaram ao mesmo tempo.

Poderia o diamictito ser de origem tectônica, uma espécie de brecha gerada pelo tritramento de camadas do Grupo Paranoá e/ou da Formação Sete Lagoas? A pergunta é pertinente, pois se observou uma brecha desse tipo (figura 15e) cimentada por quartzo branco e associada ao traço da grande falha que corta a Fazenda Funil (figura 10a). Mas, de novo, as observações não apóiam esta hipótese. A diferenciação do diamictito em duas camadas maciças, uma de clastos mais grossos e outra de clastos menores, mais a variedade litológica dos clastos (quartzito, arcóseo, margas, sílex, arenito, carbonato, etc.) favorecem uma origem sedimentar para a rocha. A Formação Jequitai carece, ainda, de qualquer evidência de tritramento interno, como, por exemplo,

fragmentos de rocha com padrão de peças de quebra-cabeça, planos de falha, zonas de cisalhamento, ou cimento de quartzo hidrotermal. Logo, conclui-se pela natureza sedimentar dos diamictitos da Formação Jequitaiá.

Como fica o quadro estratigráfico apresentado nesta dissertação frente às características virtualmente idênticas do sílex dos clastos na Formação Jequitaiá e da camada na Formação Sete Lagoas? Obviamente, uma camada depositada posteriormente ao diamictito não pode ser a fonte de clastos depositados junto a ele. A explicação mais simples talvez fosse que a aparente sucessão normal das unidades na Fazenda Funil está errada e que a sucessão Jequitaiá–Sete Lagoas está invertida. A “Sete Lagoas” em contato com a Jequitaiá pertenceria, de fato, ao Grupo Paranoá. Há de se lembrar, porém, que os estromatólitos e estruturas sedimentares evidentes nos carbonatos na metade superior da unidade mapeada como Sete Lagoas estão todas em posição normal. Aliás, a análise de topo e base dos níveis de intraclastos dentro da camada de sílex sugere que a camada de sílex esteja em posição normal.

Uma segunda possibilidade leva em conta o notório ultraconservadorismo morfológico das cianobactérias ao longo do tempo geológico (a hipobraditelia de Schopf, 1995). Assim, a camada de sílex na Formação Sete Lagoas teria se formado sob as mesmas condições físicas, químicas e sedimentológicas que outra camada dentro do Grupo Paranoá (e que a nossa pesquisa não localizou na Fazenda Funil), fornecedora dos clastos. Por isso, as esteiras apresentariam os mesmos morfotipos de microfósseis e a mesma organização das esteiras. Não é um quadro impossível, mas também não pode ser considerada uma opção muito provável, pois o ambiente e a cronologia da diagênese teriam de se repetir também após longo período de tempo e mudanças geológicas significativas. Afinal, o ambiente tectono-sedimentar da margem passiva do Grupo Paranoá teria cedido lugar para a iniciação da bacia de antepaís do Grupo Bambuí, mas não antes de ter passado supostamente por uma das mais intensas glaciações registradas na Terra, o *Snowball Earth*, responsável pela Formação Jequitaiá.

Mesmo que a extrema lentidão da evolução das cianobactérias permita a hipótese de que camadas iguais em tempos diferentes, a questão da diferença de idade entre os grupos Bambuí e Paranoá não pode ser ignorada. Pesquisas recentes de datação de zircões detríticos nos grupos Bambuí e Paranoá, baseadas na espectrometria de massa com fonte de plasma acoplada a uma sonda a laser (LAM-ICPMS), demonstraram que os zircões detríticos no Grupo Bambuí datam principalmente do período entre ca. 650 e 600 Ma (Pimentel et al. 2009), sugerindo, fortemente, que a

idade do grupo seja ediacarana e não criogeniana, como é comumente adotada. Para o Grupo Paranoá, todos os zircões detríticos datam de 900 Ma ou mais, coerente com a idade que se esperava. Este estudo indica, portanto, que os dois grupos podem diferir em idade por até 250 Ma.

Evidentemente, a camada de sílex da Formação Sete Lagoas na Fazenda Funil não pode ser datada diretamente. O único recurso para estabelecer uma idade aproximada é o seu conteúdo fossilífero. Embora os microfósseis neste sílex sejam de microrganismos procariontes que, individualmente, tem baixo valor cronoestratigráfico, o *conjunto* da paleobiota pode ajudar a esclarecer sua idade.

De acordo com Knoll & Sergeev (1995), assembleias formadas por cianobactérias, em especial as dominadas por *Eoentophysalis* e *Siphonophycus*, com abundância de tricomas e ausência de acritarcos são típicos do Mesoproterozoico. Contudo essas assembleias podem ser encontradas ainda na fase inicial do Neoproterozoico (Kah & Knoll, 1996). No Neoproterozoico não houve estase na evolução biológica como proposto por Schopf (1995), ocorrendo o contrário, ou seja, mudanças ambientais e evolutivas que levaram a mudanças ecológicas e tafonômicas, responsável pela diferenciação em termos gerais, na composição das paleobiotas após a parte inicial do Neoproterozoico.

A paleobiota da camada de sílex da Fazenda Funil apresenta todas as características típicas da transição Meso-Neoproterozoico: inclui colônias maciças de *Eoentophysalis* e *Siphonophycus*, tricomas são comuns e acritarcos não foram observados. Esta semelhança ao registro de microfósseis da transição Meso-Neoproterozoico na China, Rússia, Canadá, Índia e Sibéria, que também contêm densas colônias de *Eoentophysalis*, *Siphonophycus* e exemplares de *Myxococcoides*, *Gloeodiniopsis*, *Rugosopsis*, *Veteronostocale*, *Paleolyngbya*, *Oscillatoriopsis* e *Biocatenoides* (i.e. Hofmann & Grotzinger, 1985; Kumar & Srivastava, 1995; Sergeev et al., 1997; Seong-Joo & Golubic, 1999; Sharma & Sergeev, 2004), mais os dados de Pimentel e colaboradores (2009), apontando para uma idade de até 900 Ma para o Grupo Paranoá, são coerentes com a idéia de que a camada de sílex na Formação “Sete Lagoas” seria bem mais velha que a idade admitida para o Grupo Bambuí.

A tectônica oferece uma explicação para a confusão estratigráfica na Fazenda Funil. A poucas centenas de metros, passa uma das principais falhas da região, e em toda a área investigada nota-se forte lineamento entre NNW e NW das feições tectônicas da fazenda: a foliação no diamictito e nos folhelhos, os planos axiais das

dobras parasíticas e da dobra evidente na figura 15c, e a orientação da crista formada pelo quartzo depositado em drusas ao longo da charneira desta dobra, bem como a direção das dobras e falhas evidentes regionalmente (figura 10a). Vale ressaltar, também, que os folhelhos e os ritmitos da Formação Sete Lagoas (figura 14e) foram prensados e deformados plasticamente entre as rochas mais competentes. O padrão amendoado ou sigmoide das fraturas nos folhelhos (figura 14d) é sugestivo de deslocamentos intraformacionais. Por fim, é importante observar que o contato, supostamente sedimentar, entre as formações Jequitaí e Sete Lagoas se dá entre o diamictito e ora folhelhos (figura 15a), ora margas ou dolomitos róseos (figura 15b). Entretanto, ocorrem clastos de margas muito parecidas dentro do diamictito, e o dolomito róseo, um possível candidato a capa carbonática da glaciação sturtiana, também guarda semelhança com os dolomitos preservados no bloco dobrado de figura 15c. Estas considerações sugerem que a camada de sílex microfossífero faz parte de um mosaico de lascas tectônicas embaralhadas em torno dos contatos do diamictito com os grupos Bambuí e Paranoá.

É, portanto, aceitável que a camada date do início do Neoproterozoico e que então faça parte do Grupo Paranoá (hipótese 3). Ela representa uma lasca tectônica dentro do Grupo Bambuí, originada durante a Orogenia Brasileira. Os seixos da Formação Jequitaí foram erodidos desta camada supostamente durante a glaciação Sturtiana, embora feições glaciais, tal como seixos facetados e estriados, não tenham sido identificadas e a presença de uma capa carbonática ainda não foi demonstrada na Fazenda Funil.

Capítulo 6

Conclusões

As paleobiotas do Grupo Paranoá, da Formação Jequitaí e da camada antes mapeada como parte da Formação Sete Lagoas são muito semelhantes, caracterizadas por microfósseis simples, sobretudo por cianobactérias formadoras de esteiras, especificamente várias espécies de bainhas filamentosas atribuídas ao gênero *Siphonophycus* e cocoides dos gêneros *Myxococoides* e *Eoentophysalis*, além de outros táxons habitantes destas esteiras. Isto demonstra que microfósseis cianobacterianos, mesmo com sua morfologia simples, são ferramentas importantes na compreensão do ambiente pretérito e, portanto, no estudo de unidades pré-cambrianas.

No que diz respeito aos componentes inorgânicos, as unidades também são muito semelhantes, apresentando as mesmas características da laminação e da diagênese.

Baseado nisso, pode-se concluir que a camada contínua de esteiras silicificadas foi depositada como parte do Grupo Paranoá. Isto ocorreu em uma extensa planície de inter a supramaré sob clima quente sujeito a períodos de alta evaporação, onde o crescimento cianobacteriano dominava sobre o acúmulo de sedimentos carbonáticos finos. Periodicamente, as esteiras eram sujeitas a dessecação, gerando intraclastos pouco retrabalhados. Estas características sugerem que este ambiente era muito calmo e afastado da zona de inframaré e pouco suscetível à ação de ondas e de tempestades.

A origem dos seixos na Formação Jequitaí foi a partir da camada de sílex originalmente atribuída à Formação Sete Lagoas, mas aqui reinterpretada como do Grupo Paranoá. A camada de sílex foi erodida supostamente durante a glaciação Sturtiana, com base em dados quimioestratigráficos obtidos ao norte de Bezerra e interpretações sedimentológicas e estratigráficas emprestadas da área-tipo e afloramentos correlatos espalhados pelo Centro-Oeste.

O estudo das tramas do sílex da Fazenda Funil levantou questões importantes sobre a estratigrafia, paleobiologia, tectônica e o clima atuante na região durante o Proterozoico. Por exemplo, na Fazenda Funil, não observou-se evidências conclusivas da origem glacial do dolomito, o que poderá ser suprido através de análises isotópicas de carbono comparativas entre a suposta capa carbonática com o dolomito atribuído ao

Grupo Paranoá. Valores negativos seriam coerentes com o modelo paleoclimático glacial estabelecido para outras capas carbonáticas sturtianas.

Outra questão levantada, que abre portas para estudos futuros, é relação entre as tramas do sílex e ciclicidade. Este tipo de estudo pode revelar muito a respeito da sazonalidade e seus reflexos na dinâmica ecológica que ocorria no Proterozoico.

Referências Bibliográficas

- Alkmim, F.F. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B.B. (org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, 2004. p.17-35.*
- Alkmim, F.F.; Marshak, S.; Fonseca, M.A. 2001. Assembling West Gondwana in Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, 29(4): 319-322.
- Allen, P.A.; Hoffman, P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, 433: 123-127.
- Allen, P.A.; Etienne, J.L. 2008. Sedimentary challenge to *Snowball Earth*. *Nature Geoscience*, 1: 817-825.
- Alvarenga, C.J.S.; Giustina, M.E.S.D.; Silva, N.G.C.; Santos, R.V.; Gioia, S.M.C.L.; Guimarães, E. M.; Dardenne, M.A.; Sial, A. N.; Ferreira, V.P. 2007a. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré- e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano), na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (4-suplemento): 147-155.
- Alvarenga, C.J.S.; Figueiredo, M.F.; Babinski, M.; Pinho, F.E.C. 2007b. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 236–241.
- Antunes, R.L.; Melo, J.H.G. Micropaleontologia e Estratigrafia de Sequências. *In: Ribeiro, H.J.P.S. (org). Estratigrafia de Sequências: fundamentos e aplicações. Porto Alegre: Editora Unisinos, 2001. p.137-217.*
- Babinski, M. 1993. Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco. Tese de Doutorado, Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares. 133 p.
- Babinski, M.; Van Schmus, W.R.; Chemale Jr., F. 1999. Pb–Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. *Chemical Geology*, 160: 175-199.
- Babinski, M.; Kaufman, A.J. 2003. First direct dating of a neoproterozoic post-glacial cap carbonate. IV South American Symposium on Isotope Geology, abstracts, 1: 321-323.
- Bartley, J.K. 1996. Actualistic taphonomy of cyanobacteria: implications for the Precambrian fossil record. *Palaios*, 11(6): 571-586.

- Bartley, J.K.; Knoll, A.H.; Grotzinger, J.P.; Sergeev, V.N. Lithification and fabric genesis in precipitated stromatolites and associated peritidal carbonates, Mesoproterozoic Billyakh Group, Siberia. *In: Grotzinger, J.P.; James, N.P. (edit). Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian world. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2000. Special Publication 67. p. 59-73.*
- Bathurst, R.G.C. Carbonate Sediments and their Diagenesis. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1975. Developments in Sedimentology. 122 ed. 658 pp.
- Bertrand-Sarfati, J. An attempt to classify Late Precambrian stromatolite microstructures. *In: Walter, M.R. (ed). Stromatolites. Netherlands: Elsevier, 1976. Developments in Sedimentology 20. p.251-259.*
- Boggiani, P.C.; Ferreira, V.P.; Sial, A.N.; Babinski, M.; Trindade, R.I.F.; Aceñolaza, G.; Toselli, A.J., Parada, M.A. 2003. IV South American Symposium on Isotope Geology, abstracts, 1: 324-327.
- Brito Neves, B.B. 2003. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências, 33(1-suplemento): 77-88.*
- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C.; Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes, 22(3): 155-166.*
- Buchwaldt, R., Toulkeridis, T., Babinski, M., Santos, R., Noce, C.M., Martins Neto, M.; Hercos, C.M. 1999. Age determination and age related provenance analysis of the proterozoic glaciation event in central eastern Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology, 2: 387-390.*
- Butterfield, N.J.; Knoll, A.H.; Swett, K. 1994. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen. *Fossil Strata, 34: 84 pp.*
- Campos Neto, M.C. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana. *In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. Tectonic Evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000.*
- Canfield, D.E.; Poulton, S.W.; Narbonne, G.M. 2007. Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life. *Science, 315: 92-94.*
- Carpenter, S. J.; Erickson, J. M.; Lohmann, K. C.; Owen, M. R. 1988. Diagenesis of fossiliferous concretions from the Upper Cretaceous Fox Hills Formation, North Dakota. *Journal of Sedimentary Petrology, 58: 706-723.*
- Cassedane, J.P. 1965. Découverte d'algue dans le calcaire de Bambuí (État de Minas Gerais, Brésil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 37: 79-81.*
- Cassedane, J.P. 1968. Description du biostrome et *Collenia* de la mine de Vazante (MG). *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40(2): 215-225.*

- Cloud, P.; Dardenne, M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brasil. Geological Society of America Bulletin, 84: 1673-1676.
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; D'Agrella-Filho, M.S. 2003. From Rodinia to Gondwana: A Review of the Available Evidence from South America. Gondwana Research, 6(2): 275-283.
- Corsetti, F.A.; Olcott, A.N.; Bakermans, C. 2006. The biotic response to Neoproterozoic *snowball Earth*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 232: 114–130.
- Cukrov, N.; Alvarenga, C.J.S.; Uhlein, A. 2005. Litofácies da glaciação neoproterozóica nas porções sul do Cráton do São Francisco: exemplos de Jequitaiá (MG) e Cristalina (GO). Revista Brasileira de Geociências, 35(1): 69-76.
- D'Agrella-Filho, M.S.; Babinski, M.; Trindade, R.I.F.; Van Schmus, W.R.; Ernesto, M. 2000. Simultaneous remagnetization and U–Pb isotope resetting in Neoproterozoic carbonates of the São Francisco Craton, Brazil. Precambrian Research, 99: 179-196.
- Dalziel, I.W.D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. GSA Bulletin, 109(1): 16-42.
- Danderfer, A.; Dardenne, M.A. 2002. Tectonoestratigrafia da Bacia Espinhaço na porção centro-norte do Cráton do São Francisco: registro de uma evolução poliistórica descontínua. Revista Brasileira de Geociências, 32(4): 449-460.
- Dardenne, M.A. 1972. Os recifes algais da região de Vazante (MG), Brasil. XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Pará, Boletim de Resumos, 1: 247-248.
- Dardenne, M.A. The Brasília Fold Belt. *In*: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000. p. 231-263.
- Demico, R.V.; Hardie, L.A. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. Tulsa: Society of Sedimentary Geology, 1994. atlas series 1. 265 pp.
- Fairchild, T.R.; Dardenne, M.A. 1978. First report of well-preserved Precambrian microfossils in Brazil (Paraopeba Formation, Bambuí Group, near Brasília). Boletim IG, 9: 62-68.
- Fairchild, T.R.; Subacius, S.M.R.; Karmann, I. 1980. A silicified stromatolitic microflora from the Late Precambrian of West-Central Brazil and its implications for Proterozoic biostratigraphy. Boletim IG, 11: 33-40.
- Fairchild, T.R.; Schopf, J.W.; Shen-Miller, J.; Guimarães, E.M.; Edwards, M.D.; Langstein, A.; Li, X.; Pabst, M.; Melo-Filho, L.S. 1996. Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil. Precambrian Research, 80: 125-152.

- Faria, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança – Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado (resumo). Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- Fike, D.A.; Grotzinger, J.P.; Pratt, L.M.; Summons, R.E. 2006. Oxidation of Ediacara ocean. *Nature*, 444: 744-747.
- Flügel, E. Carbonate diagenesis. *In*: Flügel, E. Microfacies analysis of limestones. Berlin: Springer-Verlag, 1982. p. 92-94.
- Fuck, R.A.; Brito Neves, B.B.; Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia descendants in South América. *Precambrian Research*, 160: 108-126.
- Golovenoc, V. K.; Belova, M. Y. 1984. Riphean Microbiotas in Cherts of the Billyakh Group on the Anabar Uplift. *Palaeontologicheskij Zhurnal*, 4: 20–30.
- Golubic, S.; Hofmann, H.J. 1976. Comparison of Holocene and Mid-Precambrian Entophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation. *Journal of Paleontology*, 50(6): 1074-1082.
- Golubic, S.; Focke, J.W. 1978. *Phormidium Hendersonii* Howe: Identity and significance of a modern stromatolite building microorganism. *Journal of Sedimentary Research*, 48: 751-764.
- Halverson, G.P.; Hoffman, P.F.; Schrag, D.P.; Maloof, A.C.; Rice, A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, 117(9-10): 1181-1207.
- Hermann, T.N. Nakhodki massovykh skopleniy trikhomov v rifee. *In*: B.V. Timofeev (ed.). *Mikrofitofossilii Proterozoya i Rannego Paleozoya*. Leningrad: Nauka, 1974. p. 6-10. [em russo].
- Hidalgo, R. L. L. Vida após as glaciações globais neoproterozóicas: um estudo microfossífero de capas carbonáticas dos Crátos do São Francisco e Amazônico. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado. 195 pp.
- Hoffman, P.F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the *Snowball Earth*. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1): 17-33.
- Hoffman, P.F.; Kaufman, A.J.; Halverson, G.P. 1998a. Comings and goings of global glaciations on a neoproterozoic tropical platform in Namibia. *GSA Today*, 8(5): 1-9.
- Hoffman, P.F.; Kaufman, A.J.; Halverson, G.P.; Schrag, D.P. 1998b. A Neoproterozoic *Snowball Earth*. *Science*, 281: 1342-1346.
- Hoffman, P.F.; Schrag, D.P. 1999. *The Snowball Earth*. Disponível em: http://www-eps.harvard.edu/people/faculty/hoffman/snowball_paper.html

- Hoffman, P.F.; Li, Z.X. 2009. A paleogeographic context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277(3-4): 158-172.
- Hofmann, H.J. 1975. Stratiform Precambrian stromatolites, Belcher Islands, Canada: relations between silicified microfossils and microstructure. *American Journal of Science*, 275: 1121-1132.
- Hofmann, H.J. 1976. Precambrian microflora, Belcher Islands, Canada: significance and systematics. *Journal of Paleontology*, 50(6): 1040-1073.
- Hofmann, H.J.; Grotzinger, J.P. 1985. Shelf-facies microbiotas from the Odjick and Rocknest formations (Epworth Group; 1.89 Ga), northwestern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 1781-1792.
- Horodyski, R. J.; Haar, S.V. 1975. Recent calcareous stromatolites from Laguna Mormona (Baja California) Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45 (4): 894-906.
- Horodyski, R.J.; Donaldson, J.A. 1980. Microfossils from the middle Proterozoic Dismal Lakes Group, Arctic Canada. *Precambrian Research*, 11(2): 125-159.
- Hubbard, J.A.E.B. 1972. Stromatolitic fabric: a petrographic model. 24 th IGC, section 7, p. 380-396.
- Hyde, W.T.; Crowley, T.J.; Baum, S.K.; Peltier, W.R. 2000. Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, 405: 425-429.
- Isotta, C.A.L.; Rocha-Campos, A. C.; Yoshida, R. 1969. Striated pavement of the upper Pre-Cambrian glaciation in Brazil. *Nature*, 222: 466-468.
- Iyer, S.S.; Babinski, M.; Krouse, H.R.; Chemale Jr, F. 1995. Highly ¹³C-enriched carbonate and organic matter in the neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research*, 73: 271-282.
- Kah, L.C.; Knoll, A.H. 1996. Microbenthic distribution of Proterozoic tidal flats: environmental and taphonomic considerations. *Geology*, 24 (1): 79-82.
- Kaufman, A.J.; Knoll, A.H.; Narnonne, G. M. 1997. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 94: 6600-6605.
- Kirschvink, J.L. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the *Snowball Earth*. In: *The Proterozoic Biosphere*. Schopf, J. W.; Klein, C. (eds.) New York: Cambridge Univ. Press, 1992. pp. 51-52.
- Knoll, A.H. 1982. Microfossils from the late Precambrian Draken Conglomerate, NY Friesland, Svalbard. *Journal of Paleontology*, 56 (3): 755-790.
- Knoll, A.H. Archean and Proterozoic paleontology. In: Jansonius, J.; McGregor, D.C. (eds). *Palynology: Principles and Applications*. Tulsa: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1996.vol. I. p. 51-80.

- Knoll, A.H.; Golubic, S. 1979. Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite. *Precambrian Research*, 10(1-2): 115-151.
- Knoll, A.H.; Swett, K.; Mark, J. 1991. Paleobiology of a neoproterozoic tidal flat/lagoonal complex: the Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen. *Journal of Paleontology*, 65(4): 531-570.
- Knoll, A.H.; Walter, M.R. 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, 356: 673-678.
- Knoll, A.H.; Sergeev, V.N. 1995. Taphonomic and evolutionary changes across the Mesoproterozoic/Neoproterozoic transition. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 195: 289-302.
- Komárec, J. Coccolid and colonial cyanobacteria. *In: Wehr, J.D.; Sheath, R.G. (eds). Freshwater algae of North America – ecology and classification. EUA: Academic Press, 2003. Aquatic ecology series. p. 59-116.*
- Kumar, S.; Srivastava, P. 1995. Microfossils from the Kheinjua Formation, Mesoproterozoic Semri Group, Newari area, central India. *Precambrian Research*, 74: 91-117.
- Lanoil, B.; Skidmore, M.; Priscu, J.C.; Han, S.; Foo, W.; Vogel, S.W.; Tulaczyk, S.; Engelhardt, H. 2009. Bacteria beneath the West Antarctic ice sheet. *Environmental Microbiology*, 11(3): 609-615.
- Martins Neto, M.A.; Gomes, N.S.; Hercos, C.M.; Reis, L.A. 1999. Fácies glaciocontinentais (outwash plain) na megassequência Macaúbas (Serra da Água Fria/MG) e seu contexto tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 179-188.
- Martins Neto, M.A.; Pedrosa Soares, A.C.; Lima, S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 141/142: 343-370.
- Martins Neto, M.A.; Alkmim, F.F. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. *In: Pinto, C.P.; Martins Neto, M.A. Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 2001.*
- Mazzullo, S. J. 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments: *Journal of Sedimentary Research*, 70: 10-23.
- Meert, J.G.; Lieberman, B.S. 2008. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran–Cambrian radiation. *Gondwana Research*, 14: 5-21.

- Mendelson, C.V.; Schopf, J.W. 1982. Proterozoic microfossils from the Sukhaya Tunguska, Shorikha, and Yudoma Formations of Siberian Platform, USSR. *Journal of Paleontology*, 56(1): 42-83.
- Misi, A.; Kaufman, A.J.; Veizer, J.; Powis, K.; Azmy, K.; Boggiani, P.C.; Gaucher, C.; Teixeira, J.B.G.; Sanches, A.L.; Iyer, S.S.S. 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology*, 237: 143-167.
- Moczyłowska, M. 2008. New records of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Research*, 167: 71-92.
- Monty, C.L.V. The origin and development of cryptalgal fabrics. *In*: Walter, M.R. (ed). *Stromatolites*. Netherlands: Elsevier, 1976. *Developments in Sedimentology* 20. p. 193-249.
- Mozley, P. S.; Burns, S. J. 1993. Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: an overview: *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 73-83.
- Narbonne, G. M. 2005. The Ediacara Biota: Neoproterozoic Origins of Animals and their Ecosystems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33: 421–42.
- Nogueira, A. C. R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. São Paulo, pp. 173.
- Nogueira, A.C.R. 2009. Capa carbonática neoproterozoica no sudoeste do Cráton Amazônico. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico, Cuiabá, Resumos, 1: 69.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Fairchild, T.R., 2003. Soft-sediment deformation at the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): conformation of rapid icehouse to greenhouse transition in *snowball Earth*. *Geology* 31: 613–616.
- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C.; Sial, A.N.; Moura, C.A.V.; Trindade, R.I.F.; Fairchild, T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, 237: 168-190.
- Oehler, J.H. 1976. Experimental studies in Precambrian paleontology: structural and chemical changes in blue-green algae during simulated fossilization in synthetic chert. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 117-129.
- Olcott, A.N.; Sessions, A.L.; Corsetti, F.A.; Kaufman, A.J.; Oliveira, T.F. 2005. Biomarker evidence for photosynthesis during Neoproterozoic glaciation. *Science*, 310: 471-474.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Jost, H.; Ferreira, F.; Araújo, S.M. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. *In*: Cordani, U.G.; Milani, E.J.;

- Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000. p. 195-229.
- Pimentel, M.M.; Dardenne, M.A.; Fuck, R.A.; Viana, M.G.; Junges, S.L.; Fischel, D.P.; Seer, H.J.; Dantas, E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 571-585.
- Pimentel, M.M.; Rodrigues, J.B.; Giustina, M.E.S.D.; Junges, S.L. 2009. Evolução Geológica da Faixa Brasília com base em dados de proveniência de sedimentos detríticos usando LAM-ICPMS. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Programa de resumos: 31.
- Ribeiro, H.J.P.S. Apresentação e objetivos do livro. *In: Ribeiro, H.J.P.S. Estratigrafia de Sequências – fundamentos e aplicações*. Rio Grande do Sul: Editora Unisinos, 2001. p. 3-8.
- Ridgwell, A.J.; Kennedy, M.J.; Caldeira, K. 2003. Carbonate deposition, climate stability, and Neoproterozoic ice ages. *Science*, 302:859-862.
- Robbins, L. L.; Blackwelder, P. L. 1992. Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: A biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism. *Geology*, 20: 464-468.
- Rohde, R.A.; Price, P.B. 2007. Diffusion-controlled metabolism for long-term survival of single isolated microorganisms trapped within ice crystals. *PNAS*, 104(42): 16592–16597.
- Romero, G.R.; Fairchild, T.R.; Petri, S.; Nogueira, A.C.R. 2009. Estromatólitos do Grupo Araras: evidências biogênicas pós-glaciação neoproterozoica no sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico, Cuiabá, Resumos, 1: 73.
- Santos, R.V.; Alvarenga, C.J.S.; Babinski, M.; Ramos, M.L.S.; Cukrov, N.; Fonseca, M.A.; Sial, A.N.; Dardenne, M.A.; Noce, C.M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 27-39.
- Schopf, J.W. 1968. Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia. *Journal of Paleontology*, 42(3): 651-688.
- Schopf, J.W. 1976. Are the oldest ‘fossils’, fossils?. *Origins of life and evolution of the biosphere*, 7: 19-36.
- Schopf, J.W. 1991. Collapse of the Late Proterozoic ecosystem. *South African Journal of Geology*, 94(1): 33-43.
- Schopf, J.W. Proterozoic prokaryotes: affinities, geologic distribution and evolutionary trends. *In: Schopf, J.W.; Klein, C. (eds). The Proterozoic biosphere: a*

- multidisciplinary study. New York : Cambridge University Press, 1992a. p, 195-218.
- Schopf, J.W. Major events in the history of life. Boston : Jones and Bartlett Publishers, 1992b. 190 pp.
- Schopf, J.W. 1995. Ritmo e modo da evolução microbiana pré-cambriana. *Estudos Avançados*, 23: 195-216.
- Schopf, J.W.; Blacic, J.M. 1971. New microorganisms from the Bitter Springs Formation (Late Precambrian) of the North-Central Amadeus Basin, Australia. *Journal of Paleontology*, 45(6): 925-961.
- Schopf, J.W.; Klein, C. The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study. New York: Cambridge University Press, 1992.
- Seong-Joo, L.; Golubic, S. 1999. Microfossil populations in the context of syndimentary micrite deposition and acicular carbonate precipitation: Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation, China. *Precambrian Research*, 96 (3-4): 183-208.
- Seong-Joo, L.; Browne, K.M.; Golubic, S. On stromatolite lamination. *In: Riding, R.E.; Awramik, S.M. Microbial Sediments*. Berlin: Springer, 2000. p.16-24.
- Sergeev, V.N. Precambrian microfossils in chert: their paleobiology, classification and biostratigraphic usefulness. Moscow: Russian Academy of Sciences, 2006.
- Sergeev, V.N.; Knoll, A.H.; Petrov, P.Yu. 1997. Paleobiology of the Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition: the Sukhaya Tunguska Formation, Turukhansk Uplift, Siberia. *Precambrian Research*, 85: 201-239.
- Sharma, M.; Sergeev, V.N. 2004. Genesis of carbonate precipitate patterns and associated microfossils in Mesoproterozoic formations of India and Russia – a comparative study. *Precambrian Research*, 134 (3-4): 317-347.
- Simonetti, C.; Fairchild, T.R. 1989. Paleobiologia de uma nova microflórula silicificada do Grupo Bambuí (Proterozoico Superior), da região de Unaí, MG. *Boletim IG-USP*, 7: 1-25.
- Simonetti, C.; Fairchild, T.R. 2000. Proterozoic microfossils from subsurface siliciclastic rocks of the São Francisco Craton, south-central Brazil. *Precambrian Research*, 103: 1-29.
- Sommer, F.W. 1971. Microfósseis do Calcário Bambuí, de Pedro Leopoldo, Estado de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43: 135-139.
- Subacius, S.M.R.; Fairchild, T.R. 1986. Allochthonous organic matter in late Proterozoic stromatolites (*Stratifera* f.) from Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 58: 243-248.

- Turner, E.C.; James, N.P.; Narbonne, G.M. 2000. Taphonomic control on microstructure in Early Neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites. *Palaios*, 15: 87-111.
- Uhlein, A.; Trompette, R.R.; Alvarenga, C.J.S. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitaí-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 435-451.
- Uhlein, A.; Alvarenga, C.J.S.; Trompette, R.R.; Dupont, H.S.J.B.; Egydio-Silva, M.; Cukrov, N.; Lima, O.N.B. Glaciação neoproterozoica sobre o Cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B.B. (org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, 2004. p.539-553.*
- Valeriano, C.M.; Dardenne, M.A.; Fonseca, M.A.; Simões, L.S.A.; Seer, H.J. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B.B. (org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, 2004. p.575-592.*
- Vieira, L.C.; Trindade, R.I.F.; Nogueira, A.C.R.; Ader, M. 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *C R Geoscience*, 339: 240-258.
- Weil, A.B.; Van der Voo, R.; Mac Niocaill, C.; Meert, J.G. 1998. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 154: 13-24.
- Xiao, S., Zhang, Y. & Knoll, A. H. 1998. Three-dimensional preservation of algae and animal embryos in a Neoproterozoic phosphorite. *Nature*, 391: 553–558.
- Xiao, S. & Knoll, A. H. 2000. Phosphatized animal embryos from the Neoproterozoic Doushantuo Formation at Weng'an, Guizhou, South China. *Journal of Paleontology*, 74: 767–788.
- Yin, L.; Zhu, M.; Knoll, A.H.; Yuan, X.; Zhang, J.; Hu, J. 2007. Doushantuo embryos preserved inside diapause egg cysts. *Nature*, 446: 661-663.

Apêndice

Apêndice 1 - Relação das amostras e lâminas analisadas nesta pesquisa.

Unidade Litoestratigráfica	Número de campo		Número de tombo na coleção científica do LPS-IGC/USP*	
	Amostra	Lâmina	Amostra GP/6E	Lâmina GP/L-6E
<i>Grupo Paranoá</i>	20	20C	197	70
<i>Formação Jequitai</i>	1(23.5.94)1	1(23.5.94)1A	198	73
	1(23.5.94)3	1(23.5.94)3A	199	74
		1(23.5.94)3B		75
	1(23.5.94)4	1(23.5.94)4A	200	76
		1(23.5.94)4B		77
	12.11.94/6	12.11.94/6A	201	78
	12.11.94/7	12.11.94/7A	202	79
	12.11.94/10	12.11.94/10A	203	80
		12.11.94/10B		81
	13.11.94/2	13.11.94/2A	204	82
		13.11.94/2B		83
		13.11.94/2C		84
	FF-9	FF-9	205	85
	FF-10	FF-10A	206	86
		FF-10B		87
	24	24A	207	88
24B		89		
<i>Formação Sete Lagoas</i>	1(23.5.94)6	1(23.5.94)6B	208	90
	1(23.5.94)8	1(23.5.94)8	209	91
	12.11.94/11	12.11.94/11A	210	92
		12.11.94/11B		93
	13.11.94/7	13.11.94/7A	211	94
		13.11.94/7B		95
	FF-1	FF-1B-A	212	96
		FF-1B-B		97
		FF-1T-A		98
		FF-1T-B		99
	FF-2	FF-2	213	100
	2003/3	2003/3	214	101
2003/5	2003/5	215	103	
6	6D	216	102	
Total:	20	32		

* Laboratório de Paleontologia Sistemática – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.