

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE PETROGRÁFICA DE PRESERVAÇÃO DIFERENCIAL EM
ROCHAS SEDIMENTARES PRECOCEMENTE SILICIFICADAS**

Lucas Fernando Ferreira

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2013 / 35)

SÃO PAULO
2013

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer ao meu orientador, o Professor Thomas Rich Fairchild, por ter confiado em mim e me dado a chance de fazer uma iniciação científica, que veio a se tornar um Trabalho de Formatura. Obrigado a todas as ideias, críticas (e quantas críticas!) e correções ao longo deste 1 ano e meio. Obrigado por ter me dado a oportunidade de estudar algo que eu só via em documentários. Enfim, acredito que me tornei um aluno muito melhor ao seguir os seus conselhos professor, obrigado.

Agradeço aos meus amigos e colegas do Laboratório de Estudos Paleobiológicos, em especial a Luana Morais que tanto me ajudou com as fotos e pranchas, e o Victor Badaró, cujos palpites e correções foram cruciais para o desenvolvimento da monografia.

Também não poderia esquecer dos funcionários do IGc USP, me recebendo com paciência e (quase nunca) com sorriso, mas sempre muito atenciosos: Henrique (gráfica), Dona Teresinha (cantina), Dona Sandra (Biblioteca), Angélica (Laboratório de Óptica), as faxineiras e os seguranças.

Aos meus familiares que nunca me deixaram baixar minha cabeça nos momentos difíceis, tanto acadêmicos como pessoais. Obrigado por terem me criado com tanto amor. Agradeço ao meu pai Sidney, à minha mãe Deolinda, à minha avó Aucília, ao meu avô João, ao meu irmão Victor, à minha irmã Fernanda e à minha tão amada e inesquecível tia e madrinha Maria de Fátima (Tetê). Do fundo do meu coração, vou dar meu máximo para deixá-los orgulhosos.

Quando criança, ouvi, diversas vezes, que você faz poucos amigos durante a sua vida. No entanto, nesses cinco anos de USP, conheci pessoas incríveis que me fizeram desacreditar dessa ideia. Quero agradecer aos meus amigos de banco pelas infinitas risadas e pela melhor forma de procrastinação: Spock (Danilo), Bolovo (Gustavo).

Aos amigos Jigsaw (Gabriel) e Cher (Julio), por me darem o melhor trabalho de campo da graduação. Ao Carla (Pedro) e Unissex (Mauri) pela incrível companhia e ajuda. Ao Jow (Vitor Lucas), à Cenourinha (Natasha) e ao Lara (Thiago) pela zuação insaciável.

Também gostaria de agradecer aos professores do Instituto de Geociência, que me fizeram aprender que a geologia é uma ciência incrível e que para tentar entendê-la, não posso (e nem quero) parar de estudar.

Por fim, obrigado à Universidade de São Paulo e ao Instituto de Geociências, que me forneceram o suporte necessário para que este Trabalho de Formatura fosse concluído.

Obrigado.

*“O cientista não é o homem que
fornece as verdadeiras respostas;
é quem faz as verdadeiras perguntas”.*
(Claude Lévi-Strauss)

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| RESUMO, | 5 |
| ABSTRACT, | 6 |
| 1. INTRODUÇÃO, | 7 |
| 2. OBJETIVOS, | 8 |
| 3. GEOLOGIA REGIONAL, | 9 |
| 3.1.1 Contexto geológico da Bacia Amadeus, | 9 |
| 3.1.2 Contexto geológico da Formação Bitter Springs, | 11 |
| 3.2.1 Contexto geológico do Cinturão de Adelaide, | 13 |
| 3.2.2 Contexto geológico da Formação Skillogalee, | 14 |
| 3.3.1 Contexto geológico da Bacia do Paraná, | 15 |
| 3.3.2 Contexto geológico do Grupo Passa Dois, | 18 |
| 4. SILICIFICAÇÃO E FORMAÇÃO DE SILEXITOS, | 22 |
| 4.1 Informações gerais, | 22 |
| 4.2 Componentes petrográficos, | 22 |
| 4.3 Condições de formação da sílica ao longo do tempo, | 23 |
| 4.4 Solubilidade da sílica, | 25 |
| 4.5 Processos e ambientes de silicificação, | 27 |
| 4.6 Reações de transformação de sílica autógena, | 31 |
| 5. MATERIAIS E MÉTODOS, | 34 |
| 6. ATIVIDADE DE CAMPO, | 36 |
| 6.1 Localidade 1, | 36 |
| 6.2 Localidade 2, | 40 |
| 6.3 Análise e interpretação, | 42 |
| 7. RESULTADOS, | 44 |
| 7.1 Formação Bitter Springs, | 45 |
| 7.2 Formação Skillogalee, | 49 |
| 7.3 Formação Irati, | 52 |
| 7.4 Formação Teresina, | 56 |
| 7.5 Preservação diferencial, | 59 |
| 8. DISCUSSÃO, | 65 |
| 9. CONCLUSÃO, | 71 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS, | 73 |

RESUMO

Silexites constituem uma das principais fontes de informação paleobiológica sobre as biosferas précambriana e fanerozoica, dada pela excelente preservação de microrganismos orgânicos (no início da diagênese) e pela resistência a alterações físico-químicas subsequentes. A silicificação e eventual preservação do conteúdo orgânico podem ocorrer por 1) permineralização, onde os fluidos preenchem a porosidade dos tecidos celulares orgânicos (ossos, caules, etc); e embevecem a matéria orgânica amorfa concentrada em esteiras microbianas ou em sedimentos orgânicos, e 2) substituição, onde os minerais carbonáticos são substituídos por sílica. A análise petrográfica de carbonatos e folhelhos silicificados de unidades neoproterozoicas (formações Skillogalee e Bitter Springs, Austrália) e fanerozoicas (formações Irati e Teresina) mostrou padrões similares na textura dos silexites fossilíferos, que consistem de microquartzo substituindo a matriz e permineralizando a matéria orgânica amorfa e os microfósseis, bem como de calcedônia e megaquartzo precipitados em espaços abertos, tais como cavidades de dissolução, fraturas e poros. Nas rochas neoproterozoicas, a silicificação preservou muito bem a estrutura e conteúdo orgânico de estromatólitos estratiformes (Formação Bitter Springs) a colunares (Formação Skillogalee), sendo possível observar microfósseis bentônicos formadores das esteiras estromatólíticas e também raros acritarcos planctônicos. Nos exemplos permianos, observam-se grãos de pólen bissacados, células de cianobactérias (Formação Irati), oncoides, estromatólitos, restos de peixe e micrófilos de licófita (Formação Teresina). A constatação da precocidade dos processos de silicificação no material estudado é fundamentada essencialmente na qualidade da preservação morfológica dos microfósseis, na quantidade de matéria orgânica bem preservada e nas estruturas sedimentares bem definidas. No mais, a preservação diferencial destas lâminas se dá principalmente pela diferença na porosidade original da rocha ou do componente orgânico, onde os elementos mais porosos foram mais bem silicificados e, conseqüentemente, tiveram as estruturas sedimentares e os microfósseis melhor preservados.

Palavras-chave: silicificação precoce; fossilização; microbialitos; microfósseis; Neoproterozoico da Austrália; Permiano do Brasil.

ABSTRACT

Cherts constitute one of the major sources of paleobiologic information about the Precambrian and Phanerozoic biospheres, due to its excellent preservation of organic microorganisms (during early diagenesis) and resistance to subsequent physical and chemical alterations. Silicification and eventual preservation of organic material can occur by 1) permineralization, when fluids fill the porous of organic tissues (bones, stems, etc); and/or saturate the organic matter concentrated in microbial mats or organic sediments, and 2) substitution of carbonate minerals by silica. Petrographic analysis of silicified carbonates and shales of Neoproterozoic (Skillogalee and Bitter Springs formations, Australia) and Phanerozoic (Irati and Teresina formations) units containing preserved organic matter and associated microfossils revealed similar patterns in mineral textures in the fossiliferous chert, which consist of microquartz crystals replacing the matrix and permineralizing the amorphous organic matter and its associated microfossils, with chalcedony and megaquartz in open spaces, such as dissolution cavities, fractures and empty pores. In Neoproterozoic rocks, the silicification preserved the structure and organic content of stratiform (Bitter Springs Formation) and columnar (Skillogalee Formation) stromatolites, including benthic microfossils representative of the mat-forming microorganisms and also rare planktonic acritarchs. In the Permian examples, bissaccate pollen grains, coccoid cyanobacteria cells (Irati Formation), oncoids, stromatolites, microphyllous lycophyte leaves and skeletal remains of fish were observed (Teresina Formation). The confirmation of the precocity of the silicification processes in the studied material is based primarily on the quality of the morphological preservation of the microfossils, on the amount of well-preserved amorphous organic matter and sedimentary structures. Furthermore, the differential preservation of the analyzed samples is mainly due to the original rock or organic component porosity, where the most porous elements are more silicified, hence, its sedimentary structures and microfossils are better preserved.

Keywords: early silicification; fossilization; microbialites; microfossils; Neoproterozoic of Australia; Permian of Brazil.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho de formatura tem como foco a análise petrográfica de rochas sedimentares precocemente silicificadas referentes às formações Skillogalee e Bitter Springs (Neoproterozoico, Austrália), bem como às formações Irati e Teresina (Permiano, Brasil). Nas unidades neoproterozoicas, os exemplares são basicamente estromatólitos com microfósseis cocoidais e filamentosos. Já as permianas constituem-se de folhelhos e rochas carbonáticas ricas em grãos de pólen, células de bactérias, além de fragmentos vegetais, restos esqueléticos de peixes e espículas de esponja.

Após a sedimentação, características originais correspondentes à estrutura sedimentar, arranjo dos minerais, composição química e morfologia dos elementos biológicos (como microbialitos e suas tramas associadas, restos vegetais, restos esqueléticos e matéria orgânica amorfa) podem ser alteradas por fatores diagenéticos (autigênese, compactação) ou pós-diagenéticos (reações de oxidação, lixiviação dos elementos mais leves, pedogênese) (Knoll & Golubic, 1979).

Desta forma, a silicificação precoce, que se dá logo no início da diagênese, funciona como uma barreira a esses eventos, preservando informações e evidências cruciais para interpretações de cunho sedimentológico e paleontológico (Calça & Fairchild, 2012). Os mecanismos de silicificação, e eventual preservação do conteúdo orgânico, ocorrem por 1) permineralização, onde os fluidos preenchem a porosidade dos tecidos celulares orgânicos (ossos, caules, etc) e embevecem a matéria orgânica amorfa concentrada em esteiras microbianas ou em sedimentos orgânicos, e 2) substituição, onde os minerais carbonáticos originais são substituídos por sílica.

Estes processos se dão em uma série de cenários, tais como vulcanismo submarino, fluidos hidrotermais, formação de duricrostas, lagos alcalinos e dissolução de carapaças silicosas de diatomáceas, radiolários e espículas de esponja em ambientes aquáticos (Hesse, 1989; Tucker, 2001). Nesta monografia, são levados em conta os mecanismos de silicificação relacionados à sílica de origem hidrotermal nas rochas neoproterozoicas (Siever, 1991; Maliva *et al.*, 2005) e à sílica gerada por dissolução de microrganismos de carapaça opalina no caso das rochas permianas (Hesse, 1988).

2. OBJETIVOS

Como produto deste trabalho, pretende-se avaliar o grau de preservação da morfologia da matéria orgânica e dos microfósseis, através de análises petrográficas das porções mais e menos bem silicificadas referentes às unidades estratigráficas em questão.

Em resumo, a seguinte pesquisa se dispõe a:

- a) Caracterizar petrograficamente rochas carbonáticas e folhelhos silicificados das formações Skillogalee, Bitter Springs, Irati e Teresina com base no padrão de silicificação (distribuição, forma e tamanho dos cristais de sílica);
- b) Avaliar a preservação de texturas, estruturas primárias (laminação sedimentar, trama da rocha original) e a qualidade de preservação dos microfósseis e da matéria orgânica amorfa;
- c) Documentar, por meio de fotomicrografias, os aspectos diagenéticos da silicificação, tais como morfologia e textura dos fósseis, cavidades preenchidas por sílica granular e fibrosa, feições geradas por compactação, presença de minerais diagnósticos do potencial de oxi-redução do paleoambiente;
- d) Interpretar os dados obtidos entre o material estudado e a literatura.

3. GEOLOGIA REGIONAL

A estruturação deste tópico segue a geocronologia das formações estudadas. As primeiras unidades a serem descritas são as formações Bitter Springs e Skillogalee do Neoproterozoico, seguidas pelas formações Irati e Teresina, do Permiano.

3.1.1 Contexto geológico da Bacia Amadeus

Segundo a revisão de Edgoose (2012), a Bacia Amadeus ocupa boa parte da região centro-norte da Austrália (Northern Territory), estendendo-se 800 km no sentido E-W e 300 km no sentido N-S, com área total de 170.000 km² (Figura 1). Recobre o embasamento paleo-mesoproterozoico da Província Musgrave e Região de Arunta, e é recoberta pelos sedimentos das bacias Pedirka e Canning do Paleozoico e Eromanga do Mesozoico.

É uma bacia sedimentar intracratônica originada entre o Neoproterozoico e o Devoniano-Carbonífero, cuja formação relaciona-se a eventos extensionais da Superbacia Centraliana (Neoproterozoico), no contexto do desmantelamento do Supercontinente Rodinia. Este evento distensivo fez com que inicialmente sedimentos de natureza vulcânica e siliciclástica fossem depositados.

Subsequentemente, houve um evento de subsidência térmica que possibilitou a deposição de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos associados a evaporitos. Esta deposição foi então interrompida por um evento erosivo, sendo os depósitos posteriormente recobertos por sedimentos associados às glaciações do Meso- e Neocriogeniano. No fim do Neoproterozoico, a deposição voltaria a ser marcada pela sedimentação siliciclástica e carbonática.

Na passagem do Neoproterozoico-Cambriano, uma série de eventos distensivos relacionados à Orogenia Petermann (580-540 Ma) fez com que sedimentos fluviais e marinhos fossem depositados na porção sudoeste da bacia, acarretando em um encurtamento significativo de grandes estruturas relacionadas tanto ao embasamento quanto a rochas neoproterozoicas (Edgoose, 2012).

No fim do Cambriano, a Orogenia Delameriana também provocou mudanças na sedimentação como a predominância de sedimentos siliciclásticos, que se estendeu até o Ordoviciano Médio. A fase final de deposição da Bacia Amadeus é marcada por rochas siliciclásticas marinhas rasas, fluviais e eólicas inseridas em um contexto sinorogênico relacionada à Orogenia Alice Springs (450-300 Ma) do Neo-Devoniano ao Eo-Carbonífero.

São identificadas quatro supersequências na Bacia Amadeus: 1) Eo-Mesocriogeniana, 2) Meso-Neocriogeniana, 3) Neocriogeniana-Eoediacarana e 4) Eoediacarana-Eocambriana (Figura 2), das quais somente a primeira é de relevância para este trabalho. A Supersequência

1 compreende camadas de areia depositadas em ambientes de intermaré e fluviais (quartzitos Heavtree e Dean), seguido por camadas grossas de rochas carbonáticas, evaporíticas e siliciclásticas finas (Formação Bitter Springs e Camadas Pinyinna, equivalente metamórfico da primeira). Os quartzitos Heavtree e Dean foram depositados em ambientes de alta energia, no máximo, há 1050-1000 Ma (Idade de zircões detríticos, Zhao *et al.*, 1992 *apud* Edgoose, 2012).

A Formação Bitter Springs engloba três membros (Gillen, Loves Creek e Johnnys Creek) que consistem de carbonatos dolomíticos, dololutitos, doloarenitos, calciarenitos, siltitos, arenitos, evaporitos e rochas vulcânicas basálticas intercaladas na sucessão. Análises geocronológicas de rochas ígneas indicaram que a idade desta formação corresponde a cerca de 820 Ma (Edgoose, 2012).

A Supersequência 2 compreende as formações Areyonga e Aralka, com unidades estratigraficamente correlatas ao sul (Camadas Inindia) e a oeste (Formação Boord), depositada em um intervalo próximo à Glaciação Sturtiana (700-690 Ma). A Formação Areyonga é caracterizada principalmente por tilitos, com intercalação de finas camadas de arenitos, conglomerados, folhelhos e dolomitos. Já a Formação Arelka é formada basicamente por siltitos e folhelhos, com níveis carbonáticos por vezes pisolíticos e estromatolíticos. Por fim, as Camadas Inindia incluem pacotes grossos de arenito com níveis de silexito, jaspilito, tilito e dolomito, enquanto a Formação Boord inclui dois pacotes de sedimentos glaciais.

A Supersequência 3 envolve as formações Olympic, Pertatataka, Julie e Pioneer, relacionando-se à Glaciação Elatina (650-635 Ma). A Formação Olympic apresenta 190 metros de espessura e é marcada por lentes de arenito, diamictitos, folhelhos e dolomitos. A Formação Pioneer consiste de arenitos médios a grossos ricos em feldspato, com estratificação cruzada e rochas carbonáticas com nódulos de silexito no topo. A seção tipo da Formação Pertatataka tem 350 metros de espessura, composta por siltitos, folhelhos, arenitos silicificados, estruturas heterolíticas do tipo *flaser* e laminação cruzada. Por último, na Formação Julie, são encontradas principalmente rochas carbonáticas, arenitos e siltitos.

A Supersequência 4 é marcada pela Orogenia Petermann (580-540 Ma), na qual, de acordo com Edgoose *et al.* (2004), pode-se reconhecer três fases de deformação, sendo que as fases mais jovens envolvem tanto rochas do embasamento como sedimentares. Durante este evento, a bacia sofreu modificações significativas em seu arcabouço estrutural que acabaram por afetar o aporte sedimentar em certos domínios, como por exemplo, as regiões da Sub-bacia Carmichael e a Planície Missionary, as quais receberam, respectivamente, 2800 e 1500 metros de sedimentos (Ambrose, 2006). Estratigraficamente, esta supersequência é representada pelo Grupo Pertaoorrtta, cuja heterogeneidade lateral é extremamente complexa, com uma imensa representatividade de unidades, as quais indicam as mudanças faciológicas na paleogeografia.

Basicamente, o Grupo Pertaoorrtá é formado por rochas carbonáticas a leste e siliciclásticas a oeste. A unidade de maior destaque inserida neste grupo é o Arenito Arumbera, formado principalmente por pacotes ricos em icnofósseis correspondentes à Fauna de Ediacara.

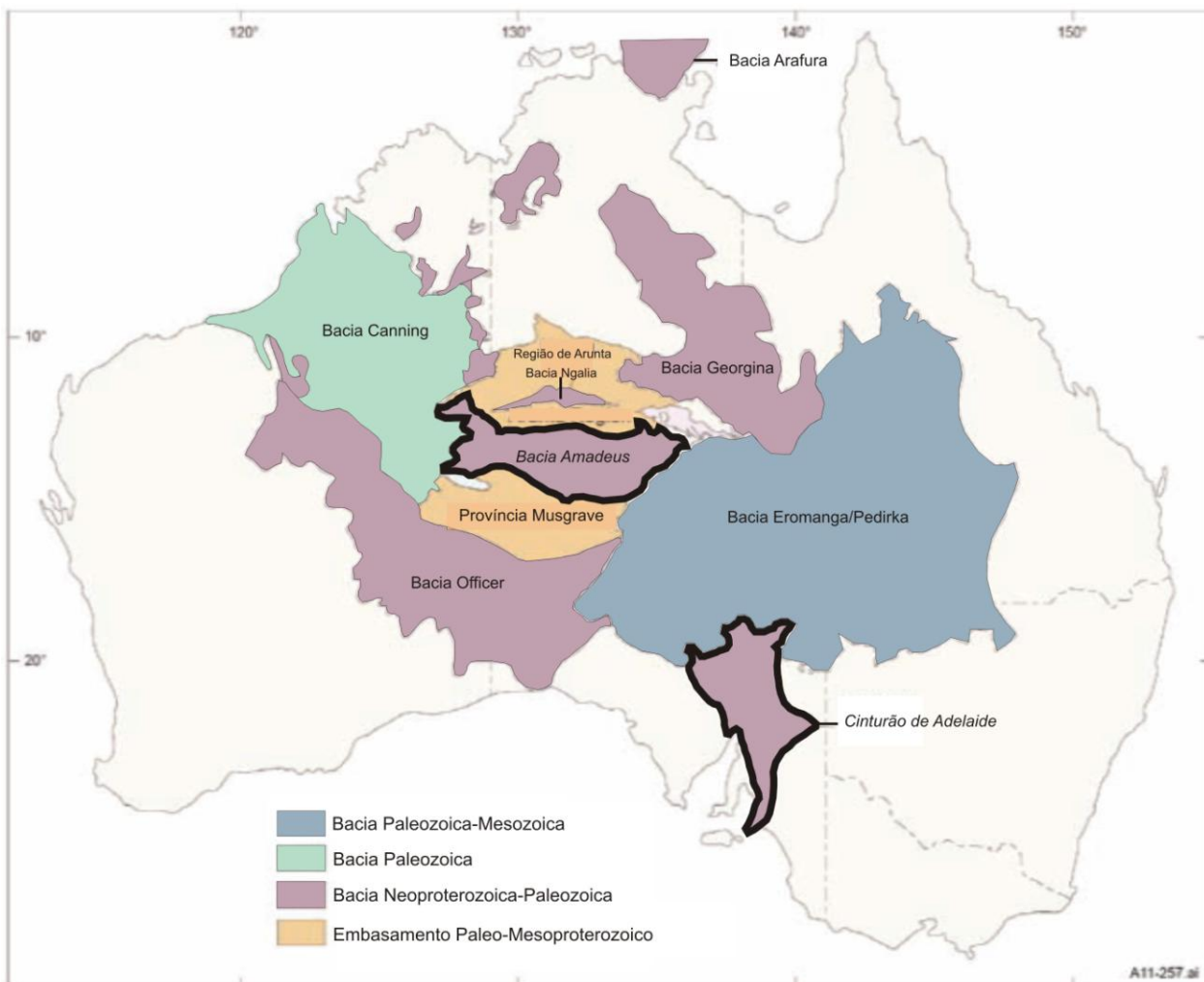


Figura 1. Localização da Bacia Amadeus e Cinturão de Adelaide. Fonte: Edgoose (2012).

3.1.2 Contexto geológico da Formação Bitter Springs

A Formação Bitter Springs ocorre nos estados de Northern Territory, South Australia e Western Australia, alcança até 1700 metros de espessura nas áreas próximas ao depocentro da bacia, é subdividida da base para o topo nos membros Gillen, Loves Creek e Johnnys Creek e tem idade aproximada de 820 Ma (Figura 2).

O Membro Gillen é composto por dolomitos, evaporitos, arenitos, folhelhos e contém a maior assembléia de acritarcos da Formação Bitter Springs. Por sua vez, o Membro Loves Creek apresenta carbonatos dolomíticos com microfósseis de algas e níveis de rochas vulcânicas básicas. E, mais ao topo do conjunto, encontra-se o Membro Johnnys Creek

representado por sucessões de siltitos avermelhados intercalados por níveis carbonáticos, silexitos e arenitos com glauconita.

A Formação Bitter Springs contém uma assembléia fossilífera de cianobactérias esferoidais e filamentosas excepcionalmente bem preservadas em uma matriz de sílica eodiagenética, as quais se desenvolveram num ambiente aparentemente marinho da Bacia Amadeus. Além disso, a microbiota de Bitter Springs também inclui resíduos de prováveis células de microalgas verdes, com organelas internas representadas por pirenoides e possivelmente outras estruturas intracelulares bem preservadas (Schopf, 1968).

De acordo com Schopf & Blacic (1971), a assembleia fossilífera de Bitter Springs é preservada em grande parte em lâminas de sílex de 5 a 40 mm de espessura orientada paralelamente ao acamamento. Muitos dos microfósseis estudados são análogos a microrganismos encontrados em comunidades microbianas contemporâneas de ambientes marinhos rasos e quentes. Dito isso, no fim do Neoproterozoico, a plataforma continental da Bacia Amadeus deve ter sido um ambiente extremamente favorável para o desenvolvimento de comunidades microbianas (Knoll & Golubic, 1979)

A silicificação precoce da Formação Bitter Springs foi marcada por um evento de deposição de sílica associado à diminuição de pH do ambiente por ação de bactérias redutoras. Esta sílica rapidamente permineralizou a microbiota *in situ*, e sua cristalização produziu níveis centimétricos de silexito eodiagenético, o que auxiliou os microfósseis orgânicos a serem bem preservados (Schopf & Blacic, 1971).

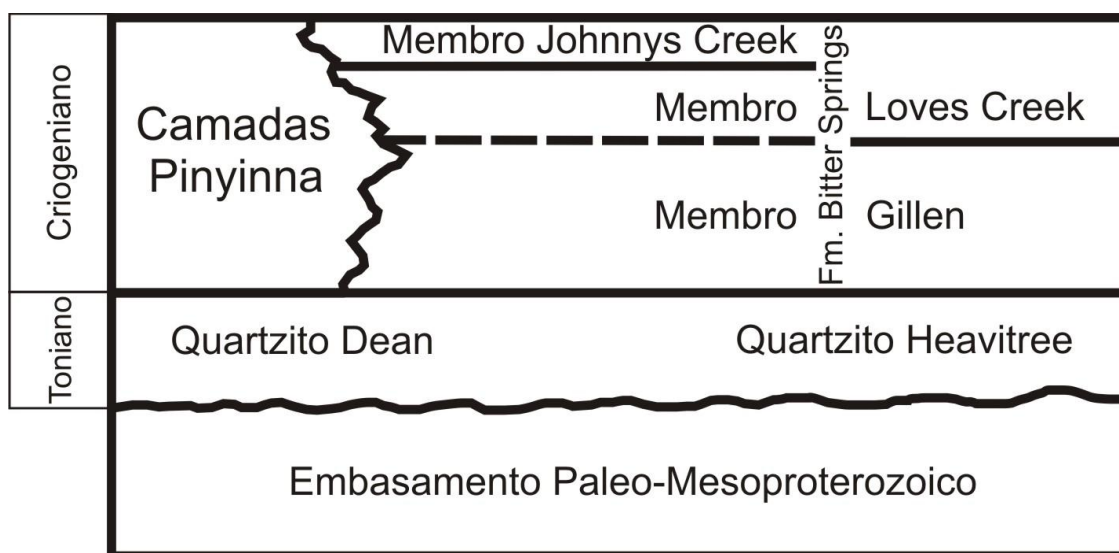


Figura 2. Estratigrafia da Formação Bitter Springs, Bacia Amadeus. Fonte: Edgoose (2012).

3.2.1 Contexto geológico do Cinturão de Adelaide

O Cinturão de Adelaide aflora nas partes central e oriental do Estado de South Australia (Figura 1). É um rift neoproterozoico formado entre 1000 e 827 Ma com a tafrogênese do Supercontinente Rodinia. Sua deposição cessou no início do Cambriano e todo o conjunto foi então afetado pela Orogenia Delameriana (Powell *et al.*, 1994), a qual resultou em deformação e metamorfização.

A cronoestratigrafia do Cinturão de Adelaide restringe-se ao Neoproterozoico e é representada, da base para o topo, por quatro grupos: Callana, Burra, Umberatana e Wilpena. Todo o conjunto repousa sobre rochas arqueanas a mesoproterozoicas do embasamento.

O Grupo Callana engloba quartzitos, arenitos e rochas vulcânicas. Em algumas regiões, este grupo ocorre como seixos brechados e dispersos ao longo do cinturão. O conjunto apresenta variação de espessura, que alcança 2700 metros, controlada por falhas sindeposicionais.

O Grupo Burra, de interesse para este trabalho, é subdivido nos subgrupos Emeroo, Mundallio (Formação Skillogalee), Bungarider e Belair. Todo o conjunto tem idade eomesocriogeniana exceto o Subgrupo Belair, depositado no início do Meso-Neocriogeniano e constituído por rochas pelíticas. O Subgrupo Emeroo compreende basicamente rochas clásticas, o Subgrupo Mundallio é representado por carbonatos e o Subgrupo Bungarider por rochas pelíticas. Essa variação litológica, de rochas mais grossas na base e mais finas no topo sugere um aumento do nível do mar ou aprofundamento da bacia conforme o tempo (Mackay, 2011) (Figura 3).

Por sua vez, o Grupo Umberatana é subdivido em quatro subgrupos: Yudnamutana, Nepouie, Upalina e Yerelina. Consiste quase que exclusivamente de sedimentos glaciais, conglomerados finos, arenitos e folhelhos com carbonatos depositados tanto em ambientes terrestres como marinhos rasos.

O Grupo Wilpena aflora ao longo de todo o Cinturão de Adelaide e é subdivido em uma série de unidades estratigráficas. Em sua base, encontra-se dolomitos micríticos correlatos à capa carbonática da Formação Elatina (formada por sedimentos glaciais na região de Flinders Range, South Australia). Posteriormente, ocorrem siltitos com intercalação de camadas de rochas vulcânicas e, mais ao topo, observam-se assembleias fossilíferas relacionadas à Fauna de Ediacara (Hill *et al.*, 2004).

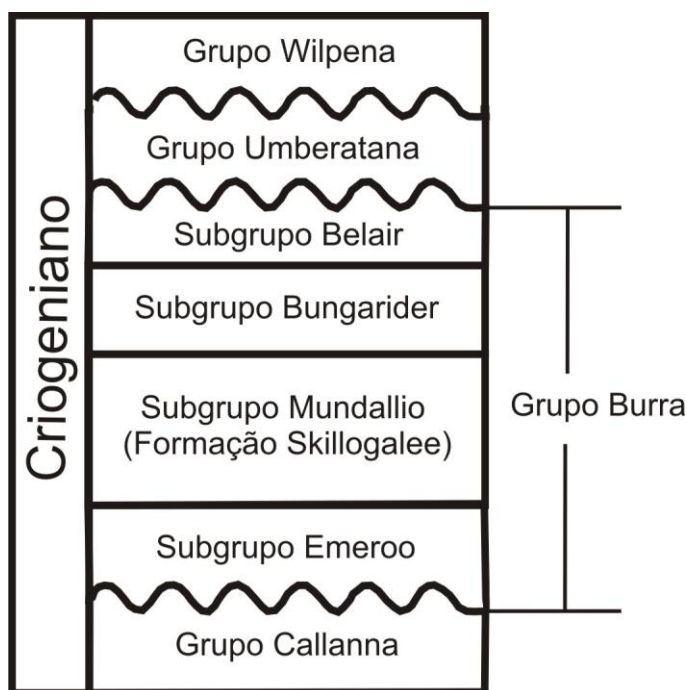


Figura 3. Estratigrafia da Formação Skillogalee, Cinturão de Adelaide. Fonte: Mackay (2011).

3.2.2 Contexto geológico da Formação Skillogalee

A Formação Skillogalee (ou Subgrupo Mundallio), depositada na porção inferior do Grupo Burra, tem espessura máxima de 1000 metros e consiste de dolomitos escuros e finos por vezes silicificados com nódulos lenticulares, arenitos, siltitos e níveis de conglomerados magnésíferos. Aflora em uma área brechada associada a zonas de falha e a rochas metamórficas de fácies xisto-verde afetadas por pelo menos dois eventos deformacionais (Uppill, 1980a).

Os dolomitos ocorrem basicamente substituídos por sílica nas fases iniciais da diagênese. Com isso, a preservação de relíquias texturais da rocha original, como minerais carbonáticos e esteiras microbianas, somado à presença de raros sulfetos, sugerem que esses sedimentos depositaram-se em um ambiente favorável à preservação da matéria orgânica e dos microfósseis (Uppill, 1980b).

Nas últimas décadas, fez-se uma série de estudos sobre a assembleia fossilífera da Formação Skillogalee, bem como a excelência na preservação destes microrganismos. Em especial, Preiss (1971) realizou um estudo sobre o desenvolvimento de comunidades microbianas, levando em conta a morfologia das esteiras, e concluiu que os estromatólitos da Formação Skillogalee cresceram sob condições variadas de energia, em águas frequentemente abaixo do ponto de hipersalinidade. Já Knoll *et al.* (1975) descreveram cianobactérias do gênero *Pleurocapsa*, as quais apresentavam uma complexidade estrutural bem preservada.

Embora parte das células tenha sido degradada, o material lamelar correspondente à bainha ainda mantinha a morfologia original dessas cianobactérias. Além disso, evidências mostram que estes microrganismos raramente vivenciaram condições de ambientes muito rasos e apresentavam morfologias diversas de acordo com os paleoambientes.

A análise faciológica indica que esta formação foi depositada em uma bacia muito rasa, provavelmente um ambiente de lagos ou lagunas perenes separadas por recifes, com exposição subaérea periódica evidenciada por gretas de ressecamento, estruturas *tepees* e intraclastos de lama (Uppill, 1980b).

3.3.1 Contexto geológico da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma sinéclise cratônica distribuída na porção meridional do Brasil (desde o Mato Grosso até o Rio Grande do Sul), abrangendo, ainda, as partes oriental do Paraguai, nordeste da Argentina e norte do Uruguai. Possui forma ovalada com eixo maior N-S com área estimada de 1,5 milhões de quilômetros quadrados (Figura 4). Seu contorno atual está associado a eventos geotectônicos mesozoicos. Seu flanco leste foi obliterado em função do soerguimento crustal relacionado ao rifte do Atlântico Sul, enquanto que o oeste é definido por um arco N-S relacionado à sobrecarga litosférica resultante da força aplicada ao continente, esta devido à faixa andina (Milani, 2007).

Pacotes de origem sedimentar e magmática preenchem a bacia e atingem espessura máxima de sete mil metros ao longo da calha do rio Paraná. A bacia evoluiu no interior do Supercontinente Gondwana em meio a cinturões formados pela colisão deste supercontinente com a litosfera oceânica do Panthalassa no Fanerozoico e seu desenvolvimento esteve fortemente relacionado à geodinâmica da borda ativa do Gondwana, fato que culminou na subsidência da crosta continental (Milani, 2007).

Sua origem está associada a esforços compressivos resultantes da Orogenia Oclóyica e da Colisão Pré-Cordilheiriana no Neordoviciano (Milani, 2004 *apud* Badaró, 2013). Estes esforços reativaram antigas falhas e zonas de descontinuidade, criando os primeiros depocentros da bacia. No Cretáceo, a região foi submetida a esforços distensivos com posterior magmatismo da Formação Serra Geral, relacionado à quebra do Supercontinente Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico Sul.

Milani (1997) caracterizou seis supersequências na Bacia do Paraná (Figura 4): Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano); Paraná (Devoniano); Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico); Gondwana II (Meso a Neotriássico); Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo); Bauru (Neocretáceo). As três primeiras são de origem sedimentar e relacionadas a eventos cíclicos transgressivos e regressivos associados à variação do nível relativo do mar no Paleozoico. As demais

correspondem a pacotes sedimentares de origem continental e rochas magmáticas. A estratigrafia simplificada da Bacia do Paraná pode ser visualizada na Figura 5.

A Supersequência Gondwana I, que engloba o Grupo Passa Dois, é a de maior relevância para este trabalho. Aflora ao longo do perímetro da sinéclise e compreende o maior volume de sedimentos acumulados na Bacia do Paraná (Milani, 1997). Apresenta grande variedade de ambientes deposicionais, desde glaciais (Neocarbonífero) até áridos (Mesozoico), caracterizando um ciclo transgressivo-regressivo na bacia. Estratigraficamente é caracterizada pelo Grupo Itararé e Formação Aquidauana, Grupo Guatá, Grupo Passa Dois e pelas formações Pirambóia e Sanga do Cabral (equivalente lateral à Formação Rio do Rasto) (Lavina, 1988 *apud* Milani, 2007).

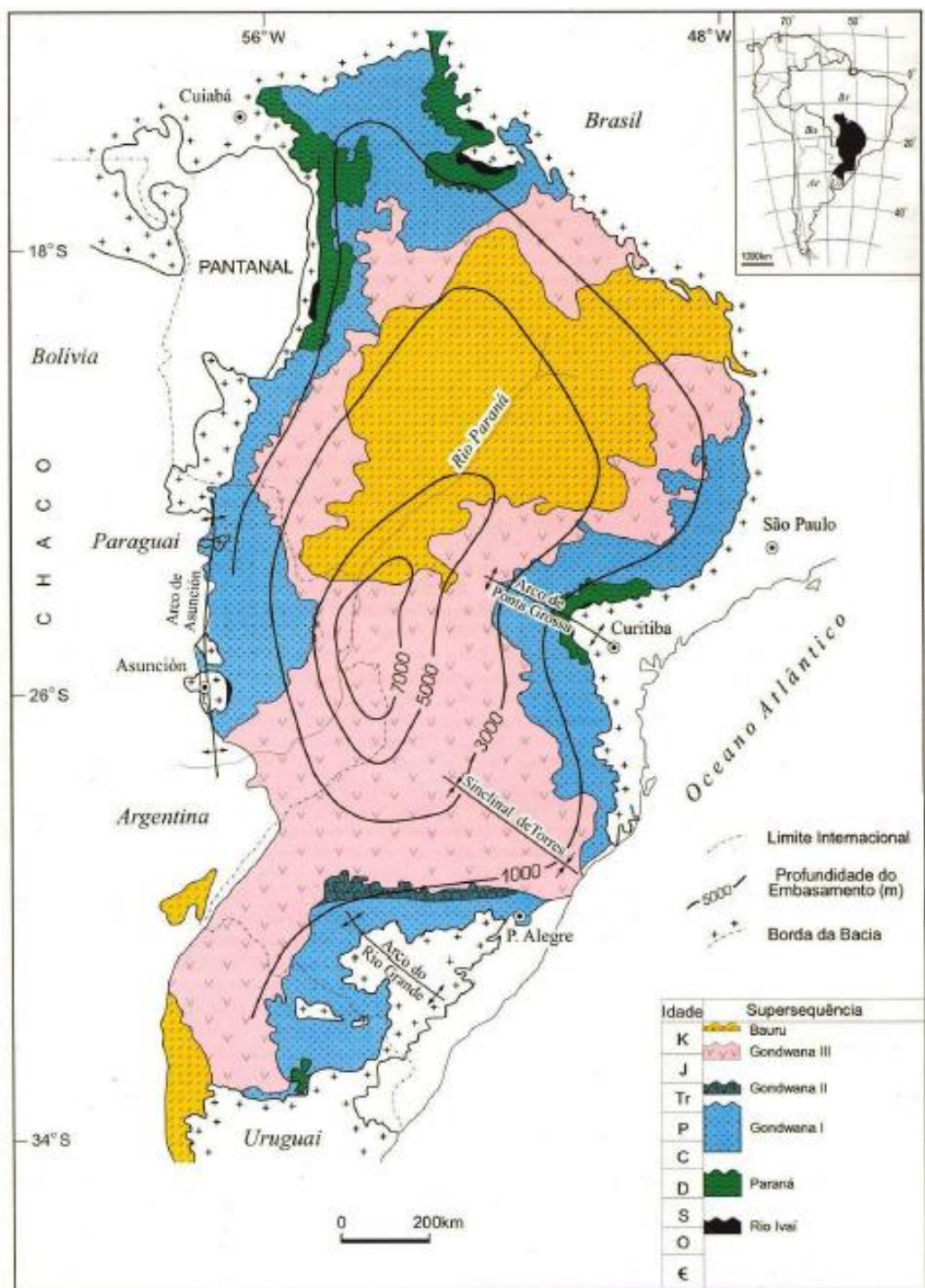


Figura 4. Mapa geológico da Bacia do Paraná. Estão indicadas a profundidade do embasamento cristalino e a distribuição das supersequências da bacia. Fonte: Milani (2004).

| | |
|----------------------------------|-------------------------|
| Neocretáceo | Grupo Bauru |
| Eotriássico- Neojurássico | Grupo São Bento |
| Neopermiano | Grupo Passa Dois |
| Eopermiano | Grupo Guatá |
| Neocarbonífero- Eopermiano | Grupo Itararé |
| Devoniano | Grupo Paraná |
| Mesordoviciano- Mesosiluriano | Grupo Rio Ivaí |

Figura 5. Estratigrafia simplificada da Bacia do Paraná. Baseada em Milani *et al.* (1994) e Milani (2007).

3.3.2 Contexto geológico do Grupo Passa Dois

O Grupo Passa Dois corresponde à fase regressiva da Supersequência Gondwana I, com depósitos de ambientes marinhos e transicionais, sendo composto, em ordem de empilhamento, pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Figura 6).

A Formação Irati é dividida, da base para o topo, nos membros Taquaral e Assistência. Ambos têm predominância de folhelhos em sua estrutura litológica, no entanto o primeiro tem natureza siliciclástica e o segundo é associado a hidrocarbonetos e calcários dolomíticos. Adicionalmente, a presença de pirita e a quantidade de matéria orgânica preservada sugerem um ambiente aquático redutor (Hachiro, 1996). Já o conteúdo fóssil compõe-se de mesossaurídeos, palinomorfos, estromatólitos e madeira silicificada (ver; Fairchild *et al.*, 1985; Calça, 2008; Calça & Fairchild, 2012). Em especial, Calça (2008) descreve rochas carbonáticas finas do Membro Assistência com uma microflora muito bem preservada pela silicificação precoce, sendo possível a identificação de organismos unicelulares (cianobactérias), fitoclastos e grãos de pólen. Segundo Hachiro (1996), o paleoambiente em questão tratava-se de uma plataforma continental rasa e, num contexto mais abrangente, Schneider *et al.* (1974) atribuem esta unidade a um momento de restrição do fluxo de água entre a sinéclise cratônica e o oceano Panthalassa.

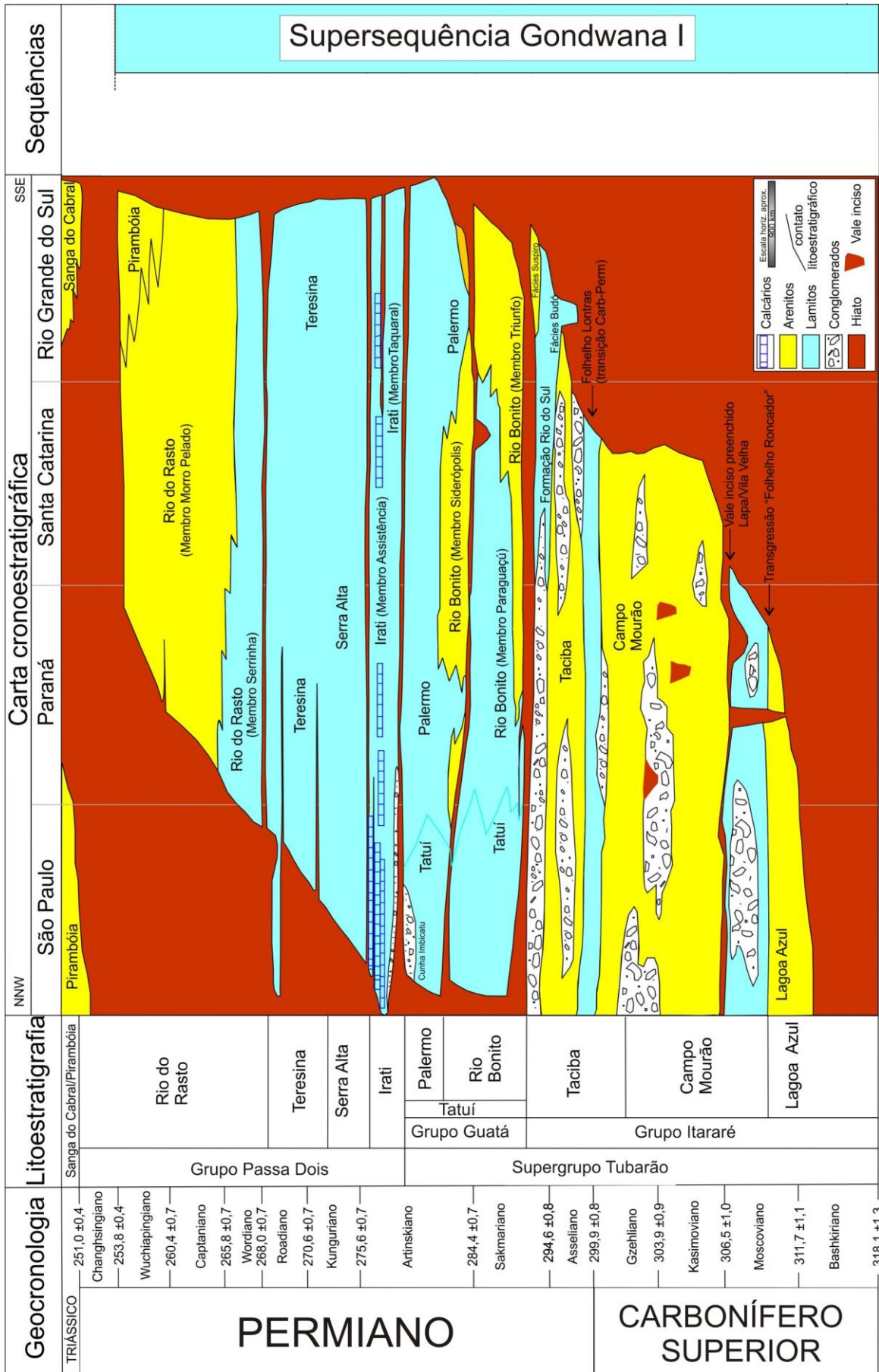
A Formação Serra Alta é dominada por rochas pelíticas como argilitos e folhelhos cinza escuros, além de camadas decimétricas de arenito fino. Almeida & Melo (1981) interpretam

esses depósitos como ambientes típicos abaixo do nível de base de onda de tempestade, cuja conjuntura representa a última fase de transgressão marinha significativa registrada na bacia (Schneider *et al.*, 1974).

A Formação Teresina é caracterizada por argilitos, rochas carbonáticas, folhelhos e siltitos intercalados com arenitos, contendo marcas onduladas, gretas de contração, estratificação cruzada e estruturas *hummocky* e laminação do tipo *flaser* (Schneider *et al.*, 1974). O conteúdo fóssilífero é representado por restos de plantas, vertebrados, palinórfos e microbialitos (ver Fanton *et al.*, 2006; Badaró, 2013). Neste contexto, Badaró (2013) analisa os microbialitos correspondentes a rochas precocemente silicificadas, tais como conglomerados oncolíticos (calcirruditos ricos em oncoídeos), nos quais descreveu, além das tramas microbianas, restos esqueléticos de peixes e microfósseis de licófitas bem preservados. Schneider *et al.* (1974) consideram um paleoambiente marinho de águas rasas e agitadas. No mais, os mesmos autores supõem que esta unidade represente a transição do domínio dos sistemas deposicionais marinhos para os continentais.

Já a Formação Corumbataí é compõe-se por folhelhos, siltitos e argilitos vermelhos e roxos, rochas carbonáticas (micritos, *grainstones*, coquinas), arenitos e silexitos. Trata-se de um paleoambiente associado a extensas planícies de maré, com periódica alternância do nível relativo do mar, culminando na invasão por bancos de areia (Andreis & Carvalho, 2001). No entanto, ainda não há um consenso a respeito de sua posição estratigráfica. Alguns autores como Schneider *et al.* (1974), consideram-na como correspondente à Formação Rio do Rasto nos estados de São Paulo e Santa Catarina, por outro lado, em IPT (1981), ela é posta como correlata às formações Serra Alta e Teresina no domínio paulista.

A Formação Rio do Rasto é a última unidade do Grupo Passa Dois, e subdivide-se, da base para o topo, nos membros Serrinha e Morro Pelado (Gordon Jr., 1947; Schneider *et al.*, 1974). De modo geral, o conjunto apresenta siltitos, argilitos avermelhados ou cinza-esverdeados, e arenitos finos. Com relação às estruturas sedimentares, encontram-se laminações tanto plano-paralelas como cruzadas, além de estruturas heterolíticas dos tipos *wavy* e *linsen*. Em Aborage & Lopes (1986), o paleoambiente é atribuído a depósitos de plataforma rasa (supra a infra-maré), passando a planície costeira e finalmente a um regime flúvio-deltaico.



(página 20)

Figura 6. Carta estratigráfica das unidades representativas da Supersequência Gondwana I. Notar a estratigrafia e os dados geocronológicos do Grupo Passa Dois, especialmente das formações Irati e Teresina, objetos de estudo deste trabalho. Fonte: Holz *et al.* (2012).

4. SILICIFICAÇÃO E FORMAÇÃO DE SILEXITOS

4.1 Informações gerais

Silexito (ou *chert*) é o nome dado a rochas altamente silicificadas, com um mínimo de 90% de sílica. Outras denominações como radiolarito, porcelanito, jaspilito, novaculito e *sinter* são também encontradas na literatura para variantes de silexito. Radiolarito refere-se a silexitos acamadados e microcristalinos formados em zonas pelágicas por acúmulo de carapaças de radiolários. O termo porcelanito refere-se a rochas sedimentares silicificadas com textura fina e brilho fosco. Jaspilito caracteriza-se por tonalidades avermelhadas e amarronzadas oriundas de impurezas de óxido de ferro intercaladas com sílex. Novaculito denota um tipo de silexito muito denso, de coloração clara, marcado por reações diagenéticas de alta temperatura e metamorfismo baixo, restrito ao Mesopaleozoico. Por último, o termo *sinter* relaciona-se a rochas silicificadas porosas, de baixa densidade, depositadas em ambientes hidrotermais, tais como *hot springs* e gêiseres (Hesse, 1988; Boggs, 2012).

São rochas comuns no registro geológico desde o Pré-Cambriano, no entanto, representam cerca de 1% do volume das rochas sedimentares. Foram menos abundantes entre o Cambriano e Siluriano, moderadamente abundantes entre o Devoniano e Carbonífero, e mais abundantes entre o Jurássico e Neógeno (Hein & Parrish, 1987). Além de informações relacionadas à história da Terra, como paleogeografia e paleoecologia, rochas silicificadas são extremamente importantes para a exploração mineral, uma vez que podem estar associadas a minérios de ferro, urânio, manganês e acumulações de hidrocarbonetos (Boggs, 2012).

4.2 Componentes mineralógicos e petrográficos

Com base em Folk (1950), Tucker (2001) e Scholle & Ulmer-Scholle (2003), classifica-se petrograficamente a morfologia dos cristais silicosos em: cristais opalinos, cristais fibrosos e cristais equigranulares. O primeiro grupo corresponde às variedades opalinas tanto amorfas quanto microcristalinas. O segundo grupo é representado por variedades microcristalinas fibrosas de sílica, como calcedônia, e o terceiro corresponde aos cristais euédricos ou subeuédricos de quartzo, os quais, geralmente, constituem a maior porcentagem em volume de silexitos.

Opalas incluem polimorfos de sílica hidratada com quantidades distintas de sílica amorfa, tridimita e cristobalita, podendo-se destacar duas variedades: opala A (amorfa) e opala CT (constituída por cristobalita e tridimita). A opala A é a forma mais comum de sílica opalina altamente desordenada. Devido ao soterramento, nos primeiros estágios diagenéticos, é dissolvida e recristalizada como opala CT, cujo sistema cristalino é um pouco melhor

desenvolvido, cristalograficamente constituído por cristobalita e tridimita (Hesse, 1988; Graetsch, 1994; Heany, 1994). Tendo em vista que são quimicamente instáveis ao longo do tempo geológico, Knauth (1994) observa que as formas opalinas são mais comuns em silexites pós-Mioceno, tornando-se progressivamente mais escassas em depósitos mais antigos.

A calcedônia é o gênero microcristalino mais conhecido de sílica fibrosa. Apresenta-se como massas botrioidais preenchendo cavidades, fraturas e poros da rocha original (Knauth, 1994), formando feixes fibrorradiados de cristais aciculares extremamente finos com 0,1 mm (Martin, 1999). Opticamente, é possível dividi-la em calcedônia de raio rápido e calcedônia de raio lento (quartzina), sendo que a primeira se forma quando há íons de sulfato no fluido circundante, e a segunda está associada a soluções ricas em magnésio (Folk & Pittman, 1971; Kastner, 1979 *apud* Graetsch, 1994).

Dentre os cristais equigranulares, aqueles com diâmetro maior que 20 μm são intitulados de megaquartzo; entre 5 e 20 μm de microquartzo; e se o diâmetro for menor que 5 μm , são chamados de criptoquartzo (Folk, 1950; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Cristais de megaquartzo podem ocorrer tanto em cavidades de dissolução, no preenchimento de fraturas, como resultado do intercrescimento progressivo de grãos de sílica de menor tamanho (Knauth, 1994). Todavia, os cristais de microquartzo geralmente substituem ou permineralizam os componentes biológicos e minerais da rocha original, preservando suas estruturas primárias.

4.3 Condições para formação de sílica ao longo do tempo

O ciclo atual da sílica está intimamente relacionado à atividade de organismos de carapaça opalina (opala A) como radiolários (Cambriano/Ordoviciano-Holoceno), esponjas (Cambriano-Holoceno), diatomáceas (Cretáceo-Holoceno) e sílicoflagelados (Cretáceo-Holoceno), cuja evolução e disseminação durante o Fanerozoico influenciou diretamente na natureza dos processos de sedimentação e diagênese (Maliva *et al.*, 1989; Boggs, 2012). Por outro lado, no Pré-cambriano, o ciclo da sílica envolveu basicamente reações inorgânicas. Neste contexto, os processos hidrotermais são tidos como as principais fontes e, as reações químicas de adsorção são os principais sumidouros (Siever, 1991).

4.3.1 Pré-cambriano

O Arqueano apresenta uma problemática diferente dos demais éons. Tinha uma atmosfera pobre em oxigênio e rica em gás carbônico, células de convecção rápidas e pequenas e, conseqüentemente grande intensidade de processos tectônicos e vulcânicos. De acordo com Siever (1991), as principais fontes de sílica eram hidrotermais ou vulcanoclásticas e, somado ao fato de que os organismos dominantes (cianobactérias) eram incapazes de

secretar sílica, os valores desta substância dissolvida na água devem ter sido muito elevados. Os depósitos de silexito deste período estavam associados principalmente a sucessões de rochas vulcânicas e *greenstone belts* (Boggs, 2012).

No Proterozoico, os fatores controladores de deposição de sílica foram principalmente o tectonismo, hidrotermalismo e intemperismo. Pelo fato de não haver organismos secretores de sílica, os quais atualmente “sequestram” boa parte do SiO_2 dos sistemas aquáticos, a quantidade desta substância nos oceanos ainda era muito maior do que a atual (3,5 vezes), girando em torno de 20 a 120 ppm (Holland, 1984). Segundo análises isotópicas, a quantidade de oxigênio no Proterozoico também era mais baixa, implicando, conseqüentemente, em menores taxas de intemperismo oxidativo e degradação da matéria orgânica (Holland & Beukes, 1990 *apud* Siever, 1991).

Ainda no Proterozoico, as reações inorgânicas envolvidas no ciclo da sílica envolveram basicamente argilominerais, matéria orgânica e reações de cristalização de sílica. Os primeiros dois processos englobam adsorção e absorção de sílica em diferentes tipos de caulinita, illita, clorita, esmectita, entre outras. De maneira similar, a matéria orgânica proveniente de organismos fotossintetizantes (algas, cianobactérias e bactérias de metabolismo fotossintético anaeróbico) também agiu como um adsorvente para as moléculas de sílica ao retirá-las dos poros preenchidos por água (Maliva & Siever, 1989; Siever, 1991). O último processo importante neste cenário se deu pelas reações de cristalização de opala A em opala CT e quartzo, as quais envolvem repetidos processos de dissolução e reprecipitação de uma fase menos estável para outra mais estável já em novas condições de temperatura e pressão. Os depósitos de silexitos do Proterozoico são comumente acamadados (*bedded chert*), associados a carbonatos estromatolíticos, formações ferríferas e sucessões vulcânicas (Maliva *et al.* 1989; Boggs, 2012).

4.3.2 Fanerozoico

No início do Cambriano, houve o aparecimento de demosponjas, os primeiros organismos secretores de sílica e a formação dos primeiros silexitos de origem biogênica. No Ordoviciano, com o surgimento e disseminação de outros organismos como radiolários, a bioconstrução de carapaças silicosas e sua sedimentação tornou-se o meio mais eficaz na retenção e aprisionamento desta substância no meio geológico. Os depósitos mais comuns durante este intervalo eram silexitos nodulares (*nodular chert*) de ambientes dominados por maré, em especial às zonas de inter- e inframaré, associados a estromatólitos, conglomerados intraformacionais e lama carbonática (Maliva *et al.*, 1989).

De acordo com os mesmos autores, entre o Siluriano e o Cretáceo, podem-se destacar dois principais ambientes de formação de silexitos: continentais (plataforma e talude) e bacinais.

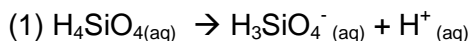
No primeiro cenário, destacam-se silexitos nodulares associados a regiões de alta energia como plataformas e rampas carbonáticas. No segundo, destacam-se tanto silexitos nodulares como acamadados, formados a partir da dissolução de carapaças de radiolários e esponjas.

Durante o Cenozóico, a formação de silexitos restringiu-se a regiões oceânicas mais profundas e, portanto, grande parte dos depósitos são acamadados, e estritamente oriundos da sedimentação de carapaças silicosas. Maliva *et al.* (1989) propõem que dois ambientes deposicionais são responsáveis pela imensa maioria dos sedimentos silicosos atuais. O primeiro seria a zona pelágica, por onde camadas de organismos silicosos seriam formadas a partir da deposição quase que contínua de carapaças opalinas. O segundo ambiente é associado a margens continentais ativas, em que imensos espaços criados por falhas transformes, ou bacias de retro- e pós arco, podem servir como espaço de acomodação para a formação destes depósitos.

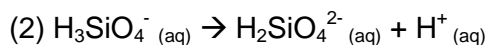
4.4 Solubilidade da sílica

Estudos mostram que a solubilidade da sílica muda de acordo com os diferentes tipos de silicatos (ver Walther, 2009). A solubilidade a 25° C e condições de pH normal (7,8-8,3) é de 11 ppm para o quartzo e 116 ppm para variedades amorfas e microcristalinas como opala. Como modelo comparativo, as áreas superficiais do oceano atual têm índice de saturação de sílica dissolvida de 1 ppm, fato contrastante com a elevada concentração de íons carbonato (Boggs, 2012).

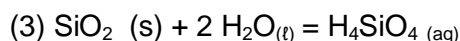
A solubilidade da sílica é afetada principalmente por mudanças de pH e temperatura do ambiente. Quando a solução tem valores de pH próximos a 9, há uma leve alteração de solubilidade. No entanto, quando este valor ultrapassa 9, as moléculas de SiO₂ tornam-se cada vez mais ionizadas (Reações 1 e 2, Figura 7).



Caso o sistema tenha valores de pH maiores que 13, a reação fica:



Já em soluções com pH menor que 9, a sílica dissolvida aparece na forma de ácido silícico não-dissociado, organizado simplesmente como um monômero. Esta reação pode ser expressa como:



Com o aumento da temperatura (e pressão litostática), a solubilidade aumenta de maneira gradativa, sendo três vezes maior a 100° C do que a 25° C (Figura 7).

Por este motivo, para que o processo de silicificação seja efetivo, as moléculas de sílica não devem estar demasiadamente dissolvidas. Assim sendo, o ambiente tem que ter valores

baixos de pH e temperatura para fazer com que a solução se torne cada vez mais saturada nesta substância.

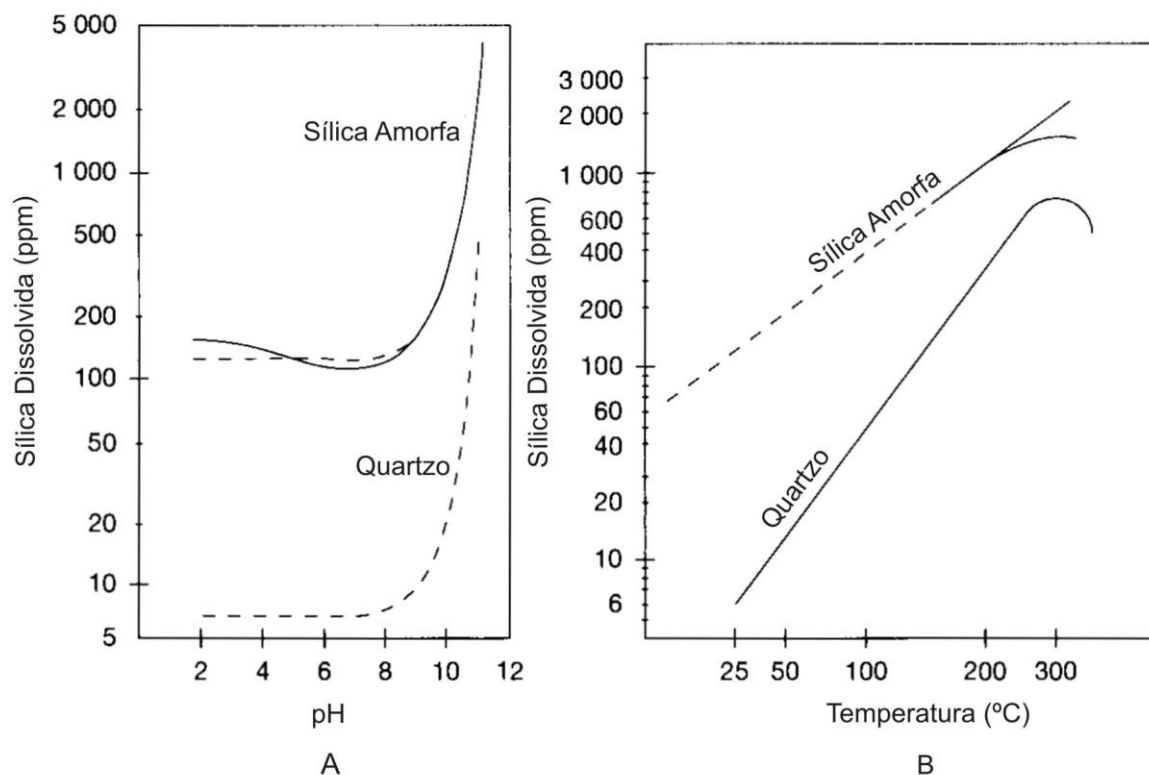


Figura 7. Solubilidade da sílica em função do pH (A) e temperatura (B). As linhas sólidas em (A) e (B) mostram, respectivamente, as variações na solubilidade da sílica amorfa e quartzo determinadas experimentalmente. As curvas tracejadas superiores mostram a solubilidade da sílica amorfa baseada em valores de concentração 120 ppm e pH abaixo de 8. A linha tracejada inferior refere-se à solubilidade calculada de quartzo baseada em valores de 6 ppm em soluções neutras e ácidas. Fonte: Boggs (2012).

Quando a solução está supersaturada, as moléculas de sílica se polimerizam, formando oligômeros. Estes oligômeros são na verdade, o ácido silícico (H_4SiO_4), representado por grupos funcionais denominados silanois (Si-OH). Estas moléculas sofrem desidratação intermolecular e dão origem a compostos caracterizados por grupos funcionais siloxanos (Si-O-Si) (Figura 8). Ao percorrer os poros da rocha e dos compostos orgânicos, essas moléculas de siloxano são novamente desidratadas, causando a nucleação e precipitação de sílica.

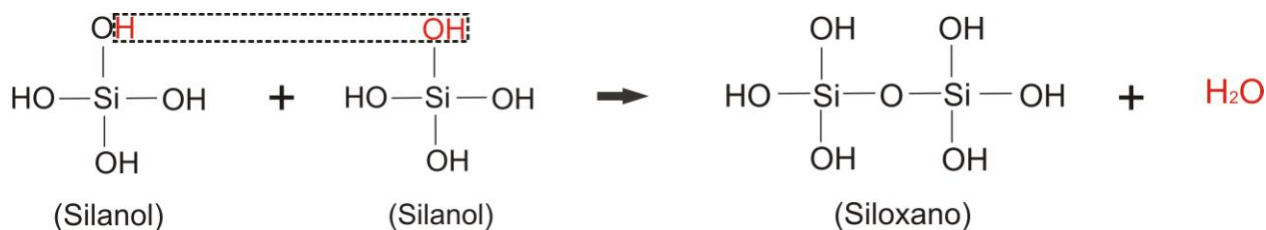


Figura 8. Reação de desidratação intermolecular e formação de siloxano.

Estes polímeros têm carga superficial negativa em sua superfície e, por esta razão, podem se repelir caso não sejam neutralizados por outros íons em solução. Neste caso, geralmente o hidróxido de magnésio consegue fazer esta função de atrair grupos silanol.

4.5 Processos e ambientes de silicificação

As informações relativas a este tópico são baseadas em Hesse (1989). Para o presente trabalho, os processos de maior relevância são aqueles relacionados à preservação dos microfósseis e da matéria orgânica.

A silicificação é um fenômeno diagenético comum em uma grande variedade de sedimentos e rochas sedimentares. Pode ocorrer por: 1) permineralização, onde os fluidos preenchem a porosidade dos tecidos celulares orgânicos (ossos, caules, etc) e embevecem a matéria orgânica amorfa concentrada em esteiras microbianas ou em sedimentos orgânicos, e 2) substituição, onde os minerais carbonáticos originais são substituídos por sílica.

Quando estes processos ocorrem precocemente, uma série de informações relativas à rocha original podem ser preservadas, como as formas e disposições primárias dos minerais, estruturas sedimentares, tramas microbialíticas, morfologia dos restos orgânicos de animais, plantas e microorganismos (Hesse, 1989).

4.5.1 Silicificação de restos vegetais e ósseos

A silicificação de restos de plantas é um dos mecanismos mais conhecidos na preservação de madeira fóssil, folhas e palinórfos. A sequência de cristalização de sílica engloba a formação de opala A, opala CT e quartzo. Estas reações envolvem o mecanismo de permineralização, ou seja, a circulação e precipitação de sílica em poros e cavidades dos tecidos orgânicos (caules, ossos).

Segundo Taylor *et al.* (2009), este processo consegue preservar as estruturas e morfologia relacionadas às paredes celulares dos tecidos vegetais, as quais podem ser levemente obliteradas em decorrência das reações de cristalização de SiO₂. Para que isto ocorra, o ambiente aquoso tem que ser anóxico para prevenir a rápida oxidação da matéria orgânica e conter um índice de saturação mínima de 140 ppm.

Leo & Barghoorn (1976) demonstraram que a sílica dissolvida tem uma afinidade particular por moléculas orgânicas que fazem parte do tecido vascular dos vegetais, especialmente pelos grupos de hidroxila contidos nas estruturas de lignina e celulose. O mecanismo de deposição da sílica nas superfícies de vegetais envolve as ligações de hidrogênio entre os grupos hidroxila da lignina ou celulose e aqueles das moléculas de silanol (Si-OH).

Conforme as reações químicas vão acontecendo, o ácido silícico (H_4SiO_4) é polimerizado para um composto de baixo peso molecular, capaz de acelerar a silicificação ao formar múltiplas ligações de hidrogênio. Uma vez que este ácido tenha permeado as células das plantas, substituído os fluidos celulares e se polimerizado em siloxano, ele se desidrata e se precipita nos centros destas células e em seus interstícios na forma de SiO_2 .

Em se tratando de fragmentos ósseos, o processo de silicificação é basicamente o mesmo dos vegetais, promovido e regulado por moléculas orgânicas. Neste caso, peptídeos policatiônicos induzem a condensação do ácido silícico e a formação de partículas de sílica, que se agregam e moldam o formato das estruturas ósseas (Bonucci, 2009).

4.5.2 Silicificação de esteiras microbianas

Pelo fato de esteiras microbianas estarem associadas a sedimentos carbonáticos, pode-se dizer que os mecanismos de silicificação aqui tratados são a permineralização e a substituição. Na permineralização, pelo modelo de Leo & Barghoorn (1976), assim como nas plantas, a hidroxila e outros grupos funcionais presentes nos tecidos orgânicos formariam pontes de hidrogênio com o ácido silícico presente na solução intersticial. Já durante a substituição, a degradação da matéria orgânica, em sedimentos carbonáticos, promoveria silicificação ao causar um aumento local da pressão parcial de CO_2 e queda do pH do ambiente, culminando na dissolução de minerais carbonáticos e precipitação de sílica (Knoll, 1985).

4.5.3 Silicificação de rochas carbonáticas

A silicificação de rochas carbonáticas é dada pela substituição parcial ou total de carbonato por sílica (amorfa ou cristalina) principalmente em áreas rasas da plataforma carbonática, formando depósitos de silexito nodular. Estes nódulos são massas subesféricas, lenticulares ou discoides que produzem camadas irregulares com até dezenas de centímetros de comprimento, concentrando-se ao longo dos planos de acamamento. Geralmente, não há estruturas sedimentares preservadas, no entanto, é possível notar, em alguns casos, relíquias do acamamento original e fósseis de paredes orgânicas bem preservados ou apenas seus

relevos externos mal definidos, gerando a microestrutura palimpséstica (Knoll & Golubic, 1979; Tucker, 2001).

Este processo envolve a precipitação de sílica nos poros da rocha através da substituição dos minerais carbonáticos. Tais reações podem ocorrer antes ou depois da cimentação carbonática da rocha original, mas nunca concomitantemente, uma vez que as condições de estabilidade envolvendo minerais carbonáticos e silicosos são antagônicas.

Geralmente o mecanismo de substituição é seletivo. Certos componentes da rocha carbonática, por serem mais porosos e assim apresentarem maior superfície de contato, são mais susceptíveis à substituição, enquanto outros, por vezes mais cimentados, são menos afetados. Aparentemente, a seletividade do processo também leva em consideração os níveis de pH, e a concentração de sílica dissolvida, implicando diretamente no grau de silicificação da rocha. Segundo Maliva e Siever (1989), ao passo que o carbonato é dissolvido através da redução da atividade iônica das águas intersticiais, a formação dos nódulos é controlada pelo modelo das forças de cristalização, segundo o qual, os estresses intercristalinos resultantes do crescimento de opala CT e quartzo são também responsáveis pela dissolução dos minerais carbonáticos.

4.5.4 Silicificação em regiões oceânicas profundas

Nos ambientes oceânicos profundos, a taxa de produção de carapaças silicosas pode ser mais alta que a taxa de dissolução. Sob essas condições, um número significativo de carapaças pode sobreviver aos baixos índices de saturação de sílica na água e se acumular no assoalho oceânico. Depois do soterramento e aumento da pressão litostática, esses materiais sofrem dissolução e a sílica fica trapeada nos poros dos sedimentos, formando depósitos de silexitos acamadados (Boggs, 2012).

Estes depósitos consistem de camadas centimétricas quase que puramente quartzozas, intercaladas com lâminas pelíticas. Muitas dessas rochas são inteiramente compostas por resquícios de organismos silicosos, que se depositam nas regiões abaixo da profundidade de compensação de carbonatos (4500 m) (Tucker, 2001).

Maliva & Siever (1989) discutem sobre a origem da sílica de silexitos acamadados durante o Pré-Cambriano e Fanerozoico. No Pré-Cambriano, imagina-se que foram formadas por vulcanismo, hidrotermalismo ou intemperismo, e no Fanerozoico por deposição e posterior diagênese de sedimentos pelágicos ricos em radiolários e diatomáceas.

4.5.5 Ambientes associados a atividades vulcânicas

A silicificação associada à atividade hidrotermal é o principal mecanismo de alteração de rochas em ambientes vulcânicos, podendo ocorrer a temperaturas elevadas beirando o limite entre a diagênese e o metamorfismo. Este processo se dá em diferentes níveis de um edifício vulcânico, tanto em ambientes submarinos como continentais.

Três sítios de deposição de sílica podem ser exemplificados: 1) ascensão de fluidos através do complexo vulcânico acarretando em silicificação de toda uma camada; 2) deposição a partir de fluidos associados à exalação vulcânica, em reservatórios isolados e depressões, principalmente em bacias do tipo *rift* e dorsais meso-oceânicas; 3) regiões associadas a atividades geotérmicas relacionadas à formação de ilhas vulcânicas, *hot spots* ou zonas de falha.

Nos complexos vulcânicos, a precipitação hidrotermal de sílica ocorre antes mesmo dos fluidos serem descarregados ionicamente. As soluções de alta temperatura e ricas em sílica ascendem através de falhas e vão se resfriando e precipitando conforme alcançam o topo da estrutura.

As regiões associadas a atividades geotérmicas são caracterizadas por depósitos de *sinter*, relacionados à formação de gêiseres. Nestes ambientes, a formação de sílica está intimamente ligada à nucleação heterogênea de sílica coloidal suspensa no fluido, que ao se polimerizar, precipita-se na forma de SiO_2 .

4.5.6 Lagos alcalinos

Nestes ambientes, a precipitação de sílica se dá inorganicamente. Dos diversos exemplos na literatura, um dos mais famosos é a Laguna Coorong, na Austrália. Neste local, a sílica é derivada da dissolução de silicatos detríticos por águas alcalinas e precipitada durante momentos de queda brusca de pH, resultado da degradação da matéria orgânica durante a evaporação seguida pelo aumento da salinidade.

Em lagos alcalinos de clima semi-árido, um tipo especial de silexito é formado a partir de um silicato de sódio hidratado chamado magadiita, de fórmula $\text{NaSi}_7\text{O}_{13}(\text{OH})_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, que se precipita em águas alcalinas do Lago Magadi, Quênia, na margem leste do rifte africano (Garces *et al.*, 1988; Eugster, 1967 *apud* Hesse, 1988).

A conversão de magadiita em sílica envolve reações de desidratação com perda de sódio, podendo ou não, formar outros hidróxidos de sódio hidratados como componentes intermediários do processo. A reação é favorecida tanto pela queda de pH das águas quanto pela baixa atividade iônica do sódio. A subsequente conversão ocorre próximo à superfície do lago, sendo afetada pela chuva e pela água de escoamento, fazendo com que haja diminuição

do pH e remoção de sódio, tornando, a solução supersaturada em sílica com posterior formação de opala A.

4.5.7 *Silexitos pedogênicos*

A formação de silexitos pedogênicos, também chamados silcretes, ocorre através da precipitação inorgânica de sílica em regiões próximas à superfície terrestre, num processo que envolve intemperismo e formação de solos.

Essas reações se dão em regiões de clima semi-árido com alta taxa de evaporação, nas quais os fluidos alcalinos que percolam os interstícios pedológicos ascendem verticalmente por forças de capilaridade, levando consigo os elementos mais voláteis, enquanto que os menos voláteis, como o silício, precipitam-se ao longo do solo.

4.6 Reações de transformação de sílica autógena

As fases de cristalização de sílica ocorrem conforme os sedimentos forem cada vez mais soterrados e podem se subdividir em: 1) sílica amorfa (opala A); 2) sílica microcristalina formada por cristobalita e tridimita (opala CT) e 3) sílica cristalina (micro- e megaquartzo) (Hesse, 1988; Knauth, 1994).

A dissolução de carapaças de microorganismos silicosos e a precipitação inorgânica de sílica em condições de subsuperfície são os principais meios de formação de opala A. Assim, conforme este processo de *input* se arraste por um determinado período de tempo, sua concentração aumenta até que o ponto de saturação seja atingido, induzindo a precipitação da substância em questão (Hesse, 1988).

Durante a transformação de opala A em opala CT, ocorre dissolução da primeira espécie devido ao soterramento, o qual aumenta gradativamente as condições de temperatura e pressão no ambiente, aumentando a instabilidade deste mineral. Ao passo que a razão entre a superfície de contato do mineral em relação ao volume seja alta, pequenas modificações quanto a pressão e temperatura influenciam demasiadamente em sua solubilidade (Hesse, 1988; Maliva *et al.*, 1989; Boggs, 2012).

As taxas de nucleação e crescimento de opala CT são mais lentas que as taxas de opala A, e conseqüentemente, as taxas do quartzo também serão mais lentas que a de opala CT. Isto ocorre porque a organização estrutural e cristalina das duas últimas fases são muito mais ordenadas que a primeira e demandam maior tempo de formação.

Assim como na transformação entre opala A e opala CT, a continuidade deste processo nada mais é do que uma série de reações de dissolução e reprecipitação, onde a última fase mineral a ser formada é o microquartzo (Figura 9, caminho A).

Em condições de equilíbrio, o microquartzo não se forma diretamente por meio da dissolução de opala A. Neste caso, as faces de um cristal embrionário de SiO_2 estariam rodeadas por grupos silanol, os quais não teriam tempo para se adequar devidamente a sua estrutura cristalina. Assim, o seu crescimento estaria bloqueado e uma fase mineral menos ordenada (opala CT) tomaria forma (Hesse, 1989). Por outro lado, Knauth (1994) mostrou que sob condições específicas, é possível a precipitação de quartzo a partir de soluções derivadas diretamente da dissolução de opala A, as quais não atingiram o ponto de equilíbrio nem sequer a mínima concentração necessária para a formação de opala CT (Figura 9, caminho C).

Finalmente, o microquartzo é transformado em megaquartzo em condições de temperatura próximas ao metamorfismo. Por outro lado, o megaquartzo, assim como a sílica fibrosa, pode se formar a temperaturas mais baixas ao preencher e se precipitar em pequenas cavidades e fraturas (Knauth, 1994; Boggs, 2012).

Desta forma, de acordo com a Figura 9, o caminho A representa a sílica inicialmente depositada como opala A, que, através de reações de dissolução e reprecipitação, transformar-se-á em opala CT e microquartzo. O caminho C reflete a silicificação precoce na qual o microquartzo é formado em condições de baixa temperatura e baixa pressão. Por fim, o caminho B representa uma possível alternativa de formação de silexitos em ambientes e condições intermediárias entre A e C.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Trabalho de Campo

O trabalho de campo se deu entre os dias 2 e 3 de fevereiro de 2013, no km 168 da Rodovia Castelo Branco (BR-374), próximo a Porangaba (SP) e na região de Anhembi (SP), em localidades da Formação Teresina, Grupo Passa Dois (Neopermiano, Bacia do Paraná) (Figura 10, p. 36). Nas duas localidades visitadas, encontrou-se sucessões de rochas carbonáticas e silicicláticas com níveis silicificados de calcarenitos e calcirrudotos fossilíferos.

Nesta atividade, analisou-se a distribuição destas rochas em escala macro- e mesoscópica, coletou-se material (devidamente armazenado em sacos plásticos) de diferentes níveis estratigráficos para a confecção de lâminas petrográficas. Todas as rochas da Formação Teresina analisadas microscopicamente neste trabalho de campo são provenientes dos níveis de calcirrudito silicificado do ponto II (Localidade 1).

Ademais, foram feitas interpretações geológicas e paleontológicas do ambiente de sedimentação, bem como a elaboração de seções estratigráficas dos pontos visitados (Figura 11, p. 38; Figura 13, p. 41). As seções estratigráficas foram elaboradas em escala vertical de 1:20, sendo divididas, da base para o topo, em pacotes (A, B, C, D) marcados basicamente pela sucessão rítmica de camadas pelíticas e (calc)areníticas.

5.2 Análises de Laboratório

Parte do material coletado no trabalho de campo foi polido, laminado e estudado por Badaró (2013), e encontra-se disponível no Laboratório de Paleontologia Sistemática do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. De um total de dez lâminas petrográficas confeccionadas, escolheram-se os quatro exemplares mais representativos da assembleia fossilífera da Formação Teresina para análise microscópica. Estas lâminas foram feitas num corte mais espesso do que o convencional, de aproximadamente 50 a 100 μm , com o objetivo de melhor visualizar as características sedimentares e biológicas das amostras, tais como texturas de corrosão de carbonato, escamas de peixe, microfílos de licófitas, etc. Também foram selecionadas oito lâminas provenientes da Formação Irati, coletadas nos municípios de Paraisolândia (SP), Fartura (SP), Cesário Lange (SP) e Conselheiro Mairink (PR), referentes à tese de Calça (2008), onde se observou grãos de pólen bissacados e células de bactérias procarióticas. Já as amostras australianas, parte do acervo pessoal do Professor Doutor Thomas Rich Fairchild, referentes às formações Bitter Springs e Skillogalee, foram coletadas nas regiões de Alice Springs (Northern Territory) e Boorthanna (South Australia), das quais, escolheram-se duas lâminas da primeira unidade e nove da última. Ver Tabela 1.

As análises petrográficas foram realizadas em microscópios ópticos de luz polarizada (*Olympus BX50*) acoplados a máquinas digitais (*Olympus E-330*) no Laboratório de Óptica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica. As imagens foram tratadas com *Microsoft Office Picture Manager 7.0* para ajustes de contraste, nitidez e brilho. Posteriormente, usou-se o *Image J 1.45* na confecção de escalas digitais e o *Corel Draw X3* na construção de pranchas de fotos e digitalização das seções estratigráficas elaboradas durante o trabalho de campo.

Tabela 1. Relação das lâminas petrográficas analisadas.

| Lâmina | Unidade Estratigráfica | Local de Coleta |
|---------------------------|-------------------------------|--------------------------------------|
| BS-06-1-B | Formação Bitter Springs | Alice Springs, Northern Territory |
| BS-13-1-B | | |
| AB-2-1-A | Formação Skillogelee | Boorthanna, South Australia |
| AB-2-1-B | | |
| AB-2-1-C | | |
| 23B-2-1-A | | |
| 66B-2-1-A | | |
| 66B-229-1-A | | |
| 107B-223 | | |
| 128B-61-A | | |
| P584-2B | | |
| CLU-07 Cesário Lange (SP) | | |
| LET-1C | Conselheiro Mairink (PR) | |
| CM5 | | |
| 14A-BG-4B | Fartura (SP) | |
| C3-103 | | |
| C3-146 | | |
| V-222 | | |
| PAR-15B | Paraisolândia (SP) | |
| GPL-6E-132 | Formação Teresina | km 168 (BR-374, SP) |
| GPL-6E-133 | | |
| GPL-6E-136 | | |
| GPL-6E-139 | | |

6. ATIVIDADE DE CAMPO

A atividade de campo se deu nos dias 1 e 2 de fevereiro de 2013 em afloramentos da Formação Teresina, Grupo Passa Dois, Permiano da Bacia do Paraná, no km 168 da Rodovia Presidente Castelo Branco (BR-374), e no município de Anhembi, SP (Figura 10).

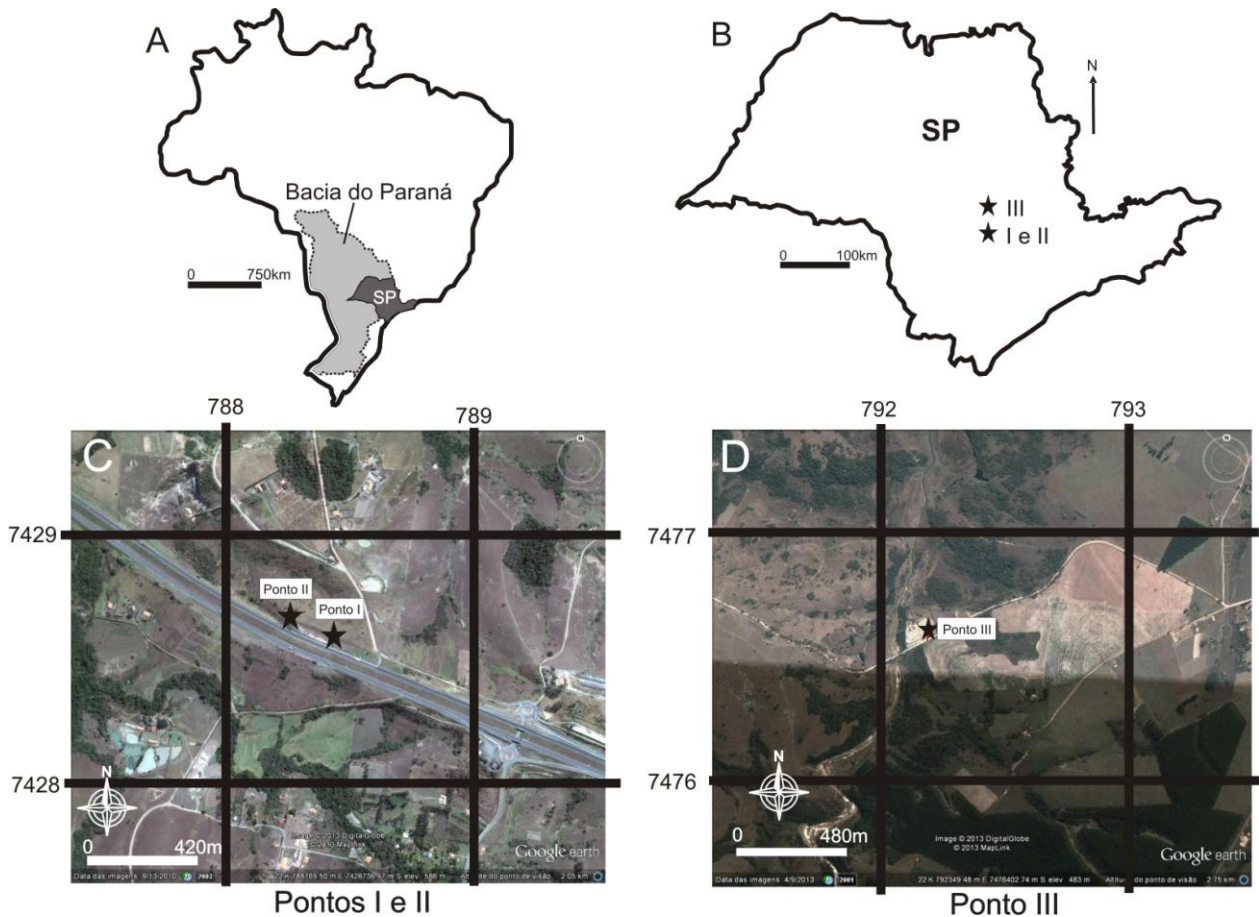


Figura 10. Localização dos afloramentos. **(A)** Limites da Bacia do Paraná em território brasileiro e localização do Estado de São Paulo. **(B)** Imagem do Estado de São Paulo com a posição dos afloramentos visitados. **(C)** Localidade 1, no km 168 da Rodovia Castelo Branco (BR-374) com pontos I e II indicados na imagem. Fonte: Google Earth. **(D)** Localidade 2, com Ponto III indicado na imagem, 6,3 km a oeste de Anhembi, SP. Fonte: Google Earth.

6.1. Localidade 1, km 168, Rodovia Presidente Castelo Branco

I: UTM 22K 0788750 / 7428769

II: UTM 22K 0788608 / 7428827

As coordenadas correspondem respectivamente ao início e fim do perfil realizado no km 168 da Rodovia Castelo Branco (sentido interior), próximo à Porangaba, SP.

Ao longo de 150 metros de afloramento na beira da estrada, aflora um pacote sedimentar com 2,15 metros de espessura caracterizado por siltitos roxos alternados com calcarenito fino cinza-esverdeado, para o qual se confeccionou uma seção estratigráfica (Figura 11). As camadas de siltito têm espessura decimétrica, aspecto pastiloso caracterizado por pequenas placas com fraturas conchoidais, geometria tabular e grau de alteração intermediário. Já as camadas de calcarenito têm espessura decimétrica, geometria tabular e estão similarmente intemperizadas.

Nos níveis pelíticos, foram encontradas laminações plano-paralelas, gretas de contração e estruturas heterolíticas com laminação do tipo *wavy*. Em algumas das camadas de calcarenitos, observaram-se diques clásticos, micrófilos aciculares de licófitas de 5 a 8 mm de comprimento, os quais por vezes apresentavam-se orientados (N35W) (Figura 12). Estruturas microbialíticas estratiformes, lateralmente contínuas e milimetricamente laminadas foram identificadas nas mesmas camadas.

Porções de rochas carbonáticas foram substituídas por sílica, dando origem a camadas de silixitos de 3 a 4 cm de espessura, aonde foi possível a preservação de oncoides, além de nódulos lenticulares centimétricos de sílex (Figura 12).

A camada de calcirrudito, encontrado na parte mais basal do afloramento, pode chegar a 15 cm de espessura e sua geometria varia lateralmente, apresenta-se ora tabular, ora lenticular. Encontra-se parcialmente permineralizado e substituído por sílica, com elementos como acamamento incipiente, oncoides, micrófilos de licófitas e fragmentos ósseos preservados. Os oncoides, em especial, têm laminação microbiana concêntrica desenvolvida ao redor de grânulos de 3 a 4 cm.

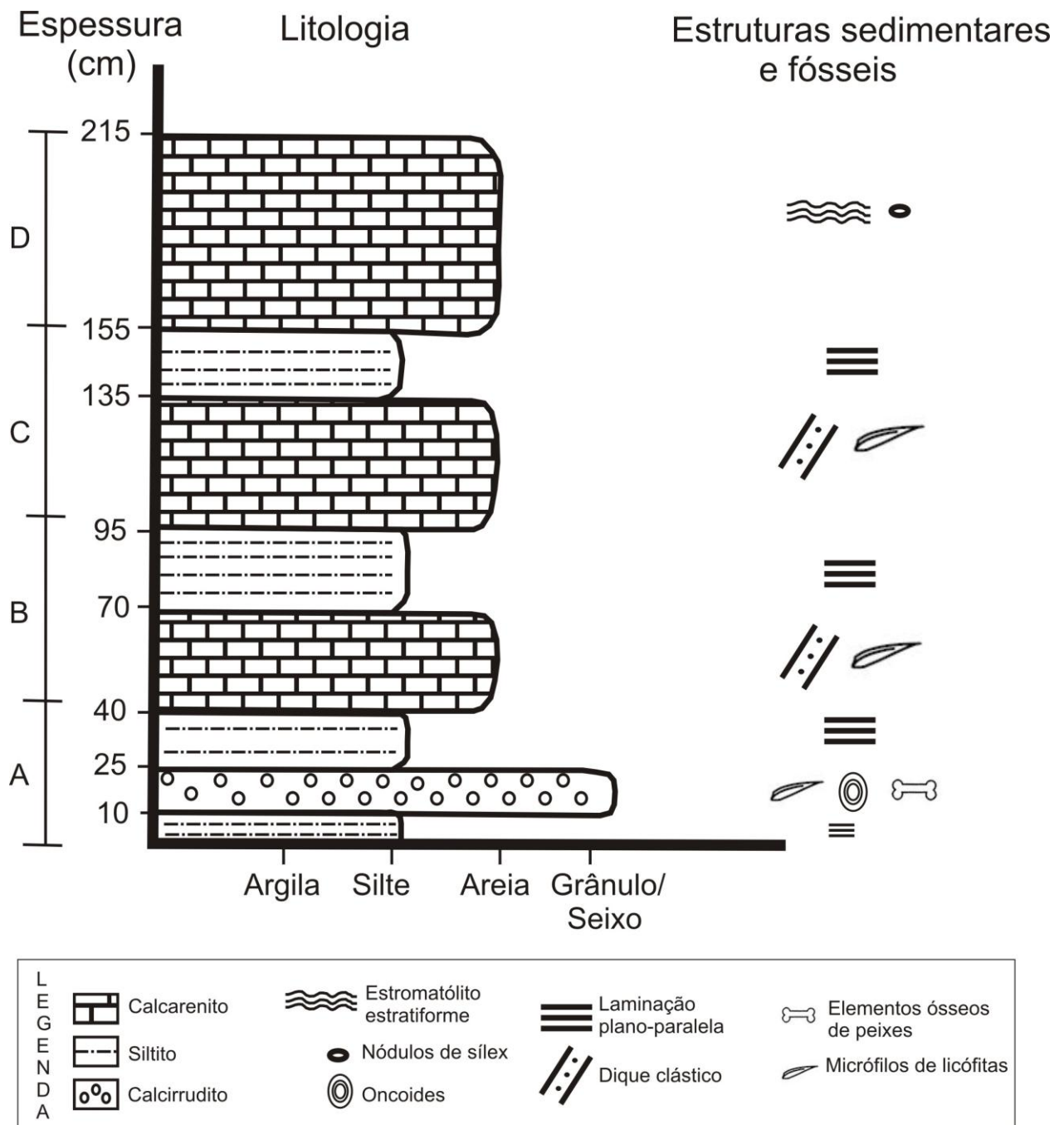


Figura 11. Seção estratigráfica representativa do perfil exposto entre os pontos I e II da Localidade 1, na Rodovia Castelo Branco, km 168. Notar a disposição tabular das camadas, a alternância entre as camadas de siltito e calcarenito, e o conteúdo fóssilífero presente nos níveis de calcarenito e calcirrudito. As letras A, B, C e D correspondem a intervalos de sedimentação, caracterizados por sucessões de calcarenito (ou calcirrudito) e siltito.

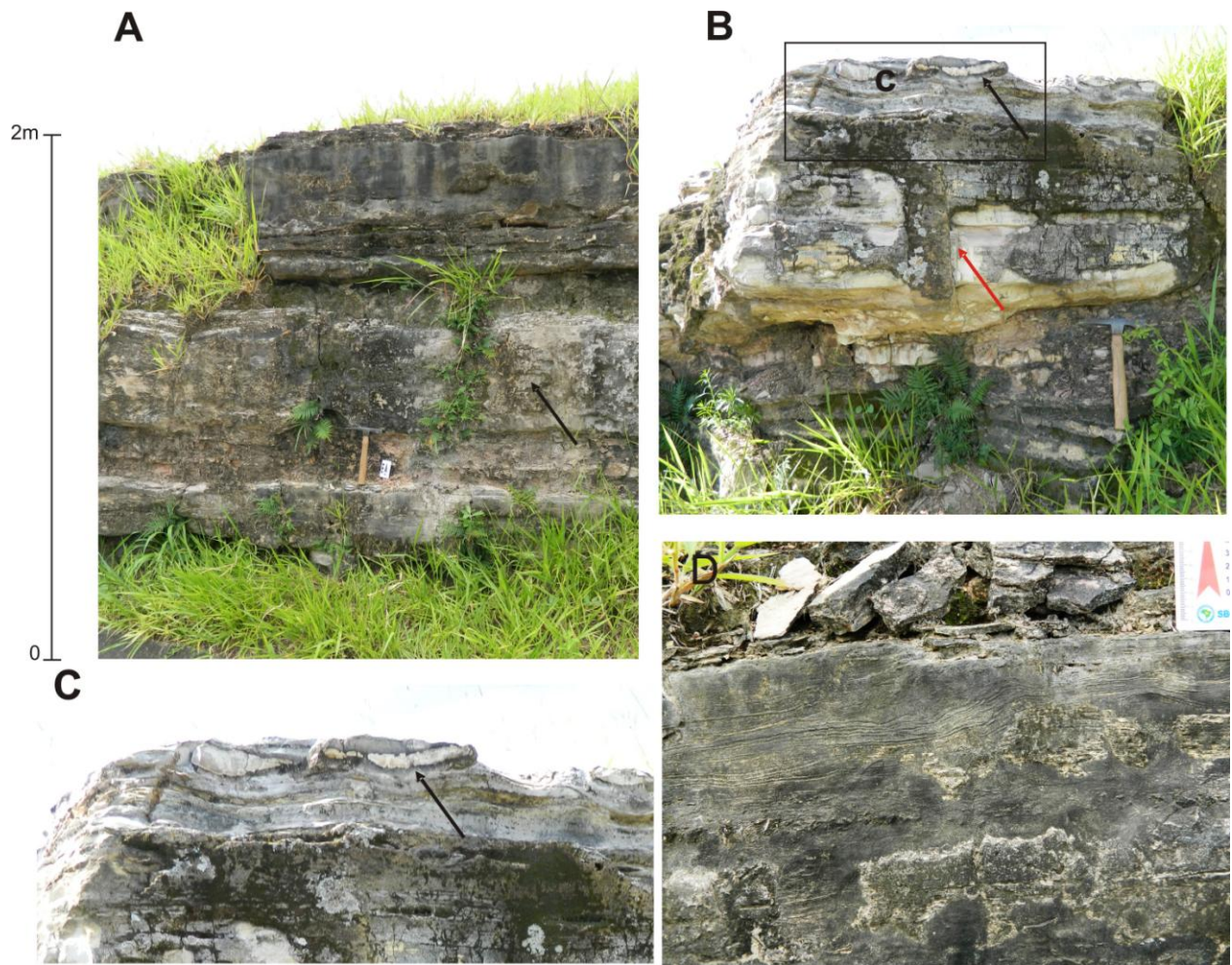


Figura 12. Localidade 1. Rochas carbonáticas da Formação Teresina em corte de estrada na Rodovia Castelo Branco, km 168. **(A, B, C, D).** Estruturas encontradas no Pacote A. **(A)** Aspecto típico do afloramento. Notar estruturação tabular das camadas e o nível de calcirrudito oncolítico indicado pela seta. **(B)** Nível de calcarenito fino. A seta preta indica o nível de corpos lenticulares de sílex com 5 a 7 cm de extensão. Notar dique clástico indicado pela seta vermelha. **(C)** Detalhe de lentes de sílex no topo do afloramento. **(D)** Laminação microbialítica em níveis de calcarenito fino. Notar laminação fina, irregularmente ondulada, característica de esteiras microbianas.



Figura 12. Localidade 1. Rochas carbonáticas da Formação Teresina em corte de estrada na Rodovia Castelo Branco, km 168. Estruturas encontradas no Pacote D. **(E, F, G, H)**. **(E,F)** Nível de calcirrudito formado exclusivamente por grânulos e seixos oncolíticos silicificados de 3 a 4 cm de comprimento. **(F)** Detalhe mostrando a disposição caótica dos oncoides. **(G,H)** Vista em planta do nível de calcarenito com microfilos de licófitas silicificados. **(H)** Detalhe mostrando uma orientação subparalela destes fósseis.

6.2 Localidade 2, Mineração Areião, empresa de extração de areia

UTM III: 22K 0792078 / 7476485

Em corte de estrada de terra, logo à frente da empresa Areião a 6,3 km a oeste de Anhembi, levantou-se uma seção estratigráfica do afloramento caracterizado por diversas intercalações rítmicas de siltito roxo e arenito fino branco-amarelado com espessura variando entre 5 e 30 cm (Figura 13). As camadas de siltito apresentam laminações plano-paralelas e estruturas heterolíticas do tipo *linsen*. Nas de (calc)arenito, a estrutura laminar interna não era evidente devido ao intemperismo, exibindo apenas estrutura maciça.

Duas camadas tabulares de silexito se destacaram na parte média da seção, com 5 a 7 cm de espessura, ricas em grânulos e seixos (3 a 5 cm), que apresentam laminação

concêntrica irregular, típica de microbialitos e, assim foram interpretados como oncoides (Figura 14). Mais ao topo da sucessão, encontrou-se um nível arenoso cinza alaranjado, cimentado por sílica, com 35 cm de espessura e sem estrutura alguma preservada, a não ser possíveis marcas de raízes também preenchidas por sílica, sugerindo a ocorrência de um paleossolo silicificado, possivelmente um silcrete.

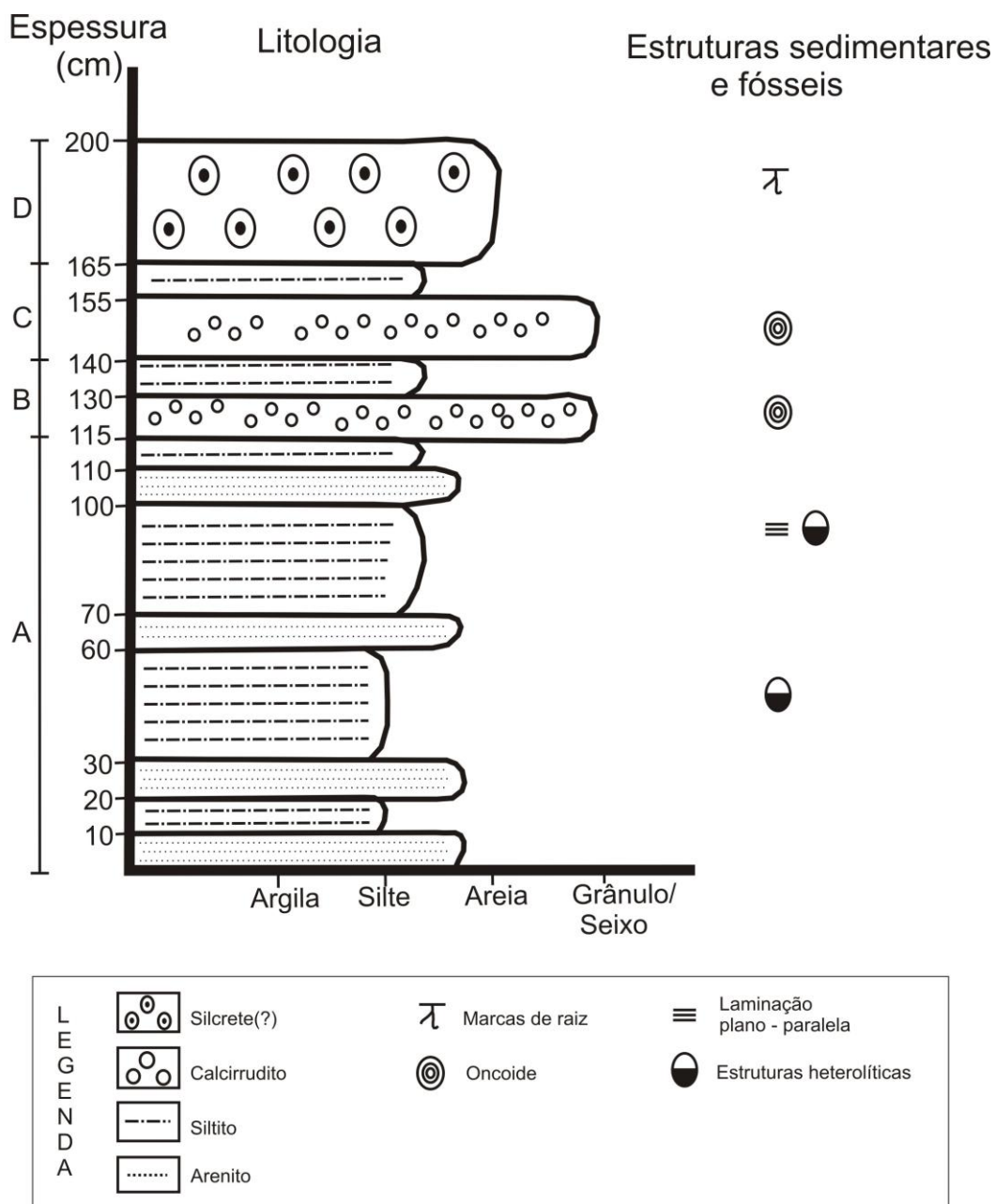


Figura 13. Seção estratigráfica representativa da Localidade 2, ponto III, 6,3 km a oeste de Anhemi. Notar alternância entre camadas de siltito e arenito, níveis de calcirruditos oncolíticos e a camada maciçamente silicificada (possível silcrete?) no topo do afloramento. As letras A, B, C e D correspondem a intervalos de sedimentação, caracterizados por sucessões de (calc)arenito, calcirrudito, siltito e silcrete (?).

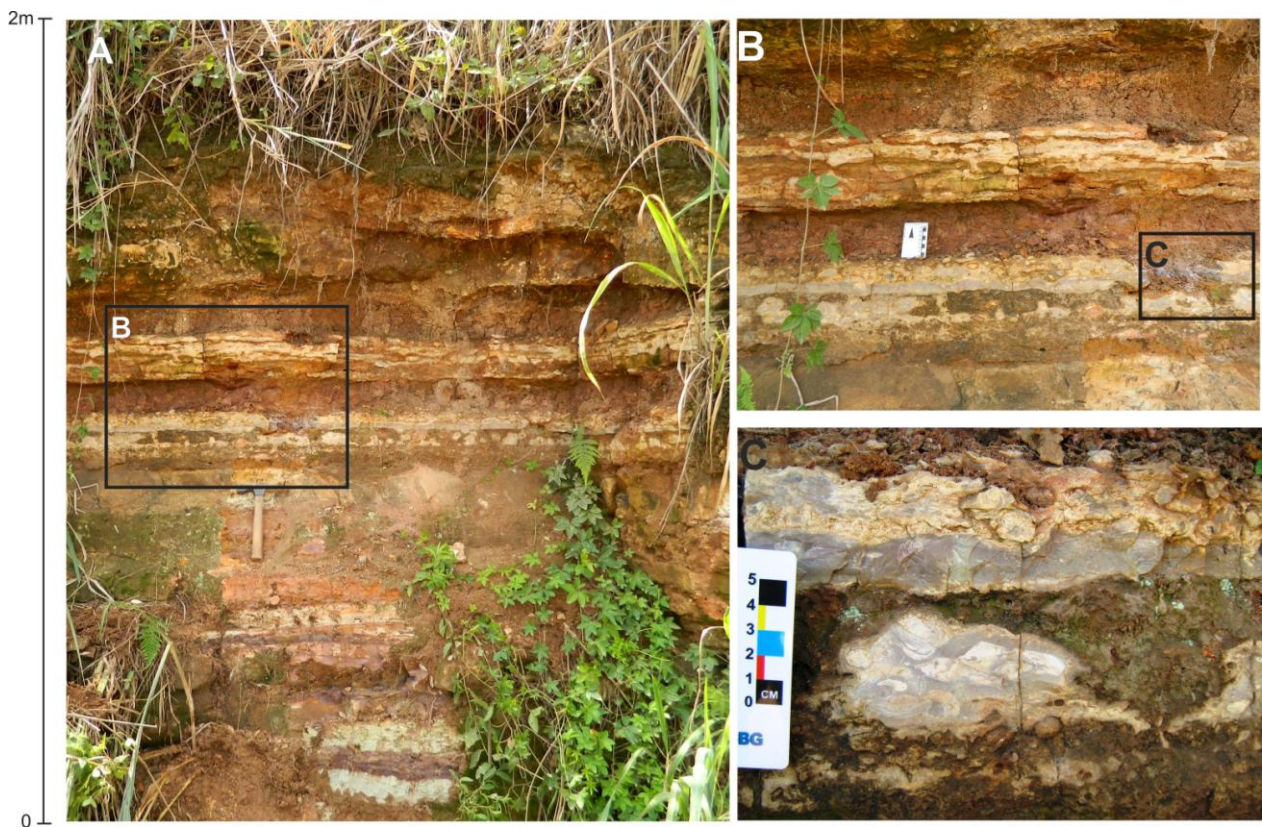


Figura 14. Localidade 2. Rochas plano-paralelas alteradas em corte de estrada de terra, 6,3 km a oeste de Anhembi. **(A)** Notar níveis de calcirrudito silicificado destacados pelo quadrado. Na parte de baixo da foto, notar intercalação entre siltitos roxos e arenitos finos branco-amarelados. **(B)** Níveis silicificados em maior detalhe referentes aos pacotes B e C. Notar que essas camadas apresentam geometria tabular, no entanto suas superfícies são inteiramente irregulares. **(C)** Silexito do Pacote B em destaque. Notar que as irregularidades observadas são o resultado da silicificação irregular de oncoides. Como resultado, a silicificação precoce preservou a laminação irregularmente concêntrica dos oncoides.

6.3 Análise e interpretação

Comparando os dois afloramentos, nota-se algumas similaridade na litologia, conteúdo fóssilífero, morfologia das camadas e estruturas sedimentares. No entanto, na Localidade 2, não foi constatada a presença de minerais carbonáticos em quaisquer camadas, tão pouco estruturas sedimentares nos níveis areníticos, mas infere-se a presença, originalmente de carbonato, devido aos oncoides. Esta inexistência de minerais carbonáticos pode ser explicada pelo alto grau de alteração, em que o intemperismo dissolveu o $(CO_3)^{2-}$ das estruturas cristalinas, bem como obliterou as estruturas sedimentares associadas a esta litologia. Ainda neste local, encontrou-se um silcrete (?), evidência de silicificação tardia em superfície pedogenética característica de climas áridos (Hesse, 1989).

Em relação ao conteúdo fóssilífero, encontrou-se o mesmo calcirrudito silicificado com oncoides, sendo que na Localidade 1 a rocha era sustentada pelos grãos e em 2 pela matriz.

Além disso, somente na Localidade 1, havia restos esqueléticos, estromatólitos estratiformes e micrófilos de licófitas, sendo que os últimos encontravam-se, em algumas porções do calcarenito, suborientados por paleocorrente.

Outro aspecto relevante é a alternância quase que rítmica entre siltito e calcarenito (ou arenito), provavelmente em decorrência de mudanças regulares do nível relativo do mar durante o período de deposição. Pela espessura das camadas, especialmente na Localidade 1, exclui-se a hipótese de variação sazonal e interpreta-se que essas alternâncias ocorreram em escala secular ou milenar, ou seja, em períodos de milhares de anos. Pelas litologias encontradas, a transição do nível relativo do mar deve ter alternado o regime de sedimentação, segundo o qual havia deposição de pelitos em períodos de transgressão e precipitação de carbonato em períodos de regressão.

Ou seja, pode-se imaginar duas fases de sedimentação para este paleoambiente. A primeira é marcada por nível relativo do mar (NRM) alto e correspondente à deposição de pelitos não-silicificados e afossilíferos. Já a segunda caracteriza-se por NRM baixo, e predominância de deposição carbonática, possivelmente em um ambiente de plataforma epicontinental.

Uma vez que o conteúdo fóssilífero (fragmentos esqueléticos de peixe, micrófilos de licófitas, oncoides, laminações microbialíticas submilimétricas) e as estruturas sedimentares das unidades silicificadas apresentam boa preservação, pode-se inferir que a silicificação foi precoce, ou seja, ocorreu antes que a compactação e a diagênese pudesse descaracterizar ou obliterar essas feições. Como produto, formaram-se nódulos lenticulares de sílex, típicos de silicificação de rochas carbonáticas em ambientes aquáticos rasos (Hesse, 1988; Knauth, 1994; Boggs, 2012). Knauth (1979) explica a formação destes nódulos da seguinte forma: com a precipitação da água da chuva, os minerais carbonáticos se tornariam instáveis em decorrência das mudanças de pH e temperatura e, por esta razão, se dissolveriam. Concomitantemente, as moléculas de sílica, originadas da dissolução de carapaças silicosas começariam a se condensar e a preencher os poros dos tecidos orgânicos (permineralização) e das rochas carbonáticas (substituição), preservando, deste modo, as estruturas sedimentológicas e paleontológicas observadas e descritas nestes afloramentos.

7. RESULTADOS

Os principais constituintes biológicos das rochas estudadas são a matéria orgânica amorfa e os microfósseis. A matéria orgânica amorfa é o produto da degradação de microrganismos, através da destruição parcial ou total de seus elementos biológicos (bainhas, carapaças, restos vegetais). De forma geral, a matéria orgânica apresenta três diferentes texturas: 1) estruturada (microfósseis em diversos estágios de degradação, mas ainda identificáveis como restos derivados de microrganismos); 2) amorfa do tipo difusa, quase como um pigmento (como partículas submicroscópicas concentradas em espaços ou volumes disformes parecidas com “nuvens”); e 3) amorfa grumosa ou peloidal, associada a partículas pequenas de minerais carbonáticos criptocristalinos (peloides).

Os microfósseis encontrados são majoritariamente formas procarióticas, tanto da microbiota bentônica responsável pelo desenvolvimento microbialítico, quanto por fósseis alóctones, correspondentes à microbiota planctônica. Presumivelmente, os fósseis autóctones representam comunidades de esteiras microbianas, formadas por cianobactérias, por substâncias extracelulares (*extra polymeric substance*, um tipo de mucilagem secretada por cianobactérias) e componentes minerais. O empilhamento sucessivo destas esteiras, ao longo do tempo, seguido pela litificação desses depósitos laminares, resulta em estruturas estromatolíticas (microbialitos laminados). Oncoides, outro exemplo de estruturas associadas a comunidades microbianas, são tidos como grãos envelopados geralmente maiores que 2 mm de diâmetro, formados por séries de laminações microbianas concêntricas ao redor de um grão (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

Por outro lado, quando não associados à atividade microbiana, microfósseis correspondem a componentes orgânicos de tamanho reduzido, tais como acritarcos, espículas de esponja, palinórfos, restos vegetais e fragmentos ósseos, entre outros.

Em relação aos constituintes aloquímicos, os termos a serem usados para os componentes carbonáticos silicificados são micrita, espato, peloide, oóide e psóide. Micrita, ou lama carbonática, é definida como um aglomerado de cristais carbonáticos de 1 a 4 µm formados como precipitados bioinduzidos, ou como resultado do intenso fraturamento de grãos maiores. Espato refere-se a minerais carbonáticos maiores do que 30 µm. Peloides, por sua vez, referem-se a grãos arredondados compostos por micrita, que incluem materiais biológicos micritizados (algas, esteiras orgânicas), matéria orgânica e outros componentes de origem incerta. Já oóides e psóides são grãos esféricos respectivamente de 0,25-2,0 mm e 2,0-10,0 mm de diâmetros formados em regiões de sedimentação carbonática (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Usou-se a classificação de Folk (1950) para a utilização dos termos microquartzo, megaquartzo e calcedônia, formados durante a silicificação (ver tópico 4.2 para maiores detalhes) e, para a identificação das rochas carbonáticas silicificadas, tomou-

se como base a classificação de Folk (1962), fundamentada no tamanho dos grãos e/ou cristais da rocha original.

No mais, tendo em vista a dificuldade e heterogeneidade das rochas estromatolíticas, para este trabalho, tomou-se como arcabouço a laminação microbiana composta de componentes particulados, bem como restos e vestígios de matéria orgânica (amorfa ou estruturada) derivada dos elementos orgânicos primários da biota original. Para a matriz, serão consideradas as estruturas mais finas compostas por micrita com matéria orgânica associada. Neste contexto, os termos “peloide” e “matéria orgânica peloidal” são tidos como sinônimos. Nas demais litologias, arcabouço e matriz serão tratados, respectivamente, como as porções mais grossa e mais fina da rocha.

7.1 Formação Bitter Springs

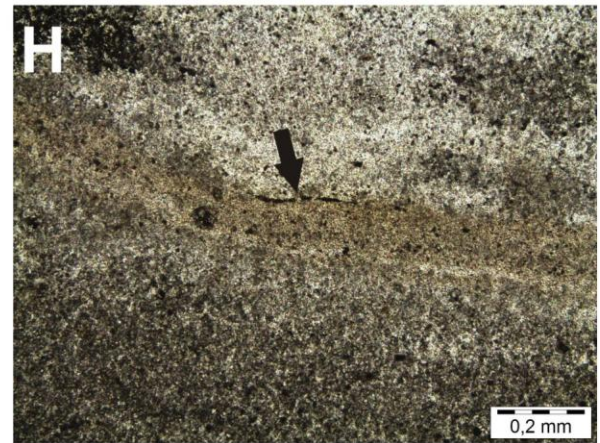
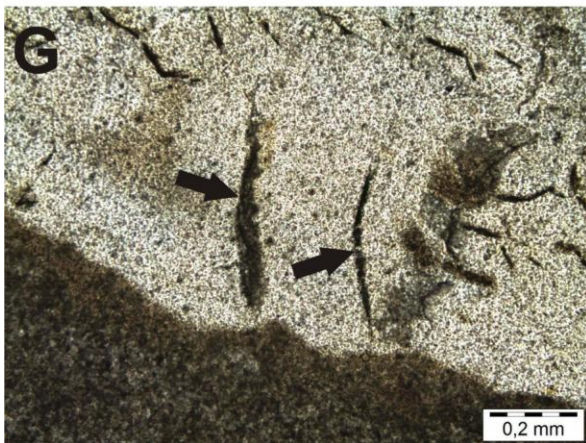
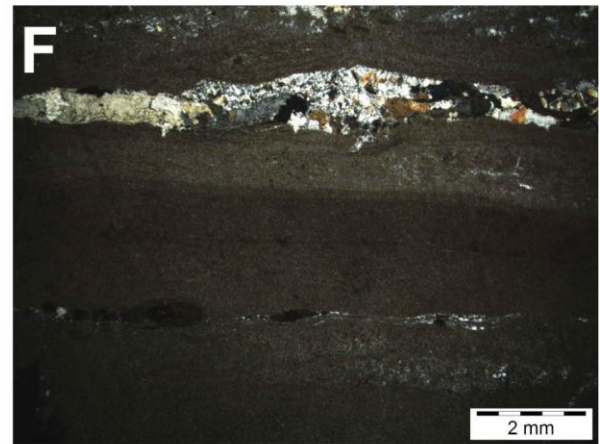
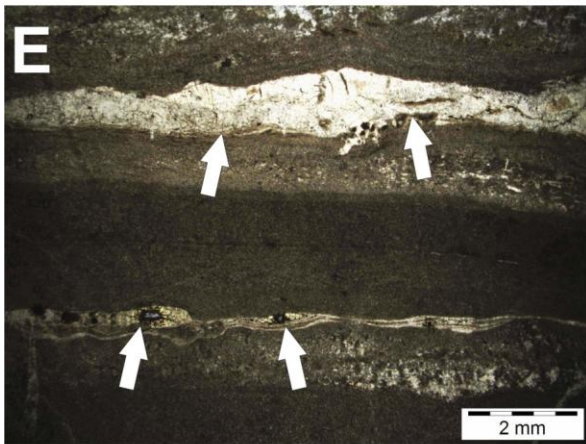
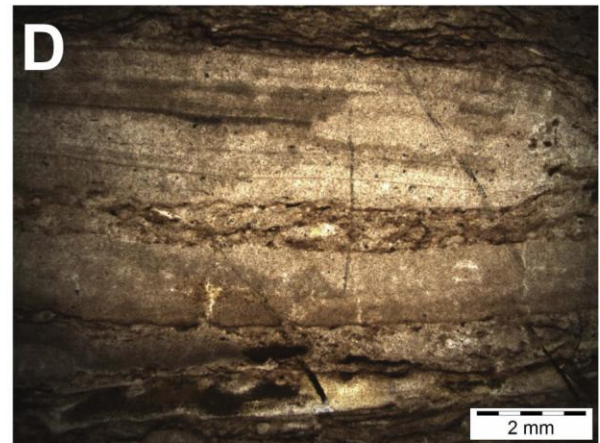
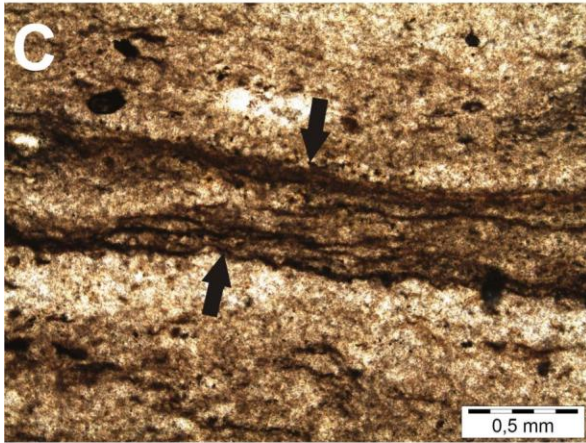
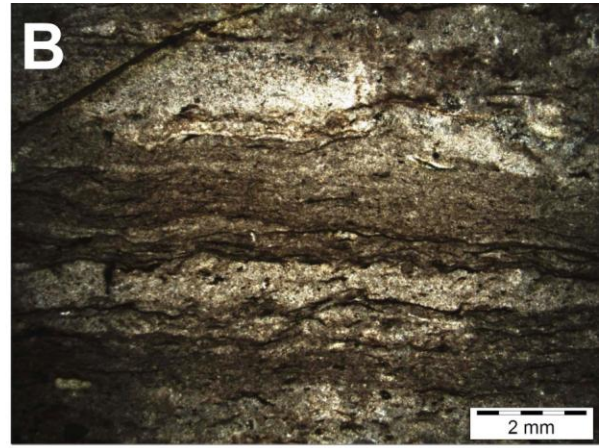
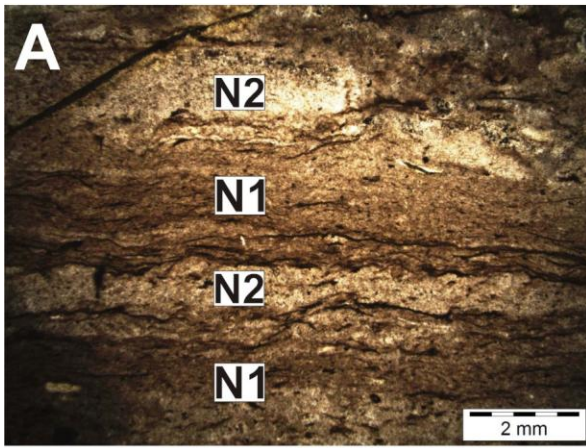
As rochas da Formação Bitter Springs, coletadas em Alice Springs (Northern Territory, Austrália) representam estromatólitos cinza-escuros com níveis silicificados de coloração preto-acinzentado, além de partes branco-acinzentadas pouco ou sem quaisquer evidências de silicificação. Em escala microscópica, essas rochas estão quase que inteiramente silicificadas, compostas por cristais subeuédricos de microquartzo (95%), que permineralizaram a matéria orgânica e os microfósseis filamentosos, além de megaquartzo (4%) no preenchimento de microfraturas e carbonato micrítico (1%), relíquia da composição mineralógica original.

A estruturação destes estromatólitos é dada por sucessões rítmicas entre níveis de esteiras (N1) e níveis de matéria orgânica amorfa (N2), constituindo respectivamente o arcabouço e a matriz (Figuras 15A e 15B). A matéria orgânica, de coloração amarronzada, tem textura peloidal e difusa, enquanto que as esteiras exibem uma coloração mais escura, estão bem preservadas, submilimetricamente espaçadas e dispõem de filamentos lateralmente contínuos e estratiformes. Em alguns exemplares, foram observados níveis clásticos silicificados, nos quais os grãos estavam imersos aleatoriamente na matéria orgânica.

Ocasionalmente, em alguns locais de N2, observam-se “bolsões de preservação”, regiões onde as esteiras estão isoladas e bem preservadas em relação aos elementos à sua volta (Figura 15C), além de estruturas primárias da rocha original, como a laminação sedimentar estratiforme, regular e milimetricamente espaçada, possivelmente correlata à disposição original dos minerais carbonáticos (Figura 15D).

Como resultado do processo de silicificação, formaram-se lâminas submilimétricas de sílex concordantes ao acamamento original (Figuras 15E e 15F), nas quais fragmentos de esteiras com 0,4 mm de comprimento estão moderadamente bem preservados (Figura

15G). Nas áreas adjacentes, onde a silicificação foi menos intensa, a preservação destes microfósseis torna-se mais rara (Figura 15H).



(página 47)

Figura 15. Formação Bitter Springs. **(A,B)** Trama microbialítica caracterizada por níveis com laminação microbiana (N1) e sem laminação microbiana (N2). Nicois paralelos e cruzados respectivamente. Lâmina B5-13-1B. **(C)** Bolsão de preservação (seta), região da rocha onde porções da esteira encontram-se mais bem preservadas em comparação às áreas adjacentes. Lâmina B5-13-1B. **(D)** Estrutura sedimentar reliquiar caracterizada por laminações estromatolíticas mal preservadas. Lâmina B5-13-1B. **(E,F)** Níveis de sílex entre a sucessão micrítica, indicados pelas setas. Nicois paralelos e cruzados respectivamente. Lâmina B5-2B. **(G)** Fragmentos de filamentos e esteiras microbianas moderadamente preservados nos níveis de sílex. Lâmina B5-2B. **(H)** Fragmentos de esteiras microbianas mal preservados na matriz pelítica. Lâmina B5-2B.

7.2 Formação Skillogalee

As rochas desta formação apresentam uma razoável diversidade em seu conteúdo fossilífero. São estromatólitos provenientes de Boorthanna (South Australia, Austrália), de coloração preto-alaranjado, pouco intemperizados, caracterizados por sedimentos grossos (areia média a grossa) entre as estruturas microbialíticas, além de níveis de intraclastos microbianos. Pela análise microscópica, percebeu-se que essas rochas estão parcialmente silicificadas, sendo que o microquartzo constitui a maior parte da composição mineralógica (80%), seguido por calcedônia (10%), megaquartzo (5%) e minerais carbonáticos (5%).

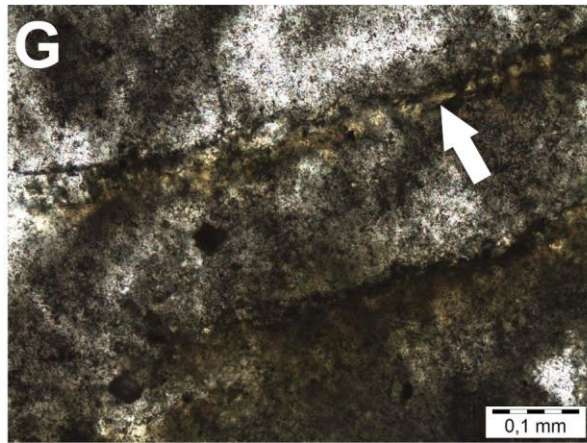
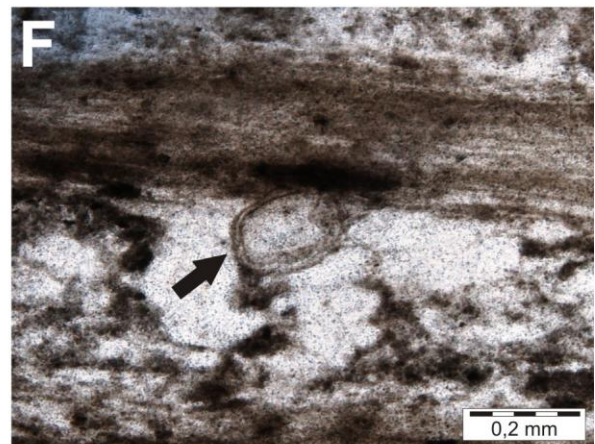
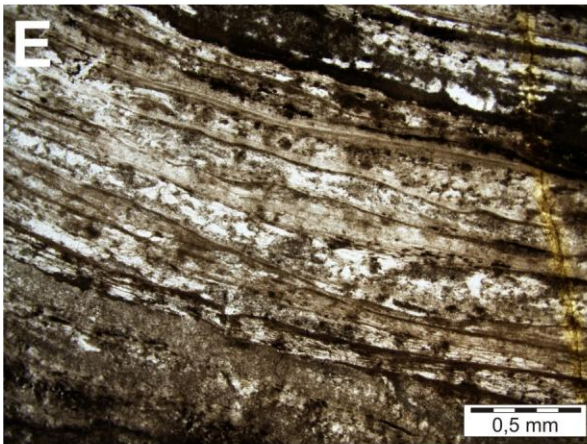
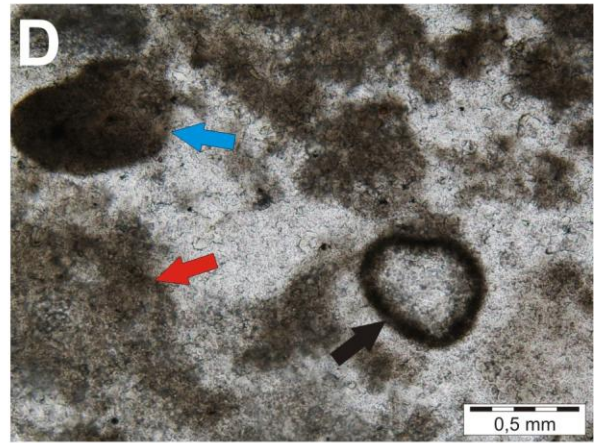
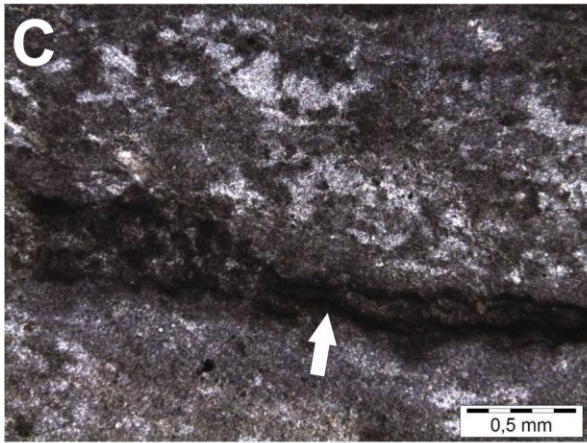
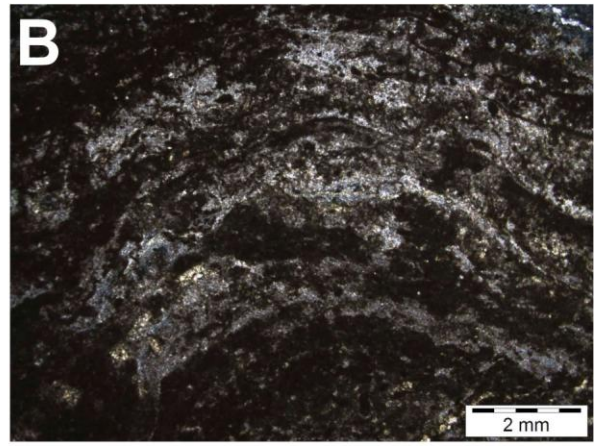
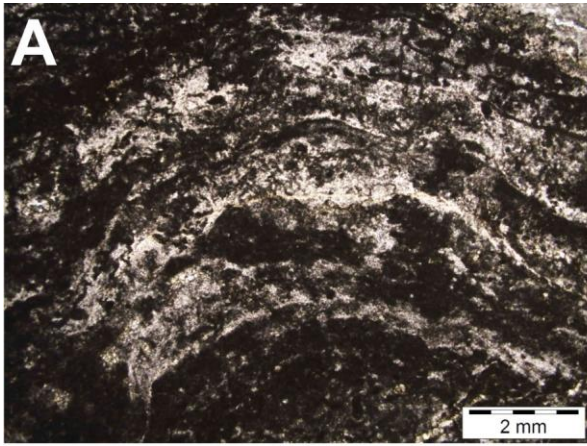
Assim como o material da Formação Bitter Springs, o microquartzo preenche tanto a matriz (micrita e matéria orgânica amorfa) quanto o arcabouço (esteiras microbianas e matéria orgânica associada), enquanto que a calcedônia e o megaquartzo ocupam os espaços gerados por fraturamento. Existem duas fases de minerais carbonáticos nessas rochas, a primeira é definida por relíquias texturais da rocha original, como a micrita, e a segunda por preenchimento de fraturas após a sedimentação, caracterizadas por espato.

Nos estromatólitos, a laminação microbialítica está bem preservada e pode ser definida como sucessões rítmicas submilimétricas entre lâminas dômicas, levemente onduladas e estratiformes, distribuídas em intervalos marcados por atividade microbiana (N1) e sem atividade microbiana (N2) (Figuras 16A, 16B, 16E).

Nestes exemplares, pode-se encontrar matéria orgânica amorfa tanto em N1 como em N2. Em N1, a matéria orgânica amorfa apresenta-se principalmente na forma de peloides, formando aglomerados nos espaços entre as esteiras microbianas, enquanto que em N2, exhibe uma textura difusa, formando nuvens de coloração amarronzada ao longo da matriz quartzosa (Figura 16D).

Principalmente nas regiões mais precocemente silicificadas, foram observados “bolsões de preservação” representados por esteiras (Figura 16C) e filamentos microbianos (Figura 16G) isolados de outros elementos biológicos, além de microfósseis esferoidais com 0,5 e 0,2 mm associados a acritarcos (Figuras 16D e 16F).

Esteiras microbianas também se encontram muito bem preservadas em calcarenitos oncolíticos da mesma formação, nos quais grãos subesféricos de micrita (peloides) serviram como suporte para o crescimento dessas comunidades. Nos centros destes peloides, filamentos microbianos de 0,1 mm de comprimento encontravam-se suborientados segundo o eixo maior destes grãos (Figura 16H).



(página 50)

Figura 16. Formação Skillogalee. **(A,B)** Laminação estromatolítica com forma dômica. Nicois paralelos e cruzados respectivamente. Lâmina 23B-2-1-A. **(C)** Provável bolsão de preservação representado por fragmentos lateralmente descontínuos de esteiras microbianas. Lâmina AB-2-1-A. **(D)** Porção bem preservada da rocha, com microfósseis de acritarco (seta preta), matéria orgânica peloidal (seta azul) e difusa (seta vermelha). Lâmina AB-2-1-B. **(E)** Trama microbiana definida pela intercalação de níveis com laminação microbialítica (N1), neste caso de morfologia estratiforme, e níveis sem laminação microbiana (N2). Lâmina 66B-2-1-A. **(F)** Microfóssil de acritarco indicado pela seta. Lâmina 66B-229-1-4. **(G)** Filamento isolado de esteira microbiana, indicado pela seta. Lâmina 128B-6-1-A. **(H)** Oncoides com laminação microbiana concêntrica. Lâmina P584-2B.

7.3 Formação Irati

As lâminas petrográficas referentes a esta unidade são calcarenitos finos cinza-branqueados parcialmente silicificados, com nódulos subesféricos e lenticulares de sílex, coletados nas cidades de Fartura (SP), Paraisolândia (SP) e Conselheiro Mairink (PR); folhelhos preto-acinzentados parcialmente silicificados de Cesário Lange (SP); e calcarenitos oolíticos inteiramente silicificados provenientes de Fartura (SP).

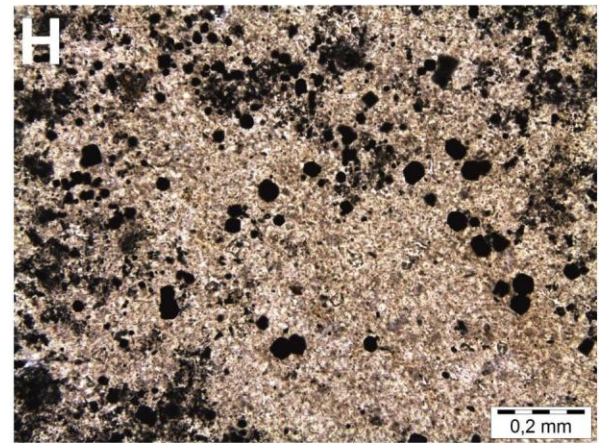
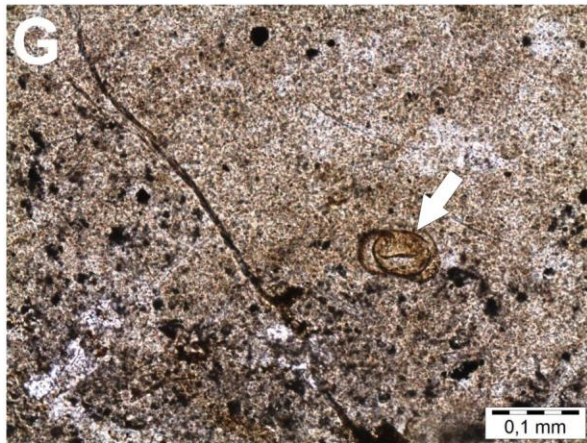
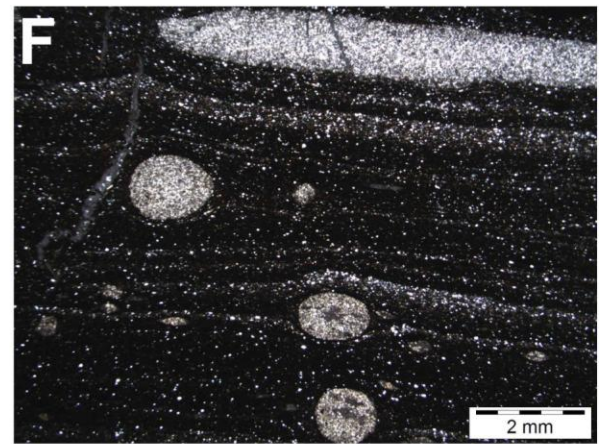
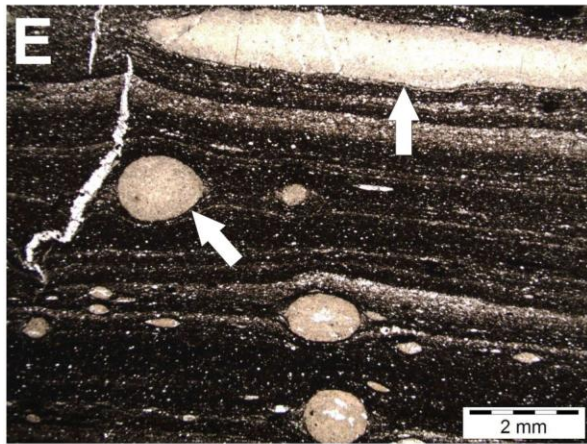
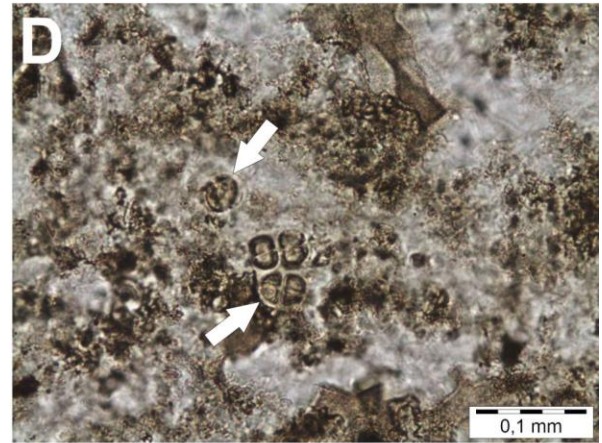
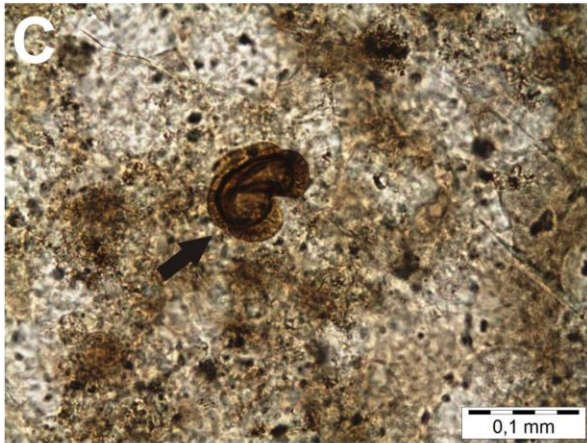
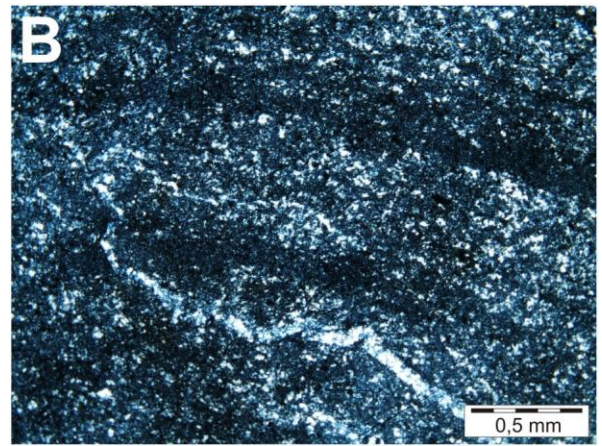
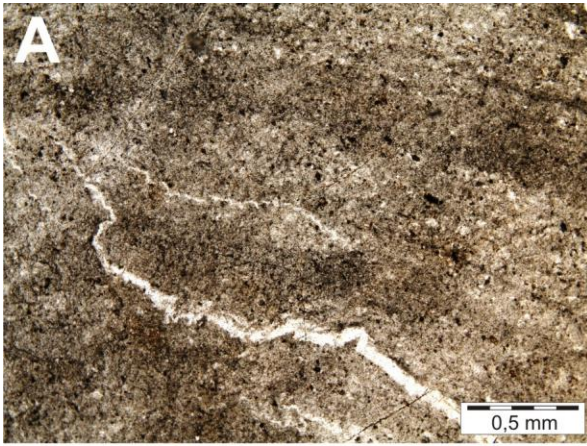
Micropetrograficamente, nos calcarenitos finos, a silicificação é parcial, com predominância de microquartzo (75%), calcedônia (5%) e minerais carbonáticos (20%). Os primeiros preenchem a matriz e elementos biológicos (matéria orgânica e microfósseis), os segundos preenchem cavidades oriundas de dissolução preferencial e os últimos ocorrem na forma de relíquias sedimentares, ou seja, estruturas ou tramas mineralógicas preservadas pela silicificação precoce. Em alguns exemplares, os minerais carbonáticos exibem hábito globular, indicativa de origem biogênica, formados por mimetização de células cocoides individuais.

Estas amostras são compostas basicamente por sílica microcristalina e matéria orgânica amorfa, tanto difusa como peloidal. Observam-se estruturas sedimentares como laminações microbialíticas, que puderam ser preservadas pela silicificação precoce (Figuras 17A e 17B). Com relação ao conteúdo fossilífero, foram encontrados grãos de pólen (Figura 17C) de coloração vermelho-amarronzado e células de cianobactérias cocoidais com paredes internas e externas bem preservadas, algumas em diferentes estágios de divisão celular (Figura 17D).

Os folhelhos parcialmente silicificados, por sua vez, consistem de camadas submilimétricas marrom escuras de argilominerais correspondentes à matriz (porção mais fina da rocha), alternadas por camadas ou níveis milimétricos (subesféricos ou lenticulares) de sílex (Figuras 17E e 17F), correspondentes ao arcabouço (porção mais grossa da rocha). As primeiras consistem de minerais siliciclásticos tamanho argila (70%) e microquartzo (30%), enquanto que as camadas de sílex caracterizam-se por microquartzo (90%) e pirita (10%) (Figura 17H). Pela granulação muito fina dos cristais, não foi possível identificar se há minerais carbonáticos na composição. No entanto, visto as camadas de sílex, pode-se estimar que houve substituição de minerais instáveis por sílica. Da mesma forma que a litologia supracitada, a rocha apresenta estruturas sedimentares e biogênicas muito bem preservadas, tais como laminação original e grãos de pólen bissacados de coloração laranja-amarelado (Figura 17 G).

Finalmente, os calcarenitos oolíticos analisados estão inteiramente silicificados. Tais rochas apresentam como característica comum oóides (1,0-2,0 mm) e pisóides (2,0-4,0 mm), os quais fazem parte do arcabouço, além de cristais subeuédricos de pirita e matéria orgânica peloidal, correspondentes à matriz. No entanto, diferem em intensidade de

fraturamento, compactação e preservação de estruturas primárias. Neste contexto, em algumas lâminas, foram observadas cavidades subesféricas muito similares às formas dos oóides, as quais sofreram dissolução preferencial e, por esta razão, durante o processo de silicificação, precipitou-se calcedônia (próximo às bordas) e megaquartzos (nas partes mais ao centro). Em outros exemplares, devido à intensidade da compactação, os oóides encontravam-se pouco, moderados ou intensamente fraturados. Nos estágios menos afetados por este processo (Figura 20A), a laminação concêntrica e a matéria orgânica difusa, associadas a estes componentes, encontravam-se bem ou moderadamente bem preservadas. Nos estágios mais afetados (Figura 20B), as características originais como trama e laminações concêntricas dos oóides e pisóides foram completamente alteradas.



(página 54)

Figura 17. Formação Irati. **(A,B)** Laminação plano-paralela da rocha original preservada. Nicois paralelos e cruzados respectivamente. Lâmina V-222. **(C)** Pólen bissacado preservado na matriz quartzosa, indicado pela seta. Lâmina PAR-15b. **(D)** Células de bactérias preservadas durante o processo de divisão, indicadas pelas setas. Lâmina PAR-15b. **(E,F)** Laminação marcada pela intercalação de camadas argilominerais e minerais carbonáticos (?), com destaque para níveis lenticulares e esferoidais de sílex, indicados pelas setas. Nicois paralelos e cruzados respectivamente. Lâmina LET-1C. **(G)** Grão de pólen bissacado (seta) bem preservado nas lentes de sílex. Lâmina LET-1C. **(H)** Aglomerado de cristais euédricos e subeuédricos de pirita nas lentes de sílex. Lâmina CLU-07.

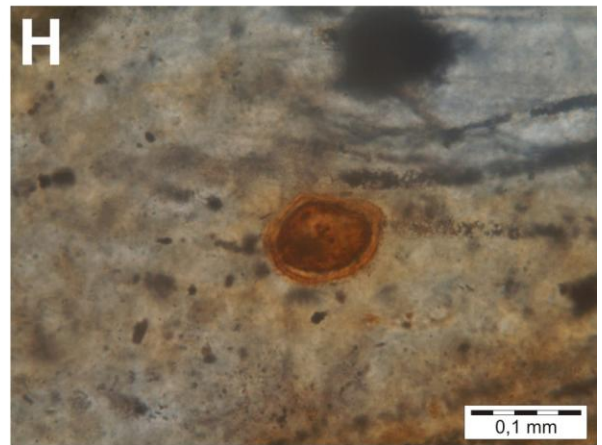
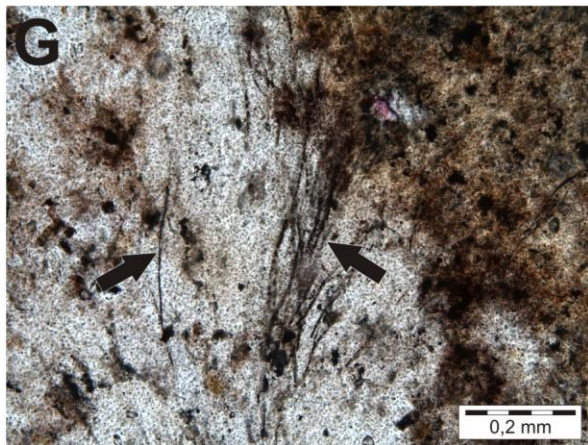
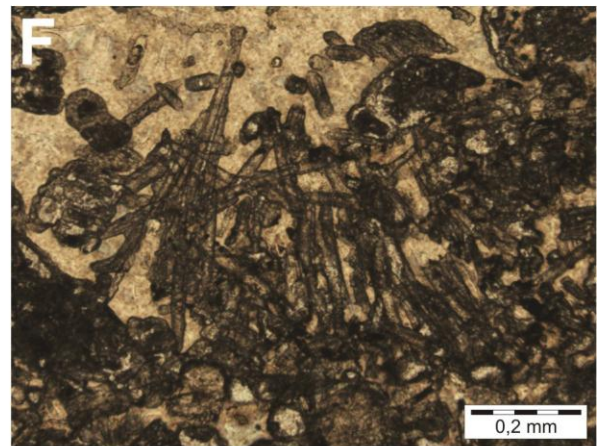
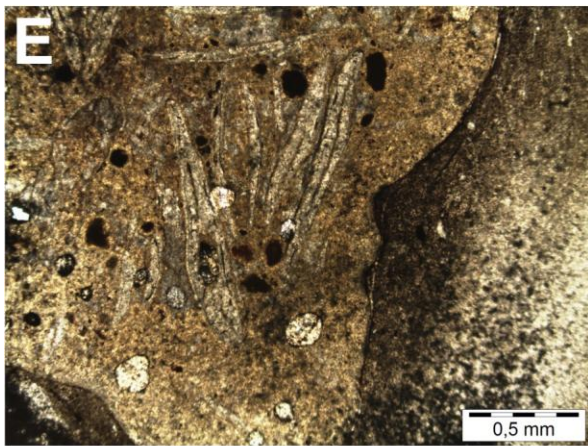
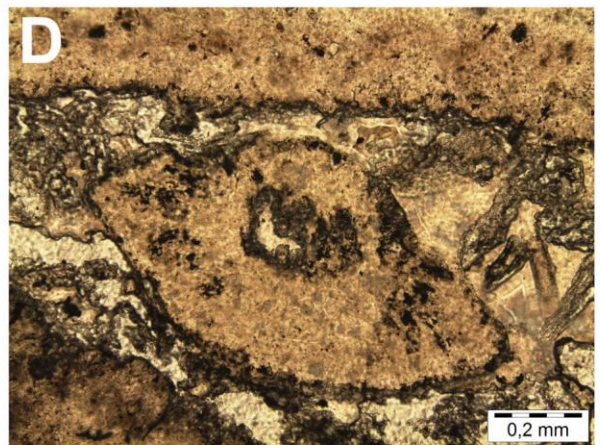
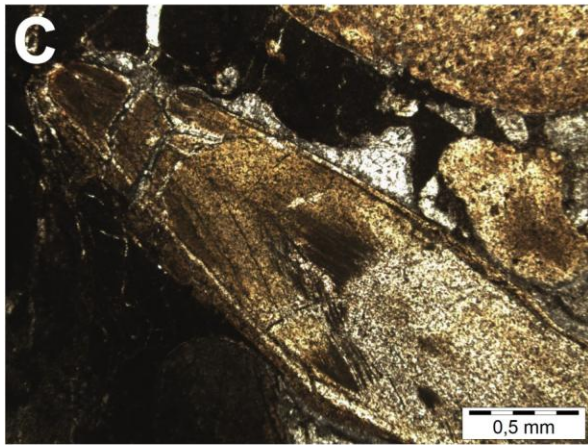
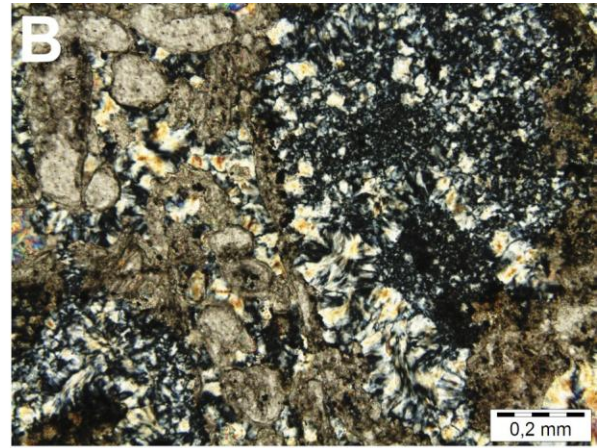
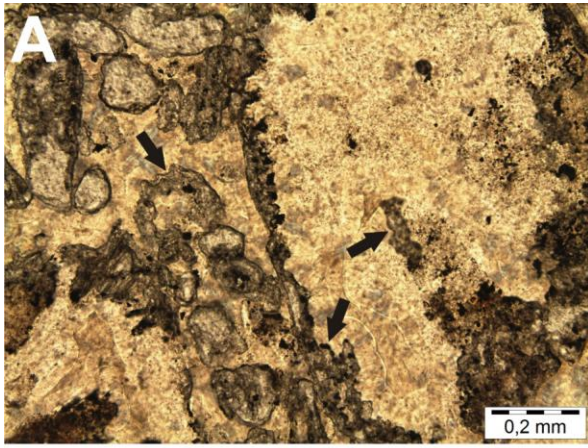
7.4 Formação Teresina

Para esta unidade, destacam-se calcirruditos oncolíticos branco-avermelhados parcialmente silicificados, associados a uma gama fossilífera representada por microbialitos, fragmentos ósseos e restos vegetais coletados no ponto II, Localidade 1, km 168 da Rodovia Presidente Castelo Branco, próximo à cidade de Porangaba (SP). Nestes exemplares, o arcabouço é representado por oncoides e a matriz por cristais de carbonato reliquiares.

De modo geral, as rochas apresentam cristais anédricos de carbonato espático de 0,2 a 0,5 mm, com bordas em forma de cúspide ou lóbulo (Figuras 18A e 18B), resultado das reações de substituição de minerais carbonáticos por sílica. Assim, os principais constituintes minerais são microquartzo (70%), calcedônia (20%) e minerais carbonáticos (10%), sendo que os primeiros, assim como nas unidades supracitadas, preenchem a matriz e componentes biológicos, os segundos precipitam-se em regiões intersticiais oriundas da dissolução preferencial dos minerais carbonáticos e os últimos são relíquias sedimentares da rocha original.

Os microbialitos aqui descritos são oncoides e raros estromatólitos, ambos com microbiota filamentosa associada, que definem levemente a estrutura sedimentar destas rochas. Os primeiros encontram-se mal preservados; os estromatólitos, por sua vez, apresentam uma trama muito similar às rochas neoproterozoicas, caracterizada pela alternância de intervalos menos (N1) e mais ricos em matéria orgânica amorfa (N2). A microbiota filamentosa aparece isolada na matriz do calcirrudito, com filamentos lateralmente descontínuos (Figura 18G) associados a regiões ricas em matéria orgânica difusa.

Além disso, ainda na matriz quartzosa, foram descritas escamas de peixes (Figura 18C), coprólitos (Figura 18E) constituídos por matéria orgânica amorfa, escamas e dentes de peixe. Micrófilos de licófitas (Figura 18D), espículas de esponja (Figura 18F), esporos (Figura 18H) e grãos de pólen também fazem parte do conteúdo fossilífero. Os esporos e grãos de pólen aparecem dispersos na matriz da rocha. De maneira similar, os componentes ósseos também estão dispersos e fragmentados, enquanto que os filamentos microbianos apresentam-se perpendicularmente à laminação estromatolítica, evidência de fototropismo (Badaró, 2013).



(página 57)

Figura 18. Formação Teresina. **(A,B)** Matriz formada por microquartzo e calcedônia substituindo os cristais de carbonato, nos quais a evidência representativa deste processo é dada pelas bordas em formato de cúspide ou lóbulo, indicadas pelas setas. Nicois paralelos e cruzados respectivamente. Lâmina GPL-6E-133. **(C)** Escama de peixe preservada na matriz quartzosa. Lâmina GPL-6E-139. **(D)** Micrófilo de licófito em corte transversal. Lâmina GPL-6E-133. **(E)** Coprólito com restos de matéria orgânica, moldes de escamas e dentes de peixe (em corte transversal). Lâmina GPL-6E-139. **(F)** Aglomerado de espículas de esponja. Lâmina GPL-6E-133. **(G)** Bolsões de preservados representados por filamentos microbianos, indicados pelas setas. Lâmina GPL-6E-132. **(H)** Esporo de criptograma em matriz quartzosa. Lâmina GPL-6E-132. (Figuras 18G e 18H: cortesia de Victor Badaró).

7.5 Preservação diferencial

A preservação diferencial refere-se a aspectos tafonômicos de um mesmo táxon preservado de formas distintas em diferentes níveis ou camadas. Neste trabalho, este termo está atrelado à efetividade e/ou precocidade da silicificação, sendo que quanto mais efetivo e/ou precoce for este processo, maior a probabilidade de elementos sedimentares e biogênicos se preservarem no registro geológico.

Nas lâminas da Formação Bitter Springs, a preservação diferencial está intimamente relacionada aos níveis de maior porosidade, nos quais houve maior facilidade de percolação de líquidos ricos em sílica e, por conseqüência, os mecanismos de substituição e permineralização foram mais efetivos. (Figura 19A). Nos níveis mais silicificados, aparecem fragmentos de esteiras filamentosas isolados com laminações irregulares bem preservadas (Figura 19B). Já nos níveis menos silicificados, esses mesmos fragmentos aparecem paralelamente à laminação original da rocha, no entanto, sua morfologia está obliterada, sendo difícil o reconhecimento das feições morfológicas originais (Figura 19C).

Nos espécimes da Formação Skillogalee (Figura 19D), pode-se considerar a mesma analogia, onde, nas regiões mais silicificadas, observam-se laminações estromatolítica bem definidas (N1) intercaladas com níveis caracterizados por espaços vazios da porosidade original (N2) (Figura 19E). Nas regiões menos silicificadas, esta alternância encontra-se mal preservada (Figura 19F).

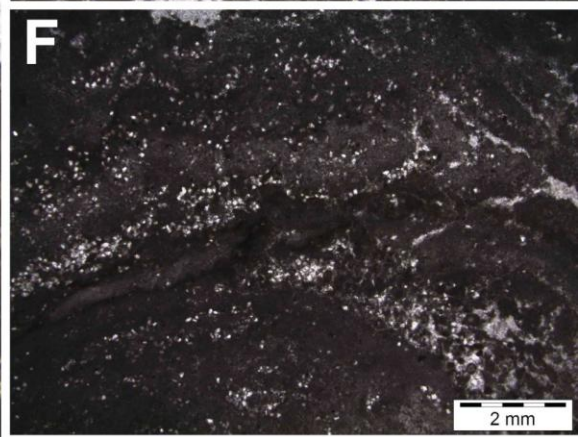
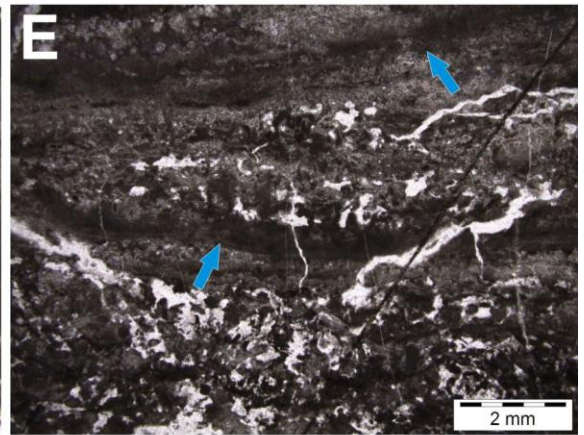
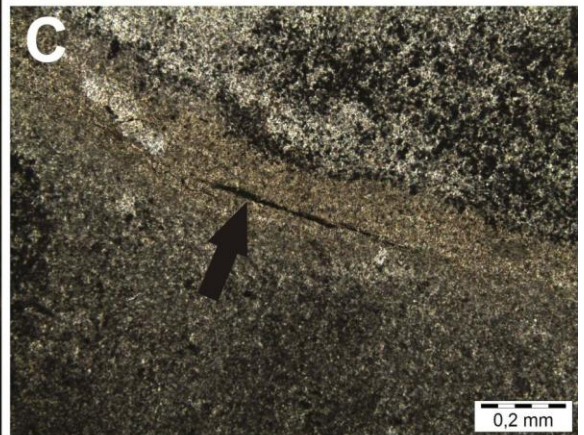
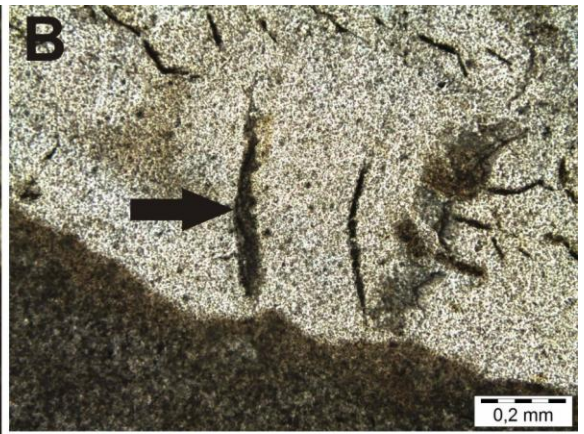
A preservação diferencial dos calcarenitos oolíticos da Formação Irati está relacionada ao grau de compactação dos oóides. Nas regiões menos compactadas, os oóides não estão fragmentados, apresentam laminação concêntrica parcialmente preservada e matéria orgânica difusa tanto nos centros como nas bordas destes componentes (Figura 20A). Por outro lado, nas porções mais afetadas pela compactação, os oóides encontram-se fragmentados e estirados (Figura 20B). Conseqüentemente, as estruturas sedimentares, bem como a matéria orgânica, apresentam-se altamente obliteradas, não sendo possível o reconhecimento de quaisquer relíquias da rocha original.

Já nos folhelhos, os componentes preservados diferencialmente são os grãos de pólen. Estes aparecem bem definidos, especialmente os sacos aéreos e o corpo celular, nos níveis de sílex (Figura 20C). Por outro lado, quando estão na matriz pelítica, caracterizam-se por corpos achatados e deformados concordantemente ao plano de acamamento (Figura 20D).

Além disso, ao se comparar duas lâminas de calcarenito fino desta mesma formação, mas provenientes de diferentes localidades, observa-se que os mesmos elementos biológicos apresentam morfologia e tamanho similares, mas cor e textura diferentes. As células cocoides de Paraisolândia têm cor amarelo-acinzentado e contornos muito bem

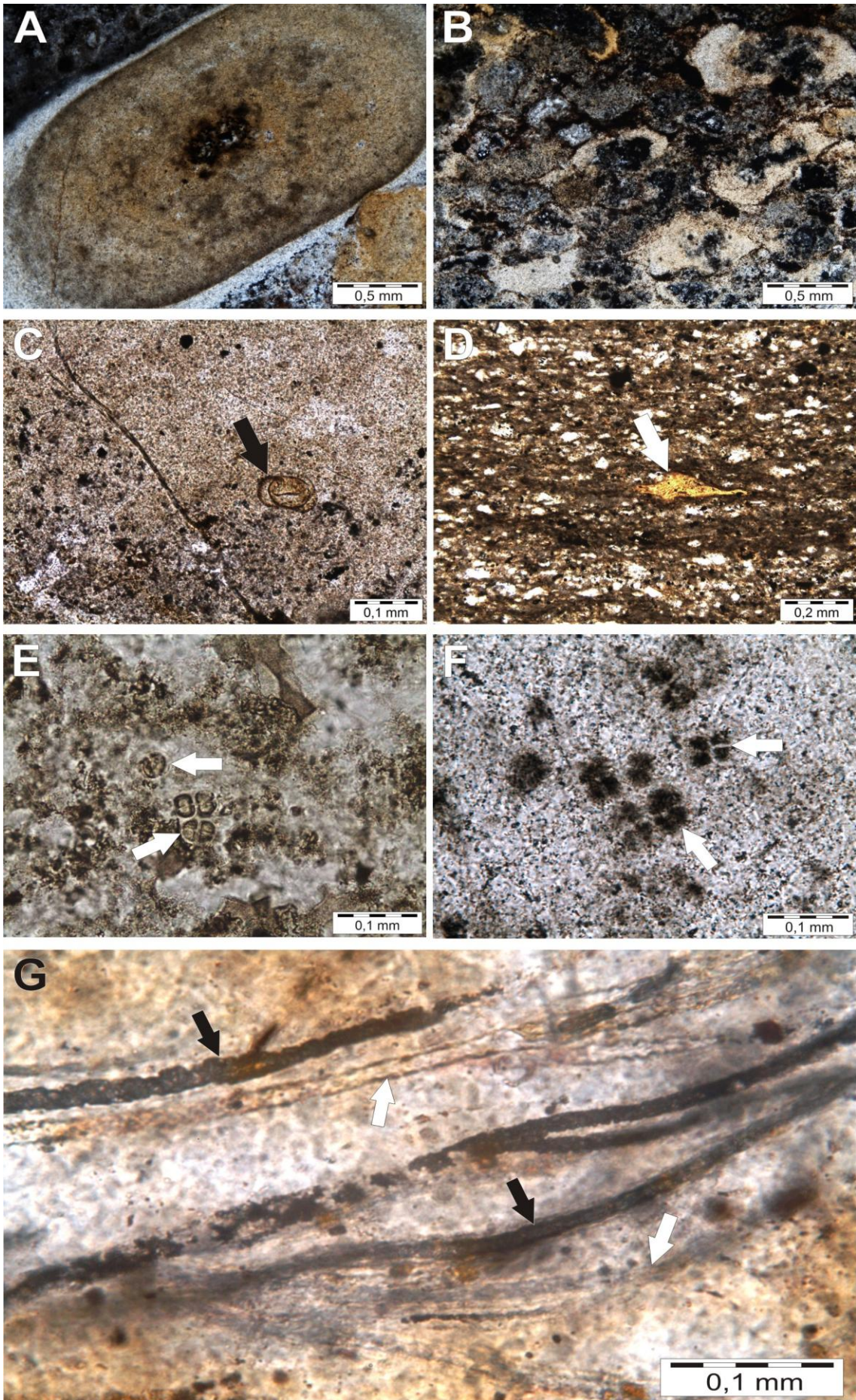
definidos (Figura 20E), enquanto que as de Fartura têm uma coloração mais escura, e os contornos das células não aparecem bem delineados (Figura 20F).

Por fim, os filamentos associados ao calcirrudito oncolítico da Formação Teresina exibem diferentes colorações e texturas (Figura 20G). Os mais claros constituem-se moldes de bainhas, enquanto que os mais escuros tiveram essas bainhas preenchidas por algum sedimento ou mineral (pirita?) durante a diagênese.



(página 61)

Figura 19. (A,B,C) Formação Bitter Springs. Lâmina B5-2B. **(A)** Aspecto geral da laminação sedimentar da rocha. **(B)** Filamentos microbianos bem preservados (seta) nos níveis de sílex. **(C)** Filamentos mal preservados na matriz pelítica. **(D,E,F)** Formação Skillogalee. Lâmina AB-2-A. **(D)** Aspecto geral da rocha. Na parte superior, localiza-se a região menos preservada enquanto que na inferior observa-se intervalos pobres e ricos em laminação microbiana, fato que comprova o bom estado de preservação dos fósseis nesta porção. **(E)** Parte mais bem preservada representada pela intercalação de intervalos ricos e pobres em laminação microbiana (setas). **(F)** Parte menos bem preservada marcada por níveis detríticos, com pouquíssimas estruturas sedimentares visíveis.



(página 63)

Figura 20. (A,B,C,D,E,F) Formação Irati. **(A)** Oóides bem preservados com morfologia definida, laminação concêntrica parcialmente preservada e matéria orgânica concentrada nos núcleos e bordas. Lâmina C3-146. **(B)** Oóides deformados por ação da compactação do peso das rochas, com consequente obliteração da morfologia, laminações internas e dispersão da matéria orgânica junto aos sedimentos. Lâmina C3-146. **(C)** Grão de pólen com morfologia definida (seta), bem preservado nas lentes de sílex. Lâmina LET-1C. **(D)** Possível grão de pólen mal preservado (seta) na matriz pelítica, por ação da compactação. Lâmina CLU-07. **(E)** Células amarelo-acinzentadas de bactérias bem preservadas durante a divisão celular, indicadas pelas setas. Lâmina PAR-15b. **(F)** Células preto-amarronzadas de bactérias em divisão celular, indicadas pelas setas. Lâmina V-222. **(G)** Formação Teresina. Moldes (setas brancas) e preenchimentos cilíndricos (setas pretas) de bainhas de cianobactérias. Lâmina GPL-6E-132. (Figura 20G: cortesia de Victor Badaró).

8. DISCUSSÃO

8.1 Caracterização do processo de silicificação

Com base na observação das lâminas petrográficas e na literatura consultada (Knoll & Golubic, 1979; Knauth, 1994), verificou-se que todas as rochas analisadas estão silicificadas, fato comprovado pela composição mineralógica dada essencialmente por microquartzo, calcedônia e megaquartzo. Os cristais de microquartzo perfazem os restos orgânicos de antigas esteiras microbianas (microfósseis e matéria orgânica amorfa) e preenchem os poros dos tecidos orgânicos (como nas folhas de licófitas), bem como aqueles da rocha original. Já os cristais de calcedônia e megaquartzo cristalizam-se em fraturas ou em cavidades de dissolução.

Assim, o processo de silicificação nestas rochas se deu tanto por permineralização quanto por substituição. A permineralização depende da percolação de fluidos ricos em sílica dissolvida e só ocorre em meios porosos (ossos, caules) ou permeáveis (no sentido de serem “encharcáveis” como esteiras microbianas predominantemente orgânicas). Já a substituição pode ocorrer em qualquer material solúvel, que, em contato com o fluido apropriado, vai abrindo caminho por dissolução. Neste trabalho, o fluido apropriado em questão é rico em sílica e o material solúvel é representado pelos minerais carbonáticos da rocha original (Hesse, 1988; Hesse, 1989).

De acordo com Siever (1991) e Maliva *et al.* (2005), a origem da sílica na água dos oceanos neoproterozoicos deve estar atrelada à atividade tectônica ou hidrotermal, uma vez que não havia organismos secretores desta substância no Pré-cambriano. Os mesmos autores propõem que a concentração de $(\text{SiO}_4)^{4-}$ nas regiões oceânicas desta época era da ordem de 3,5 vezes maior do que a atual.

No Fanerozoico, a origem da sílica, e formação de silexites sedimentares, está inteiramente conectada à dissolução de partes esqueléticas silicosas de organismos, como diatomáceas, espículas de esponja e radiolários (Hesse, 1988; Maliva *et al.*, 1989; Maliva & Siever, 1989). Sendo assim, para as rochas das formações Irati e Teresina, atribui-se que a sílica responsável pela preservação de estruturas sedimentares e dos microfósseis tem origem biogênica. Em especial, nos calcirruditos oncolíticos da Formação Teresina, encontrou-se espículas de esponja, fato sugestivo de que foram essas partículas as fontes da sílica em questão (Maliva & Siever, 1989).

Nos cenários do Pré-cambriano e Fanerozoico acima citados, à medida que os fluidos hidrotermais ou que a dissolução das carapaças silicosas enriqueçam o paleoambiente aquoso em sílica, a condensação e precipitação dessa substância ocorrerá somente em função de mudanças na solubilidade. Para os exemplares neoproterozoicos, os quais apresentam grande quantidade de matéria orgânica preservada, o modelo de Siever (1962)

pode explicar como essas mudanças ocorrem. A oxidação da matéria orgânica aumenta a pressão parcial de CO₂, que, por sua vez, aumenta a solubilidade dos minerais carbonáticos e diminui a solubilidade da sílica, induzindo, então, a precipitação de SiO₂.

Ainda neste contexto, os exemplares permianos estudados contêm uma menor quantidade de matéria orgânica preservada, deste modo, o modelo que mais se aplica para explicar as mudanças físico-químicas capazes de induzir a precipitação de sílica é o de Knauth (1979), no qual, com a mistura da água da chuva (levemente ácida devido ao ácido carbônico), os minerais carbonáticos se tornariam instáveis e solúveis em decorrência do aumento do pH. Concomitantemente, as moléculas de sílica, originadas da dissolução de carapaças silicosas começariam a se condensar e a preencher os poros dos tecidos orgânicos (permineralização) e das rochas carbonáticas (substituição).

8.2 Preservação do conteúdo fóssilífero

Nas unidades neoproterozoicas, foram encontradas laminações microbialíticas e microfósseis de acritarcos. A estruturação sedimentar destas rochas é dada pela sucessão rítmica entre intervalos com laminações microbianas e matéria orgânica amorfa, ambas preenchidas por microquartzo (N1), e intervalos marcados por inatividade biológica, formados por micro-, megaquartzo e calcedônia (N2). Possivelmente, essa alternância deve estar relacionada a ciclos diários, quinzenais, sazonais ou irregulares associados à atividade metabólica de cianobactérias, uma vez que a distância entre as laminações é submilimétrica, ou seja, com um intervalo de deposição muito curto entre uma e outra (Knoll & Golubic, 1979).

Provavelmente, o evento de silicificação foi marcado tanto por permineralização quanto por substituição. O primeiro mecanismo estaria relacionado à precipitação de sílica entre os poros e cavidades das esteiras microbianas e o segundo à formação de minerais silicosos em decorrência da instabilidade dos minerais carbonáticos (Hesse, 1988; Hesse, 1989; Maliva & Siever, 1989). Nos estudos de micropetrografia, a permineralização é evidenciada por microquartzo nos elementos biológicos (principalmente esteiras), enquanto que a presença de relíquias de minerais carbonáticos (micrita, espato) remete à substituição.

O conteúdo fóssilífero das rochas permianas também se encontra bem preservado, fato observado pelo excelente estado de conservação da morfologia dos microfósseis. Tal conteúdo é caracterizado por filamentos formadores de esteiras microbianas, grãos de pólen, células cocoides de bactérias, micrófilos de licófitas, espículas de esponja e fragmentos ósseos de peixe. De forma análoga às unidades neoproterozoicas, a silicificação se deu por permineralização dos elementos biológicos e por substituição dos minerais carbonáticos originais. Nos calcarenitos da Formação Irati, a presença de carbonato reliquiar

com feições de dissolução preferencial e posterior precipitação de calcedônia, micro- e megaquartzo evidencia as reações de substituição. Já nos folhelhos, os minerais (filossilicatos, quartzo detrítico) têm granulação muito pequena, não sendo possível o reconhecimento de tais estruturas. Por fim, nos calcirruditos oncolíticos, a substituição é evidenciada pelas bordas irregulares a cúspide/lobulares dos cristais de carbonato, e a permineralização pelo preenchimento de microquartzo nos fragmentos ósseos, nos grãos de pólen e nos micrófilos de licófitas.

A boa preservação dos microfósseis, da matéria orgânica amorfa, bem como das estruturas sedimentares das formações Bitter Springs, Skillogalee, Irati e Teresina, decorre principalmente do processo de silicificação precoce, que se dá no início da diagênese e antes que haja degradação total dos elementos biogênicos.

8.3 Preservação diferencial

O principal fator responsável pela preservação diferencial das esteiras microbianas das formações Bitter Springs e Skillogalee é a porosidade/permeabilidade. Quanto maior a porosidade/permeabilidade de certos níveis ou camadas, maior a facilidade na fluidez dos líquidos ricos em sílica nas células e componentes orgânicos dos microfósseis (permineralização), e maior a superfície de contato a partir da qual serão possíveis as reações de trocas aniônicas entre $(\text{SiO}_4)^{4-}$ e $(\text{CO}_3)^{2-}$ (substituição).

Nos estromatólitos da Formação Bitter Springs, a silicificação afeta os fragmentos de esteiras microbianas preservados nos níveis de sílex e na matriz pelítica. No primeiro caso (Figura 19B), os fragmentos aparecem melhor preservados, ou seja, é possível o reconhecimento de laminações irregulares associadas à atividade microbiana. No segundo (Figura 19C), essas feições aparecem obliteradas e tanto os filamentos quanto suas irregularidades são raramente observadas.

Provavelmente, durante a formação dos níveis de sílexito, os microfósseis associados a estas áreas mais intensamente silicificadas foram protegidos da compactação do peso das rochas pela dureza e resistência do sílex.

Nos estromatólitos da Formação Skillogalee, pode-se observar basicamente duas porções, uma mais e outra menos bem preservada. Neste caso, essa distinção, baseada na preservação da matéria orgânica amorfa peloidal e das laminações microbialíticas, é dada também pela diferença de porosidade. Esses poros serviram como caminho para a percolação de fluidos ricos em sílica e, conseqüentemente, para que a silicificação fosse mais efetiva, preservando aglomerados de matéria orgânica peloidal e esteiras microbianas nas regiões mais silicificadas. Na porção mais bem preservada (Figura 19E), destacam-se intervalos de maior (N1) e menor atividade microbiana (N2). Por outro lado, na porção menos bem preservada (Figura 19F), a alternância entre N1 e N2 é dificilmente reconhecida.

Nas rochas permianas, os fatores responsáveis pela preservação diferencial são o grau de compactação e o grau de degradação da matéria orgânica.

Os oólitos (ou calcarenitos oolíticos) da Formação Irati estão total e homogeneamente silicificados. Os oóides apresentam matéria orgânica amorfa (difusa e peloidal) concentrada em suas bordas e núcleos, bem como morfologia e laminação concêntrica moderadamente preservada. Esses aspectos correspondentes à porção melhor preservada estão associados aos níveis de menor compactação da rocha (Figura 20A). Nas porções mais afetadas pela compactação, os oóides tornam-se demasiadamente fraturados e estirados (Figura 20B) e, conseqüentemente, o caráter original da rocha sedimentar transfigura-se por completo.

Nos folhelhos, os grãos de pólen ocorrem ora mais e ora menos deformados também por ação da compactação. Nos estágios menos bem preservados (Figura 20D), os grãos de pólen estão associados aos minerais pelíticos da matriz da rocha, os quais, por ação da compactação, foram deformados. Os melhores exemplares estão preservados nos nódulos de sílex (Figura 20C). Provavelmente, com a formação desses nódulos, a sílica deve ter servido de proteção contra a compactação do peso da carga sedimentar, e os microfósseis tiveram sua morfologia melhor preservada. Neste conjunto, a silicificação antecede a compactação e, desta forma, pode-se estabelecer que, a formação dos nódulos de sílex está associada a um nível mais poroso da rocha. Por outro lado, nos calcarenitos oolíticos acima mencionados, tal relação não pode ser feita, uma vez que os efeitos da compactação antecedem a silicificação.

Nos calcarenitos finos da mesma formação, células de cianobactérias de aspectos morfológicos similares apresentam diferente coloração de preservação. As células referentes à Paraisolândia (SP) são amarelo-acinzentadas (Figura 20E), ao passo que as de Fartura (SP) são preto-amarronzadas (Figura 20F). Talvez, este fato esteja relacionado à degradação da matéria orgânica, ou seja, enquanto as células das rochas provenientes de Paraisolândia sofreram pouca ou nenhuma ação de microrganismos decompositores, as células provenientes de Fartura, por sua vez, já se encontravam em um grau mais elevado de degradação (ver Cheng *et al.*, 2009).

Enfim, nos filamentos da Formação Teresina, a preservação diferencial pode ser baseada na degradação diferencial dos espécimes sem e com preenchimento mineral (Figura 20G). Os filamentos sem preenchimento teriam sido mais degradados por ação de organismos decompositores. Por outro lado, os filamentos com preenchimento teriam sido menos degradados e, por esta razão, criou-se um microambiente redutor no interior de suas células com posterior cristalização de pirita, que serviu como um contra-molde para a preservação da morfologia desses microfósseis.

8.4 Interpretação paleoambiental

Visto a assembleia fossilífera, os aspectos mineralógicos originais e as estruturas sedimentares das lâminas referentes às formações neoproterozoicas (Bitter Springs e Skillogalee), é possível inferir, para ambas unidades, um paleoambiente aquático raso, quente, oxidante, associado à sedimentação carbonática. Knoll & Golubic (1979) atribuem um ambiente plataformal raso para a Formação Bitter Springs e Uppil (1980b) propõe um paleoambiente de lagunas perenes separadas por recifes para a Formação Skillogalee.

Neste cenário, as estruturas microbialíticas marcadas por intercalações rítmicas entre intervalos de N1 e N2 têm comportamentos distintos. Na Formação Bitter Springs, a maioria das esteiras mostra comportamento estratiforme, o que implica numa variação muito pequena da lâmina d'água ou do aporte sedimentar durante o desenvolvimento das cianobactérias. Por outro lado, na Formação Skillogalee, a laminação dômica sugere um aumento da lâmina d'água ou aumento no aporte sedimentar de grãos terrígenos.

Os calcarenitos finos e os calcarenitos oolíticos da Formação Irati também mostram evidências fósseis e sedimentológicas típicas de um ambiente plataformal raso marcado por deposição carbonática. Os folhelhos, por sua vez, podem representar um ambiente deposicional mais distal, já que são caracterizados por uma litologia mais fina e estruturas sedimentares relacionadas à baixa energia hidrodinâmica. No entanto, também deve-se levar em conta que mudanças climáticas devem ter sido responsáveis pela ciclicidade folhelho/carbonato e que a profundidade da água pode não ter mudado tanto assim. Além disso, os grãos de pólen, provavelmente transportados pelo vento, indicam que a região em questão encontrava-se próxima à região continental. De acordo com Hachiro (1996), baseado em feições sedimentares e estratigráficas, e com Calça (2008), baseado nas microbiotas fósseis e em sua paleobiologia, o paleoambiente desta unidade é tido como aquático e redutor.

Finalmente, os calcirruditos oncolíticos da Formação Teresina devem ter se formado em ambientes de planície costeira (Meghioratti, 2006), de sedimentação carbonática. Esta afirmação pode ser baseada na presença de oncoides e raros estromatólitos, microrganismos viventes em regiões plataformais de águas rasas, quentes e oxidante.

8.5 Estruturas dúbias

Algumas estruturas, aparentemente biogênicas, mostram dualidade de interpretação. O único componente a se destacar são as possíveis superfícies de esteiras microbianas isoladas na matriz da Formação Skillogalee (Figura 16C). Outra possibilidade seria que esta estrutura fosse interpretada como *dissolution seams*, horizontes de dissolução paralelos ao acamamento. De acordo com Bose *et al.* (1996), *dissolution seams* são lâminas plano-paralelas finas e levemente enrugadas de centenas de milímetros a, no máximo, 2 cm de

extensão. São caracterizadas como concentrações de material carbonoso preto ou avermelhado com quartzo, filossilicatos e argilominerais.

Com base nisso, pode-se inferir que tal estrutura é um fragmento isolado de esteira microbiana, uma vez que seu comprimento ultrapassa os 2 cm, e não apresenta filossilicatos tão pouco argilominerais associados.

8.6 Comparação dos dados

Segue abaixo a Tabela 2 com a comparação das feições sedimentológicas e biogênicas encontradas nas quatro formações estudadas.

Tabela 2. Comparação das características minerais e fósseis das unidades estudadas.

| Mineral ou Estrutura | Fm. Bitter Springs | Fm. Skillogalee | Fm. Irati | Fm. Teresina |
|---|---------------------------|------------------------|------------------|---------------------|
| Sílica abiogênica | X | X | | |
| Sílica biogênica | | | X | X |
| Microquartzo | X | X | X | X |
| Calcedônia | | X | X | X |
| Megaquartzo | | X | X | X |
| Minerais Carbonáticos | X | X | X | X |
| Porosidade secundária (dissolução diferencial) | | X | X | X |
| Efeitos gerados por compactação (faturamento, deformação) | | | X | |
| Estilólitos | | X | | |
| Matéria orgânica amorfa | X | X | X | X |
| Estromatólitos | X | X | | X |
| Oncoides | | X | | X |
| Esteiras isoladas | X | X | | |
| Filamentos isolados | | X | | X |
| Oóides | | | | X |
| Acritarcos | | X | | |
| Células cocoides | | | X | |
| Grãos de pólen | | | X | |
| Esporos | | | | X |
| Restos vegetais | | | | X |
| Restos esqueléticos | | | | X |

9. CONCLUSÃO

A análise petrográfica de rochas sedimentares precocemente silicificadas mostrou-se uma ferramenta adequada para o estudo da preservação e sua relação com as estruturas primárias da rocha original e os microfósseis associados. Com isso, conseguiu-se estabelecer relações sobre o processo de silicificação e, conseqüentemente sobre a avaliação do grau de preservação da matéria orgânica e dos microfósseis.

Através da caracterização petrográfica, pode-se perceber padrões semelhantes de textura dos minerais silicosos em todos os exemplares examinados, tanto do Pré-Cambriano como do Permiano. Essa textura é caracterizada por cristais granulares de microquartzo que preenchem os poros das paredes e tecidos orgânicos dos microfósseis e da matéria orgânica, além de cristais fibrosos de calcedônia e cristais granulares de megaquartzo, característicos por se formarem em fraturas e cavidades que sofreram dissolução.

Neste contexto, encontraram-se relíquias da rocha original, tais como restos de minerais carbonáticos, micrita, estruturas sedimentares (laminação sedimentar), microfósseis (cianobactérias filamentosas e cocoidais, grãos de pólen, microfílos de licófitas, fragmentos esqueléticos de peixe) e matéria orgânica amorfa. A preservação dessas feições é o resultado da silicificação precoce, um processo eodiagenético que se dá antes que a compactação ou que a degradação total da matéria orgânica descaracterize ou oblitere os componentes primários da rocha.

Com base no processo de silicificação, é tido que todas as amostras estudadas sofreram permineralização e substituição. No primeiro caso, toda a matéria orgânica, tanto a organizada (microfósseis) como a desorganizada (matéria orgânica amorfa), e os poros (ou melhor, os espaços entre, e eventualmente dentro, dos microrganismos) ficaram permeados de sílica, fato comprovado pela presença de microquartzo nestes componentes. Já no segundo caso, a sílica substituiu os minerais carbonáticos originais, ocorrência esta que pode ser confirmada pelos minerais carbonáticos reliquiais, alguns com bordas de corrosão, mas também pela presença de microquartzo, calcedônia e megaquartzo.

Sobre a origem da sílica nas rochas neoproterozoicas, é sabido que não havia organismos capazes de metabolizar compostos silicosos, habilidade que surgiria a partir do Cambriano, ou talvez no final do Ediacarano. Assim, a origem da sílica das amostras pré-cambrianas analisadas deve ser de hidrotermalismo submarino. Deste modo, sem a retirada de sílica por processos de biomineralização, tal substância tendia a tornar-se supersaturada na água do mar e em contato com os sedimentos, ficando disponível para a precipitação sob as condições físico-químicas apropriadas.

Para as rochas permianas, a origem da sílica está atrelada à dissolução de carapaças de organismos silicosos. Desta forma, ao passo que o processo de dissolução de

diatomáceas, radiolários e espículas de esponja enriqueça as águas intersticiais dos sedimentos na substância em questão, o processo de silicificação será realmente efetivo quando as condições físico-químicas do ambiente estiverem adequadas para a precipitação de SiO_2 .

A preservação diferencial, em se tratando das rochas das formações Bitter Springs e Skillogalee, é dada principalmente pela porosidade. Isto é, nas porções mais porosas, maior a facilidade de percolação e precipitação das partículas de sílica, portanto, mais efetivo é o processo de silicificação e, conseqüentemente, as estruturas sedimentares, os microfósseis (principalmente cianobactérias, acritarcos) e a matéria orgânica amorfa encontram-se melhor preservados.

Já nas rochas das formações Irati e Teresina, a preservação diferencial relaciona-se aos graus de compactação e de degradação da matéria orgânica. No primeiro caso, os microfósseis e a matéria orgânica foram melhor preservados nas porções menos compactadas. No segundo caso, os microfósseis melhor preservados são aqueles que tiveram um menor grau de degradação biológica, o que fez com que suas estruturas corpóreas, tanto internas como externas, fossem preservadas pela silicificação precoce.

Por fim, visto a excelente preservação tridimensional da morfologia e invólucro dos microfósseis (bainhas, paredes) e a qualidade de preservação da matéria orgânica organizada e amorfa (baseada na cor e textura), pode-se concluir que a silicificação foi, de fato, precoce. Todos os componentes biológicos e sedimentares estão preservados em microquartzo, uma vez que não foram encontradas texturas e estruturas originais preservadas em carbonato. Além disso, todas as unidades estudadas foram depositadas em paleoambientes de sedimentação carbonática e características redutoras, já que são encontrados resquícios de minerais carbonáticos, componentes fósseis relacionados a estes sistemas deposicionais (oóides, oncoides, estromatólitos) e pirita.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aborage, A.M. & Lopes, R.C. 1986. *A Borda Leste da Bacia do Paraná: Integração Geológica e Avaliação Econômica*. Porto Alegre, DNPM, n.18.
- Almeida, F.F.M. & Melo, M.S. 1981. A Bacia do Paraná e o Vulcanismo Mesozóico. *In: Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:50.000*, Instituto de Pesquisas Tecnológicas, **1**: 46-61.
- Ambrose GJ, 2006. Northern Territory of Australia, onshore hydrocarbon potential. *Northern Territory Geological Survey*.
- Andreis, R.R. & Carvalho, I.S. 2001. A Formação Corumbataí (Permiano Superior – Triássico Inferior, Bacia do Paraná) na Pedreira Pau Preto, Município de Taguaí, São Paulo, Brasil: Análise Paleoambiental e das Pegadas Fósseis. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **2**: 33-46.
- Badaró, V.C.S. 2013. *Paleobiologia e Contexto Depositional de Microbialitos Silicificados da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) no Centro do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 106 pp.
- Boggs Jr., S. 2012. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, Pearson Prentice Hall, New Jersey, 585 pp.
- Bonucci, E. 2009. Calcification and Silicification: A Comparative Survey of the Early Stages of Biomineralization. *Journal of Bone and Mineral Metabolism*, **27**: 255-264.
- Bose, P.K., Sarkar, S., Bhattacharyya, S.K. 1996. Dissolution Seams: Some Observations from the Proterozoic Chanda Limestone, Adilabad, India. *Carbonates and Evaporites*, **11**(1): 70-76.
- Calça, C.P. 2008. *Microbiota Fóssil da Formação Assistência (Subgrupo Irati, Permiano, Bacia do Paraná) no Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 82 pp.
- Calça, C.P. & Fairchild, T.R. 2012. Petrographic Approach to the Study of Organic Microfossils from the Irati Subgroup (Permian, Paraná Basin, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **35**:1-11.
- Chen, X., Wang, W., Shang, Q., Lou, Y., Liu, X., Cao, C., Wang, Y. 2009. Experimental Evidence for Eukaryotic Preservation: Onion Skin Cells in Silica Solution. *Precambrian Research*, **170**: 223-230.
- Edgoose, C.J. 2012. *The Amadeus Basin, Central Australia*. Northern Territory Geological Survey, Alice Springs, Northern Territory, Australia, **35** (1): 256-263.

- Edgoose, C.J., Scrimgeour, I.R., Close, D.F. 2004, Geology of the Musgrave Block, Northern Territory. *Northern Territory Geological Survey*.
- Fairchild, T.R., Coimbra, A.M., Boggiani, P.C. 1985. Ocorrência de Estromatólitos Silicificados na Formação Irati (Permiano) na Borda Setentrional da Bacia do Paraná (MT, GO). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 57, 117 pp.
- Fanton, J.C.M., Ricardi-Branco, F., Ricardi, M.T. & Rohn, R. 2006. Reinvestigação da Conífera Permiana Krauselcladus (Formação Teresina, Bacia do Paraná, Brasil): Novas Interpretações Morfológicas e Anatômicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 9(2): 221-234.
- Folk, R.L. 1950. *Petrology of Authigenic Silica in the Beekmantown Group of Central Pennsylvania*. MS Thesis, Penn State College, 114 p.
- Folk, R.L. 1962. Spectral Subdivision of Limestone Types. *In: Classification of Carbonate Rocks – a Symposium, American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 62-84.
- Garces, J. M., Rocke, S. C., Crowder, C. E., Hasha D. L. 1988. Hypothetical Structures of Magadiite and Sodium Octosilicate and Structural, Relationships Between the Layered Alkali Metal Silicates and the Mordenite- and, Pentasil-Group Zeolites. *Clays and Clay Minerals*, 36: 409-418.
- Graetsch, H. 1994. Structural Characteristics of Opaline and Microcrystalline Silica Minerals. *In: Heaney, P.J., Prewitt, C.T. & Gibbs, G.V. (eds.) Silica: Physical Behavior, Geochemistry and Materials Applications*. Reviews in Mineralogy, v. 29, Mineralogical Society of America.
- Gordon Jr., M. 1947. *Classificação das Formações Gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul*. DNPM, n. 38, p. 1-20.
- Hachiro, J. 1996. *O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Heaney, P.J. 1994. Structure and Chemistry of the Low-Pressure Sílica Polymorphs. *In: Heaney, P.J., Prewitt, C.T. & Gibbs, G.V. (eds.) Silica: Physical Behavior, Geochemistry and Materials Applications*. Reviews in Mineralogy, v. 29, Mineralogical Society of America.
- Hein, J.R. & Parrish, J.T. 1987. Distribution of Siliceous Deposits in Space and Time. *In: Hein, J.R. (ed.) Siliceous Sedimentary Rock-Hosted Ores and Petroleum*, pp. 10-57.
- Hess, R. 1988. Origin of Chert: Diagenesis of Biogenic Siliceous Sediments. *Geoscience Canada*, 15(3): 171-192.

- Hesse, R. 1989. Silica Diagenesis: Origin of Inorganic and Replacement Cherts. *Earth Science Reviews*, **26**: 253-284.
- Hill, A.C., Grey, K., Gostin, V.A. e Webster, L.J. 2004. New Records of Late Neoproterozoic Acraman Ejecta in the Officer Basin. *Australian Journal of Earth Science*, **51**: 47-5.
- Holland, H.D. 1984. *The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans*. Princeton University Press, Princeton, 582 pp.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Ianuzzi, R., Rhon, R. 2012. A Stratigraphic Chart of the Late Carboniferous/Permian Succession of the Eastern Border of the Parana Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**: 381-399.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 1981. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Escala 1:500.000*. São Paulo. IPT/DMGA, v.1.
- Knauth, L.P. 1979. A Model for the Origin of Chert in Limestone. *Geology*, **7**: 274-277.
- Knauth, L.P. 1994. Petrogenesis of Chert. In: Heaney, P.J., Prewitt, C.T. & Gibbs, G.V. (eds.) *Silica: Physical Behavior, Geochemistry and Materials Applications*. Reviews in Mineralogy, v. 29, Mineralogical Society of America.
- Knoll, A.H., Barghoorn, E.S., Golubic, S. 1975. *Paleopleurocapsa wopfnerii* gen. et sp. Nov.: A Late Precambrian alga and its modern counterpart. *Proceedings of the National Academy of Science*, **72**(7): 2488-2492.
- Knoll, A.H. & Golubic, S. 1979. Anatomy and Taphonomy of a Precambrian Algal Stromatolite. *Precambrian Research*, **10**: 115-151.
- Knoll, A.H. 1985. Exceptional Preservation of Photosynthetic Organisms in Silicified Carbonates and Silicified Peats. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, **333**: 111-122.
- Leo, R.F. & Barghoorn, E.S. 1976. Silicification of Wood. *Bot. Mus. Leaflets Harvard University*, **25**: 1-46.
- Mackay, W.G. 2011. *Stratigraphy and Structural Framework of The Adelaide Fold Belt*. University of Tasmania, 44 pp.
- Maliva, R.G. & Siever, R. 1989. Nodular Chert Formation in Carbonate Rocks. *Journal of Geology*, **97**: 421-433.
- Maliva, R.G., Knoll, A.H., Siever, R. 1989. Secular Change in Chert Distribution: A Reflection of Evolving Biological Participation in the Silica Cycle. *Palaios*, **4**: 519-532.
- Maliva, R.G., Knoll, A.H., Simonson, B.M. 2005. Secular Change in the Precambrian Silica Cycle: Insights from Chert Petrology. *Geological Society of America Bulletin*, **117**(7/8): 835-845.

- Martin, R.E. 1999. *Taphonomy: A Process Approach*, Cambridge University Press, United Kingdom, Cambridge Paleobiology Series, v. 4, 508 pp.
- Meghioratti, T. 2006. *Estratigrafia de Sequências das Formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e Centro-Sul de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo.
- Milani, E.J., França, A.B., Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8**(1): 69-82.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e Seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. Tese de Doutorado. UFRGS. 254 pp.
- Milani, E.J. 2004. Comentários Sobre a Origem e a Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.E. & Brito Neves, B.B. (Orgs.) 2004. *Geologia do Continente Sul-americano: Evolução e Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 265-279.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 265-287.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*, 2nd ed., Wiley-Blackwell, Chichester, 419 pp.
- Powell, C.A., Bollinger, G.A., Chapman M.C., Sibol M.S., Johnston, A.C., and Wheeler, R.L. 1994. A Seismotectonic Model for the 300 Kilometer Long Eastern Tennessee Seismic Zone. *Science*. **264**:686-688.
- Preiss, W.V. 1971. *The Biostratigraphy and Palaeology of South Australian Precambrian Stromatolites*, Department of Geology and Mineralogy, University of Adelaide.
- Schneider, R.L.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. A.; Daemon, R. F.; Nogueira, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, **1**(28): 41-65.
- Scholle, P.A. & Ulmer-Scholle, D.S. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, AAPG Memoir 77, 470 pp.
- Schopf, J.W. 1968. Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia. *Journal of Paleontology*, **42**(3): 651-688.
- 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.

- Siever, R. 1962. Silica Solubility, 0-200°C, and the Diagenesis of Siliceous Sediments. *Journal of Geology*, **70**: 127-150.
- Siever, R. 1991. The Silica Cycle in the Precambrian. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 3265-3272.
- Taylor, T.N., Taylor, E.L. & Krings, M. 2009. Paleobotany: *The Biology and Evolution of Fossil Plants*, 2nd edition, Elsevier Academic Press, 1230 pp.
- Tucker, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of the Sedimentary Rocks*, 3rd ed., Blackwell Science, Oxford, 262 pp.
- Uppill, R.K. 1980a. *The Mundallio Subgroup in the Mt. Lofty Ranges (Skillogalee Dolomite, Castambul Formation and Woolshed Flat Shale: Facies Descriptions and Depositional Environments*, Department of Geology and Mineralogy, Adelaide University, 73 pp.
- Uppill, R.K. 1980b. *Sedimentology of the Late Precambrian Mundallio Subgroup: A Clastic-Carbonate (Dolomite, Magnesite) Sequence in the Mt. Lofty and Flinders Ranges, South Australia*, Department of Geology and Mineralogy, Adelaide University, 246 pp.
- Walther, J.V. 2009. *Essentials of Geochemistry*. 2nd edition, Jones and Bartlet Publishers, 767 pp.