

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

ISABELE ELIANE DA SILVA

**ESTROMATÓLITOS NEOPROTEROZÓICOS REGISTRADOS NO CONJUNTO
LITOLÓGICO RIO BRANCO (FORMAÇÃO CAPIRU, GRUPO AÇUNGUI)**

**CURITIBA
2010**

ISABELE ELIANE DA SILVA

**ESTROMATÓLITOS NEOPROTEROZÓICOS REGISTRADOS NO CONJUNTO
LITOLÓGICO RIO BRANCO (FORMAÇÃO CAPIRU, GRUPO AÇUNGUI)**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração: Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientadora: Prof^a Dr^a Cristina Silveira Vega
Co-orientador: Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto

**CURITIBA
2010**

**Aos maiores incentivadores da
minha vida, meus pais, Lígia e
Orlando.**

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos aqueles que contribuíram de alguma forma, para a realização deste trabalho.

Início os meus agradecimentos ao curso de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade Federal do Paraná, e a CAPES pela possibilidade de realizar este trabalho e por todo o apoio concedido.

Agradeço especialmente a Prof^a. Dr^a. Cristina Silveira Vega, por quem tenho admiração e carinho, pela orientação, paciência, dedicação, e valiosa amizade.

Ao Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto, por me direcionar para o estudo dos estromatólitos e pela co-orientação.

Ao Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild por ser um dos maiores incentivadores desta dissertação, meus sinceros agradecimentos pela leitura da qualificação, pelas valiosas discussões e por sua inefável amizade.

Agradeço ao Laboratório de Minerais e Rochas (LAMIR) da Universidade Federal do Paraná e aos colegas do laboratório, por todo o apoio científico e apoio moral, os quais foram fundamentais para execução deste trabalho.

Aos professores que participaram direta ou indiretamente deste trabalho, à Dra. Cristina Valle Pinto-Coelho, pelas valiosas discussões, ao Dr. Nilo Siqueiro Matsuda, e ao Dr. Eduardo Chemas Hindi pelos ensinamentos e por todo auxílio nas saídas de campo.

Aos meus colegas João Paulo Schultz e Fabio Macedo de Lima, pelo companheirismo, apoio nos estudos e nas saídas de campo.

Não poderia deixar de agradecer a toda minha família, e em especial a minha mãe e a minha irmã Daniele, por todo amor, dedicação e incentivo.

Finalmente, agradeço a toda a sociedade, a qual contribui para a manutenção desta universidade pública e de qualidade.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	II
SUMARIO	III
LISTA DE FIGURAS	IV
RESUMO	IX
ABSTRACT	X
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. OBJETIVOS.....	1
1.2. JUSTIFICATIVA	2
2. LOCALIZAÇÃO E ÁREA DE ESTUDO	3
2.1. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	3
2.2. PEDREIRA MOTIN PAVIN.....	4
2.3. PEDREIRA DE TRANQUEIRA.....	5
2.4. PEDREIRA DE MORRO AZUL.....	6
3. GEOLOGIA REGIONAL	7
3.1. O CONTEXTO GEOLÓGICO	7
3.2. ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO CAPIRU	9
3.3. CONTEXTO TECTONO-ESTRUTURAL.....	10
3.4 O MAR CAPIRU	11
4. ESTROMATÓLITOS	14
4.1. CONCEITOS GERAIS	14
4.2 CIANO BACTÉRIAS E A FORMAÇÃO DE ESTROMATÓLITOS.....	20
4.3 REGISTROS BRASILEIROS	25
4.4. PARÂMETROS UTILIZADOS NO ESTUDO DE ESTROMATÓLITOS.....	27
5. CARBONATOS MARINHOS	30
6. MATERIAIS E MÉTODOS	34
6.1. ANÁLISE DOS ESTROMATÓLITOS	34
6.2. DESCRIÇÃO DE TRABALHO DE CAMPO	34
6.3. DESCRIÇÃO DE TRABALHO EM LABORATÓRIO	37
7. RESULTADOS	39
7.1. PEDREIRA MOTIN PAVIN (MP)	39
7.2. PEDREIRA DE TRANQUEIRA (T)	61
7.3. PEDREIRA DE MORRO AZUL (PMA).....	64
7.4. RESULTADOS MEV	68
8. COMPARAÇÃO COM ESTROMATÓLITOS DO GRUPO ITAIACOCA	75
8.1 O GRUPO ITAIACOCA	75
8.2. PEDREIRA COMPANHIA CAL SINHÁ	76
9. DISCUSSÕES E CONCLUSÃO	82
10. REFERÊNCIAS	88

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Mapa de localização das áreas de estudo. Os marcadores indicam os municípios onde se localizam as pedreiras estudadas (fonte: Google Eart)..... 3
- Figura 2:** Divisão faciológica da Pedreira Motin Pavin, Colombo (PR) (JUSCHAKS, 2006).....4
- Figura 3:** Vista parcial da Pedreira de Tranqueira, Almirante Tamandaré (PR)..5
- Figura 4:** Vista parcial da Pedreira de Morro Azul, Almirante Tamandaré (PR).....6
- Figura 5:** Mapa com as unidades metamórficas do Paraná. Observar o destaque para a Formação Capiru (MINEROPAR, 2008).7
- Figura 6:** Mapa com a distribuição dos blocos com os conjuntos litológicos do Grupo Açungui. O Bloco E representa os metassedimentos da Formação Capiru (modificado de GUIMARÃES, 2005).8 8
- Figura 7:** Estromatólitos no decorrer do tempo geológico (adaptado de AWRAMIK, 1984)..... 14
- Figura 8:** Classificação de estromatólitos holocênicos (A) e sua distribuição em Shark Bay, Austrália, (B). A forma LLH pode estar associada a formas estratiformes e SS pode corresponder a formas nodulares (LOGAN et al., 1964. 19
- Figura 9:** Variações entre as formas estromatolíticas em um ambiente de rampa (modificado de GROTZINGER,1989). 19
- Figura 10:** Relação das estruturas das formas estromatolíticas com base nas estruturas sedimentares associadas, e consequente interpretação de ambiente (modificado de DONALDSON, 1976). 20
- Figura 11:** Cianobactéria fóssil (*Primaevifilum amoenum*, Oscillatoriaceae?) de aproximadamente 3.465 Ma. , Apex Chert, Austrália (SCHOPF 1992)..... 21
- Figura 12:** Estromatólitos recentes e fósseis: (A) estromatólitos colunares em Shark Bay, Austrália; (B) estromatólitos colunares de 2,5 Ga, ocorrentes no Subgrupo Campbellrand, África do Sul; (C) microbialitos de 3 Ga, do Subgrupo Pongola, África do Sul; (D) esteiras com filamentos de cianobactérias *siphonophycus transvaalensis*, de 2.5 Ga., Membro Tsineng, Subgrupo Campbellrand (klein et al., 1987, apud SERGEEV et al., 2002 23

Figura 13: Guia de identificação de estromatólitos, A-F (FAIRCHILD inédito, apud SALLUN FILHO, 1999).	35
Figura 14: Guia de identificação de estromatólitos (FAIRCHILD inédito, apud SALLUN FILHO, 1999).	36
Figura 15: Unidades faciológicas MPA, MPB e MPC (modificado de JUSCHAKS, 2006).	40
Figura 16: Detalhamento das Unidades MPB e MPC, da Pedreira Motin Pavin, com a posição dos pontos estromatólíticos e suas respectivas silhuetas.	41
Figura 17: Foto (A) e perfil laminar (B) do ponto MPB 01 da Pedreira Motin Pavin.	42
Figura 18: Foto (A) e silhueta (B) do ponto MPB02 da Pedreira Motin Pavin, mostrando estromatólitos bulbosos.	43
Figura 19: Pacote estromatólítico de MPB03 da Pedreira Motin Pavin.	44
Figura 20: Ponto MPB04 da Pedreira Motin Pavin, as esteiras microbianas (seta preta) aparecem como substrato do domo estromatólítico (seta vermelha).	44
Figura 21: Foto (A) e desenho esquemático (B) das estruturas estromatólíticas observadas no ponto MPC01 da Pedreira Motin Pavin. Observar as colunas tendo às vezes ligações laterais(l), crescimento paralelo(cp), coalescências(c) e projeções(p).	46
Figura 22: Estromatólitos vistos em planta no ponto MPC01 da Pedreira Motin Pavin.	46
Figura 23: Foto (A) e perfil laminar (B) em corte longitudinal de amostra polida retirada do ponto MPC01 da Pedreira Motin Pavin. Notar que as margens são lisas (seta vermelha), e as lâminas são moderadamente convexas (seta preta).	47
Figura 24: Fotomicrografia de lâmina delgada de amostra do ponto MPC01, da Pedreira Motin Pavin, observada em petroscópio (A- luz normal e B- luz polarizada). Observar o perfil laminar.	47
Figura 25: Fotomicrografia de lâmina delgada de amostra do ponto MPC01 da Pedreira Motin Pavin. Observar os níveis claros (Nc) e os níveis estromatólíticos (Ne).	48
Figura 26: Estromatólitos observados no ponto MPC 02, da Pedreira Motin Pavin.	49

Figura 27: Foto (A) e desenho do perfil laminar (B) dos estromatólitos observados no ponto MPC02, da Pedreira Motin Pavin.	50
Figura 28: Fotomicrografia de lâmina delgada observada em petroscópio do ponto MPC02, da Pedreira Motin Pavin (A- luz normal, B- luz polarizada).	50
Figura 29: Vista em planta dos estromatólitos do ponto MPC02, da Pedreira Motin Pavin.	51
Figura 30: Fotomicrografia de lâmina de amostra do ponto MPC02, níveis estromatolíticos (Ne) e níveis claros(Nc).	53
Figura 31: Foto (A) e silhueta (B) das formas estromatolíticas observadas no ponto MPC03, da Pedreira Motin Pavin. As colunas possuem atitude que varia entre normal, inclinada e decumbente (setas), apresentam ligações laterais (l) e projeções (p).....	53
Figura 32: Fotomicrografias de lâmina observada em petroscópio (A- luz normal e B- luz polarizada) e amostra polida (C) do ponto MPC03, da Pedreira Motin Pavin.	54
Figura 33: Vista em planta de amostra dos estromatólitos do ponto MPC03, da Pedreira Motin Pavin.	54
Figura 34: Fotomicrografia do ponto MPC03, da Pedreira Motin Pavin. Observar os níveis estromatolíticos (Ne) e níveis claros(Nc).	55
Figura 35: Foto (A), silhueta (B) e perfil laminar (C) do ponto MPC04, da Pedreira Motin Pavin.	56
Figura 36: Fotomicrografia de lâmina observada em petroscópio (A- luz normal, B-luz polarizada) de amostra do ponto MPC 04, da Pedreira Motin Pavin.	56
Figura 37: Estromatólitos vistos em planta, de amostra do ponto MPC 04, da Pedreira Motin Pavin.	56
Figura 38: Fotomicrografia de lâmina de amostra do ponto MPC04, da Pedreira Motin Pavin. Observar os níveis estromatolíticos (Ne) e níveis claros (Nc).	57
Figura 39: Foto (A) e silhueta (B) de estromatólitos do ponto MPC05, da Pedreira Motin Pavin. Observar que as colunas possuem atitude inclinada ramificação muito frequente, apresentando coalescências (c), ligações laterais (l) e projeções (p).....	58
Figura 40: Desenho (A) e foto (B) de amostra polida coletada do ponto MPC05, da Pedreira Motin Pavin.	59

Figura 41: Fotomicrografia de lâmina vista em petroscópio de amostra do ponto MPC05 (A- luz normal, B – luz polarizada), da Pedreira Motin Pavin.	59
Figura 42: Amostra de estromatólitos vistos em planta do ponto MPC05, da Pedreira Motin Pavin.	60
Figura 43: Fotomicrografia de lâmina de amostra do ponto MPC 05, níveis estromatolíticos (Ne) e níveis claros (Nc).	60
Figura 44: Bioerma tabular observado na Pedreira de Tranqueira.	62
Figura 45: Associação de estruturas observadas na Pedreira de Tranqueira. As setas indicam intraclastos (I), estruturas onduladas (M), estromatólitos (E), gretas de dessecação (G) e tepee (T).	62
Figura 46: Estruturas observadas na Pedreira de Tranqueira. Observar metadolomito maciço (Mm), estratificação cruzada (Es) e estromatólitos estratiformes (E).	63
Figura 47: Fotomicrografia de lâmina petrográfica vista em petroscópio de amostra da Pedreira de Tranqueira (A- luz normal, B- luz polarizada).	63
Figura 48: Fotomicrografia de amostra de lâmina da Pedreira de Tranqueira, notar os níveis estromatolíticos (Ne) e os níveis claros (Nc).	64
Figura 49: Bioerma dômico, pseudocolunar observado na Pedreira de Morro Azul.	65
Figura 50: Amostra polida coletada na Pedreira de Morro Azul, em que se observa os estromatólitos associados a intraclastos tabulares (indicado pelas setas).	65
Figura 51: Estruturas onduladas (seta preta) associadas com bioermas cumulados (seta vermelha), observados na Pedreira de Morro Azul.	66
Figura 52: Domo estromatolítico observado na Pedreira de Morro Azul (Almirante Tamandaré, PR).	66
Figura 53: Foto de lâmina vista em petroscópio (A- luz normal, B- luz polarizada) de amostra da Pedreira de Morro Azul. Observar os níveis estromatolíticos (Ne) e os níveis claros (Nc).	67
Figura 54: Fotomicrografia de lâmina de amostra vista em microscópio, da Pedreira de Morro Azul, observar os níveis claros (Nc) e os níveis estromatolíticos (Ne).	67
Figura 55: Fotomicrografia de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada do ponto MPC01 da Pedreira Motin Pavin.	68

Figura 56: Fotomicrografia de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada do ponto MPC03 da Pedreira Motin Pavin.	69
Figura 57: Fotomicrografia de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada do ponto MPC05 da Pedreira Motin Pavin.	69
Figura 58: Fotomicrografia de estrutura filamentosa associada a estrutura cocóide, encontrada em pastilha de amostra retirada da Pedreira de Morro Azul.	70
Figura 59: Fotomicrografia de estrutura cocóide, encontrada em pastilha de amostra retirada da Pedreira de Morro Azul.	70
Figura 60: Fotomicrografia de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada da Pedreira de Morro Azul.	71
Figura 61: Fotomicrografia de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada da Pedreira de Tranqueira.	71
Figura 62: Gráfico de EDS de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada do ponto MPC03. Notar o índice de carbono.....	73
Figura 63: Gráfico de EDS de ponto aleatório, fora da estrutura filamentosa, presente em pastilha de amostra retirada do ponto MPC03. Notar o índice de carbono.....	74
Figura 64: Coluna estratigráfica simplificada da Pedreira Companhia Cal Sinhá (SP). Notar bioerma estromatolítico (P3) (Fairchild, inédito). Escala 2,0 metros. Da coluna: 1:2.	78
Figura 65: Amostra PC01 coletada na Pedreira Companhia Cal Sinhá. Os estromatólitos são estratiformes com cavidades fenestrais ao longo de suas laminações. Foto: Santos (2008).	79
Figura 66: Silhueta (A) e perfil laminar (B) de amostra do ponto PC02 da Pedreira Companhia Cal Sinhá. Foto: Santos (2008).	80
Figura 67: Foto (A) e silhueta (B) dos estromatólitos observados na amostra do ponto PC03, da Pedreira Companhia Cal Sinhá. Foto: Santos (2008).	81
Figura 68: Tabela com as características dos morfótipos estromatolíticos do Conjunto Litológico Rio Branco.	82
Figura 69: Modelo deposicional da Pedreira Motin Pavin e Localização dos morfótipos (modificado de JUSCHAKS, 2006).	84
Figura 70: Modelo deposicional de Traqueira e Morro Azul e localização dos morfótipos (modificado de JUSCHAKS, 2006).	86

RESUMO

O estudo dos estromatólitos vem se tornando objeto de grande interesse para a geologia exploratória de hidrocarbonetos e de água. A caracterização de estromatólitos gera subsídios para a correlação de parâmetros paleoecológicos e paleoambientais com propriedades sedimentológicas, e a distribuição destas propriedades, sendo importante para auxiliar a caracterização das heterogeneidades e a qualidade de potenciais rochas-reservatório. No Conjunto Litológico Rio Branco, Formação Capiru, Grupo Açungui, existem exposições estromatolíticas presentes em calcários dolomitizados de idade Neoproterozóica que necessitam de uma caracterização detalhada. Para tanto, este estudo foi desenvolvido no Conjunto Litológico Rio Branco, em afloramentos das pedreiras Motin Pavin (MP) (Colombo), Morro Azul e Tranqueira (Almirante Tamandaré), localizadas na região metropolitana de Curitiba, Estado do Paraná. Com base na caracterização morfológica da macroestrutura e mesoestrutura estromatolítica, apresentamos uma concepção preliminar do ambiente deposicional, fornecendo dados para futuras correlações da área estudada com outros locais, ressaltando a importância dos estromatólitos. As pedreiras Motin Pavin, Morro Azul e Tranqueira ocorrem na mesma seqüência litológica, porém foi observado que a Pedreira Motin Pavin apresenta estruturas estromatolíticas diferentes das ocorrentes nas outras pedreiras estudadas. A Pedreira Motin Pavin foi estudada com base nas três unidades faciológicas (MPA, MPB e MPC) propostas em estudos anteriores. Na unidade MPA, não foram encontrados estromatólitos, o que pode caracterizá-la como um ambiente de inframaré. Nas unidades MPB e MPC a macroestrutura estromatolítica foi caracterizada, sendo diferenciados cinco morfótipos, sendo que quatro deles se assemelham no tamanho e frequência de ramificação, possuindo colunas de diâmetros e alturas centimétricas a decimétricas, e o outro morfótipo é caracterizado com sendo um bioerma tabular cumulado de tamanho centimétrico. Nas melhores exposições desta área ocorre a predominância de estromatólitos que estão agrupados em bioermas de estromatólitos colunares, com indícios de exposição sub-aérea ou retrabalhamento sub-aéreo por ondas, evidenciando desta forma um ambiente de supamaré a intermaré. Na Pedreira Tranqueira ocorrem bioermas estratiformes associados a estruturas onduladas, gretas de dessecação, *teepes* e intraclastos. Na Pedreira Morro Azul os estromatólitos foram identificados como bioermas dômicos, pseudocolunares, ocorrendo associados a estruturas onduladas. Em ambas as pedreiras o ambiente deposicional é caracterizado como sendo de supamaré a intermaré superior. A análise integrada considerando a relação dos morfótipos estromatolíticos com os possíveis ambientes de sedimentação para o Conjunto Litológico Rio Branco permite concluir que as litologias das Pedreiras Motin Pavin, Tranqueira e Morro Azul foram depositadas em um ambiente marinho plataformal raso.

Palavras-chave: Formação Capiru, Neoproterozóico, estromatólitos.

ABSTRACT

The study of stromatolites is becoming the object of a much interest in the exploration of hydrocarbons and water. The characterization of stromatolites aids in the correlation between paleoecology and paleoenvironment parameters with sedimentologic properties being important to assist the characterization of the heterogeneities and the quality of the potential reservoir rocks. In the Rio Branco Sequence, Capiro Formation, Açungui Groupy, stromatolites are exposed in the dolomited limestones from the Neoproterozoic Era that require detailed characterization. This study was in the Rio Branco Sequence, in outcrops of Motin Pavin (MP) (Colombo), Morro Azul and Tranqueira (Almirante Tamandaré) quarries located in the metropolitan area of Curitiba, Paraná. Based on the morphologic characterization of the macrostructure and stromatolitic mesostructure, a preliminary conception of the depositional environment is presented, providing data for future correlation of the studied area with other locations, stressing the importance of the stromatolites. The Motin Pavin, Tranqueira and Morro Azul quarries occur in the same lithological range - however it was observed that Motin Pavin quarry presents different stromatolitic structures than those that occur in the other studied areas. The Motin Pavin quarry was studied based on three macrofaciological units (MPA, MPB and MPC) proposed in previous studies. In the MPA unit, stromatolites were not found, which characterizes an infratidal environment. In the MPB and MPC units, the stromatolitic structures were differentiated in to five morphotypes, four of them being similar in size and branching frequency, having columns of centrimetric and decimetric diameters and heights, and the other morphotype is characterized as being a cumulative tabular bioherm of centrimetric size. In the great expositions of this area occurs a predominance of stromatolites that are grouped in columnar stromatolitic bioherm, with evidence of exposure subaerial reworking by waves, showing evidence of a supratidal and intertidal environment. In the Tranqueira quarry occurs stratiform bioherm associated with wavy structure, cracks desiccation, *tepees* and intraclasts. At Morro Azul quarry, the stromatolites were identified as domical bioherms, varying from pseudocolunar to cumulative, associated with wavy structures. In both quarries the depositional environment is characterized as being upper intertidal and supratidal. The integrated analysis considering the relation between the stromatolitic morphotype with the possible environments of sedimentation to the Rio Branco Sequence leads to the conclusion that the lithology of Motin Pavin, Tranqueira and Morro Azul quarries were deposited in a shallow platformal marine environment.

Keywords: Capiro Formation, Neoproterozoic, stromatolites.

1. INTRODUÇÃO

Os estromatólitos são estruturas biossedimentares produzidas por uma mescla de processos sedimentológicos e biológicos, resultantes da interação de comunidades microbiais bentônicas (principalmente de cianobactérias e bactérias) com o meio em que vivem (HOFMANN, 1969; WALTER, 1976; BURNE & MOORE, 1987). Ocorrem desde o Arqueano até hoje, sendo mais abundantes nas sequências carbonáticas proterozóicas. Eles são utilizados como marcadores evolutivos, na identificação de tempos e lugares de antigas atividades bióticas, determinação de antigas linhas de costa e interpretações paleogeográficas e paleoambientais. Determinam paleocorrentes e paleolatitudes, topo e base de sequências dobradas, fototropismo, e já foram utilizados em correlações bioestratigráficas (HOFMANN, 1973). Além disso, são muito importantes na prospecção de bens minerais.

Diversas unidades carbonáticas brasileiras contêm exposições estromatolíticas, principalmente de idade proterozóica, mas estas ainda são pouco estudadas. Na Formação Capiru, no Conjunto Litológico Rio Branco, área deste estudo, o uso dos estromatólitos é importante, pois apesar desta unidade ter sido objeto de estudos anteriores (FAIRCHILD, 1977, 1982; MARINI & BÓRIO, 1971; GUIMARÃES *et al.*, 2002; JUSCHAKS, 2006; BAHNIUK, 2007) necessita ainda de uma melhor caracterização paleoambiental e paleogeográfica, bem como de correlações entre as diversas unidades carbonáticas.

1.1. Objetivos

Objetivo Geral

O escopo deste estudo consiste na caracterização da morfologia dos estromatólitos neoproterozóicos registrados nas pedreiras Motin Pavin, Tranqueira e Morro Azul inseridas no Conjunto Litológico Rio Branco, Formação Capiru, Grupo Açungui.

Objetivos específicos

- 1) Descrever e diferenciar em campo as formas estromatolíticas nas três pedreiras;
- 2) Caracterizar a macro, meso e microestruturas dos estromatólitos do Conjunto Litológico Rio Branco;
- 3) Interpretar o paleoambiente do Conjunto Litológico Rio Branco a partir do estudo dos estromatólitos;
- 4) Comparar a morfologia dos morfótipos estromatolíticos da Formação Capiru com os morfótipos estromatolíticos da Formação Itaiacoca a partir de trabalhos de prévios.

1.2. Justificativa

O estudo da morfologia dos estromatólitos é relevante, pois os estudos relacionados principalmente à meso e à microestrutura estromatolíticas ainda são escassos no que concerne o Conjunto Litológico Rio Branco. Os dados levantados podem servir para uma melhor caracterização paleoambiental e paleogeográfica, bem como fornecer subsídios para correlações entre as diversas unidades carbonáticas registradas.

Além disso, a demanda por abastecimento público de água é crescente, o que gera a busca por águas subterrâneas, armazenadas nos mármores do Grupo Açungui, constituintes principais do chamado Sistema Aquífero Cárstico - SAC.

Apesar do SAC constituir uma opção tecnicamente segura e com custos reduzidos para o abastecimento público da região norte da RMC, as regiões cársticas são instáveis do ponto de vista geotécnico e a exploração de águas subterrâneas, sem o adequado conhecimento da dinâmica hidrogeológica do sistema, pode causar problemas sócio-econômicos e ambientais.

2. LOCALIZAÇÃO E ÁREA DE ESTUDO

As pedreiras estudadas integram os estromatólitos que se desenvolveram em rochas carbonáticas neoproterozóicas do Conjunto Litológico Rio Branco, na Formação Capiru, Grupo Açungui.

2.1. Localização e vias de acesso

As áreas estudadas (fig.01) estão localizadas na região metropolitana de Curitiba, Paraná, Brasil. A Pedreira Motin Pavin está situada no Município de Colombo e o seu principal meio de acesso é a Rodovia da Uva (PR-417). As outras localidades – pedreiras de Tranqueira e Morro Azul - localizam-se no município de Almirante Tamandaré, cujo principal meio de acesso é a Rodovia dos Minérios (PR-092).

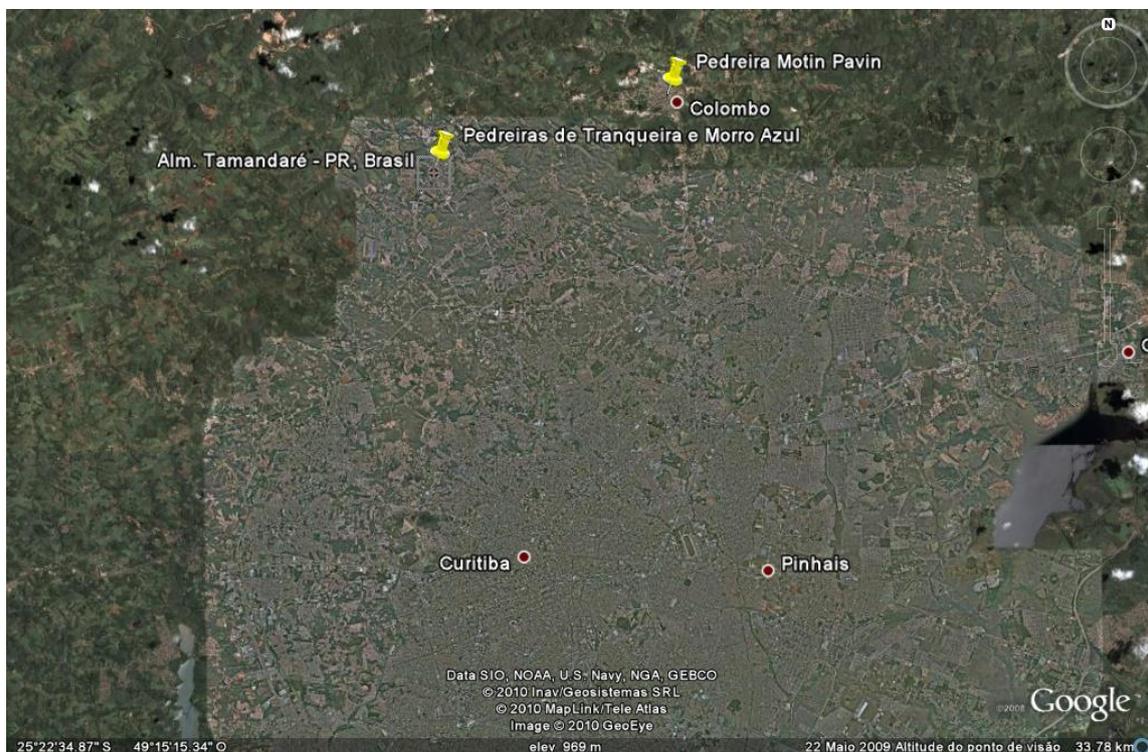


Figura 1: Mapa de localização das áreas de estudo. Os marcadores indicam os municípios onde se localizam as pedreiras estudadas (fonte: Google Earth).

2.2. Pedreira Motin Pavin

A Pedreira Motin Pavin (MP) é uma pedreira ativa que extrai metacalcário dolomítico para utilização na construção civil e agricultura. Possui cerca de 165m de comprimento e situa-se nas proximidades da Gruta de Bacaetava, município de Colombo (Paraná), nas coordenadas UTM 6.7880E 7.20833N.

As camadas apresentam atitude de N70W/35NE (JUSCHAKS, 2006). Os pontos escolhidos foram determinados a partir da divisão faciológica proposta por Juschaks (2006) que dividiu a seção exposta em três grandes sucessões (MPA, MPB, MPC) de acordo com diferenças texturais, estruturais e variações faciológicas marcantes (fig.02). A pedreira está dividida em duas bancadas de exploração, sendo que a bancada inferior representa a unidade MPA e parte da unidade MPB e a bancada superior representa as unidades MPB e MPC.



Figura 2: Divisão faciológica da Pedreira Motin Pavin, Colombo (PR) (JUSCHAKS, 2006).

2.3. Pedreira de Tranqueira

A pedreira de Tranqueira (T) é uma pedreira inativa que possui estratos com 21m de espessura e está localizada a 25 km a noroeste de Curitiba, no município de Almirante Tamandaré, no limite entre este município e o município de Rio Branco do Sul, nas coordenadas UTM 6.73011E 7.206614N (fig.03). As camadas ocorrem basculadas, tendo uma atitude preferencial de N65W/30NE.



Figura 3: Vista parcial da Pedreira de Tranqueira, Almirante Tamandaré (PR).

2.4. Pedreira de Morro Azul

A pedreira de Morro Azul (PMA) (fig.04) é uma pedreira inativa possui estratos que variam entre 15 e 30 cm de espessura. Situa-se no município de Almirante Tamandaré, próxima à falha da Tranqueira e à falha da Lancinha, nas coordenadas UTM 6.64332E 7.204411N. As camadas ocorrem basculadas tendo uma atitude preferencial de N85W/54E.



Figura 4: Vista parcial da Pedreira de Morro Azul, Almirante Tamandaré (PR).

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. O contexto geológico

O Grupo Açungui se desenvolveu como parte do Ciclo Brasileiro do Neoproterozóico (CAMPANHA, 1991). Conforme Fiori (1990) este grupo representa uma grande variedade de rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, com predominância de mármore, filitos e quartzitos (fig. 05). Como os conjuntos situam-se dentro de porções tectônicas, removidas de suas posições iniciais, resulta que o atual empilhamento estratigráfico do Grupo Açungui não é original, refletindo arranjos diferentes de acordo com o local (FIORI & GASPAR, 1993). Este grupo é composto pelas formações Capiru, Votuverava e Antinha (FIORI, 1990). A Formação Capiru (fig. 05) é considerada uma importante plataforma de idade Neoproterozóica no Estado do Paraná, e ocupa a margem sudeste da Bacia do Açungui, com seqüências terrígenas e carbonáticas típicas de plataforma continental (FASSBINDER, 1996).

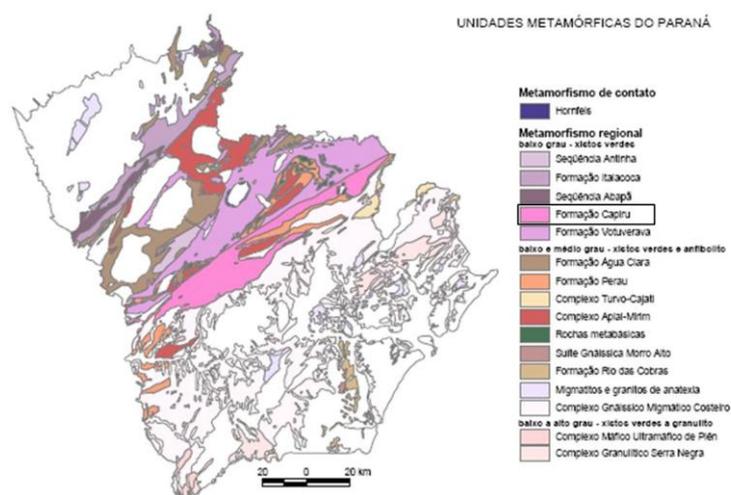


Figura 5: Mapa com as unidades metamórficas do Paraná. Observar o destaque para a Formação Capiru (MINEROPAR, 2008).

Fiori (1990) manteve para a Formação Capiru, a qual inclui todos os metassedimentos a sul da Falha da Lancinha (fig. 06), seu significado original. Restringiu a Formação Votuverava somente aos metassedimentos entre as

falhas do Morro Agudo e da Lancinha, e para a Formação Antinha, manteve o significado de “sequência” proposto por Dias e Salazar Jr. (1987).

Fiori (1994) apresentou um modelo geotectônico para o Grupo Açungui, separado em três eventos tectônicos distintos. O mais antigo, denominado de “Sistema de Cavalgamento Açungui” (SCA), é responsável pela aloctonia do grupo, com metamorfismo na fácies xisto verde e deformação heterogênea. O segundo evento foi denominado de “Sistema de Dobramento Apiaí” (SDA) e referiu-se ao dobramento das estruturas anteriormente formadas. O terceiro evento refere-se à tectônica transcorrente, sendo definido como “Sistema de Transcorrência Lancinha” (STL).

No desenvolvimento da Bacia Açungui sobre uma margem continental adelgada, seguiu-se a deposição do Grupo Açungui, inicialmente representado pela Formação Votuverava. Posteriormente, houve um período de calmaria tectônica onde se depositaram os carbonatos do Conjunto Rio Branco. Após transgressão marinha e tectonismo intenso na bacia, ocorreu o sistema de transcorrência da Lancinha.

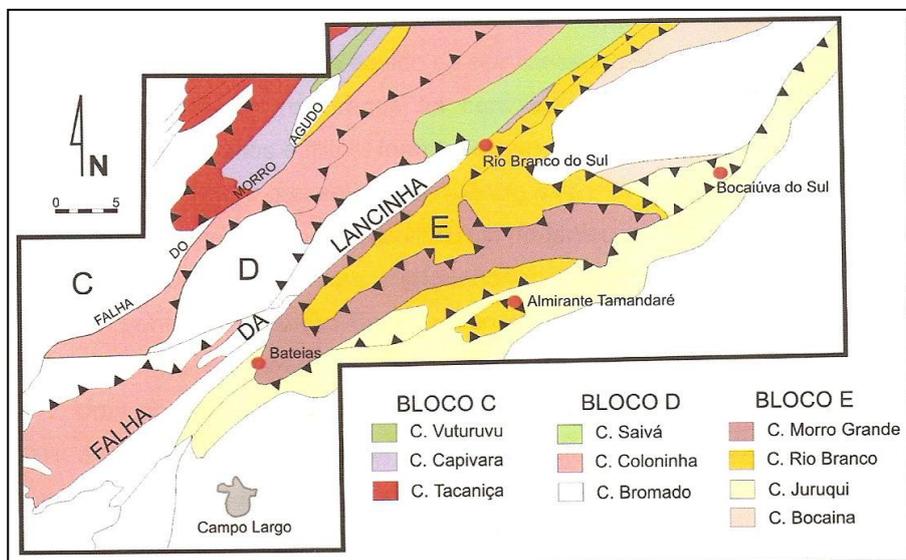


Figura 6: Mapa com a distribuição dos blocos com os conjuntos litológicos do Grupo Açungui. O Bloco E representa os metassedimentos da Formação Capiru (modificado de GUIMARÃES, 2005).

3.2. Estratigrafia da Formação Capiru

Em 1958, Bigarella e Salamuni caracterizam as rochas metacarbonáticas da Formação Capiru como espessos corpos lenticulares, geralmente maciços. Algumas destas rochas metacarbonáticas apresentam um aspecto fitado ou bandado, resultado de uma alternância de camadas claras e escuras (GUIMARÃES, 2005). A foliação principal é paralela ao acamamento sedimentar. Localmente são observadas estruturas sedimentares como estratificações cruzadas, acamamento gradacional, dobras convolutas e microbialitos (ALMEIDA, 1944, 1957; BIGARELLA & SALAMUNI, 1958; FAIRCHILD, 1982). Estas rochas ocorrem em sua maioria como metadolomitos e metadolomitos calcíticos e, secundariamente, como lentes de metacalcário magnesiano.

A Formação Capiru é dividida em três conjuntos litológicos distintos, porém geneticamente relacionados, sendo designados de Juruqui, Rio Branco e Morro Grande (FIORI & GASPAR, 1993) (fig.05).

O Conjunto Litológico Juruqui é composto basicamente por filitos com algumas intercalações de quartzitos; os mármore presentes são dolomíticos (metadolomitos) e ocorrem na forma de pequenas lentes (FIORI & GASPAR, 1993).

O Conjunto Litológico Rio Branco engloba os metadolomitos da Formação Capiru, intercalados com filitos e quartzitos, apresentando algumas estruturas sedimentares, tais como: estratificações cruzadas e estruturas biogênicas, importantes devido às informações paleoambientais (FIORI & GASPAR, 1993).

O Conjunto Litológico Morro Grande caracteriza-se pela alternância de quartzitos e filitos, que formam sucessões com espessuras na ordem de centenas de metros. Na continuação desta seqüência para sudoeste, as camadas de quartzito, ainda que presentes, não mais apresentam as mesmas

dimensões, diminuindo bastante em espessura, e assim resultando em um caráter homogêneo (GUIMARÃES, 2005).

3.3. Contexto Tectono-Estrutural

A área de estudo se situa no Leste paranaense, que abrange o segmento sul-sudeste brasileiro da Faixa Dobrada Apiaí (HASUÍ *et al.*, 1975), ou a porção sul da Província da Mantiqueira (CORDANI & BRITO NEVES, 1982; HEILBRON & VALERIANO, 1999 *apud* BAHNIUK, 2007). O segmento Central da Província Mantiqueira, no Paraná, caracteriza-se por um conjunto de rochas pertencentes ao Embasamento Cristalino (Arqueano), ao Complexo Pré-Setuva (Proterozóico Inferior a Médio), ao Grupo Setuva (Proterozóico Inferior a Médio), ao Grupo Açungui (Proterozóico Superior), bem como de uma série de intrusões granitóides (Proterozóico-Eopaleozóico), de numerosos diques básicos (Mesozóico) e coberturas cenozóicas (BAHNIUK, 2007).

Segundo Fiori (1990), o Grupo Açungui tem evolução geológica iniciada com a implantação da bacia de Açungui sobre uma margem litosférica adelgada, em torno de 1000 a 800 Ma, no Proterozóico Superior. A sua evolução geológica é marcada inicialmente por depósitos com evidências de atividade glacial, passando a seqüências turbidíticas em águas mais profundas. Posteriormente a bacia passa a exibir condições de deposição de mar relativamente raso e quente, com intensa atividade biológica, testemunhada pela abundância de estromatólitos nos mármores da Formação Capiru.

As condições de grande estabilidade tectônica e a lenta subsidência da bacia propiciaram a formação de espessos estratos carbonáticos. As freqüentes intercalações de quartzitos e filitos estão relacionadas a mudanças do nível do mar (FIORI & GASPAR, 1993).

O fechamento da bacia ocorreu por volta de 650-700 Ma. Inicialmente toda a bacia foi submetida a um intenso tectonismo, representado por grandes cavalgamentos, reflexo da colisão continente-arco-continente (FIORI & GASPAR, 1993). Após este evento com a bacia retroarco já fechada. No

estágio final da colisão continente-continente, ocorreram falhamentos, dobramentos, transcorrentes e/ou rotação de blocos com movimentos horizontais. A principal falha transcorrente é a Falha Lancinha, com a associação de falhas sintéticas (N60-80E), antitéticas (N0-20W) e empurrões e dobras (N30-40E) (SOARES *et al.*, 1990). Contemporânea à movimentação das falhas transcorrentes houve a intrusão de corpos graníticos alojados em dobras escalonadas, com idades em torno de 550 Ma (FIORI & GASPAR, 1993).

Os sedimentos carbonáticos já litificados foram, durante o final do Proterozóico até o início do Paleozóico, metamorfizados, recristalizados, dobrados e falhados (FIORI & GASPAR, 1993).

No período Cretáceo, a região foi novamente afetada por fenômenos tectônicos e magmáticos, que promoveram a intrusão de um enxame de diques básicos. Devido a esses fenômenos houve reativação das falhas pré-cambrianas e a formação de outras, de direção preferencial NW (BONACIM, 1996).

O soerguimento tectônico registrado no Mesozóico desencadeou o processo de intemperismo no Grupo Açungui, com a formação no Plioceno Inferior de um nível definido de erosão, representado pelo nivelamento de cristas de quartzito e filito, com cotas variando entre 1000 e 1200 m (BIGARELLA & SALAMUNI, 1958). Esse mesmo controle tectônico estabeleceu as grandes bacias hidrográficas, Atlântica e Paraná, que drenam a região. A primeira é caracterizada pelo Rio Ribeira do Iguape e seus afluentes, que drena a área em estudo para o Oceano Atlântico, e a segunda pelo Rio Iguaçu e seus afluentes, que drenam para a Bacia do Mar del Plata (FIORI & GASPAR, 1993).

3.4 O mar Capiru

O estudo sobre o ambiente de deposição de rochas sedimentares geralmente é um assunto de elevada complexidade. Este se torna ainda maior quando se pretende interpretar o ambiente de deposição de uma sequência de

rochas afetadas por metamorfismo regional e por uma complexa tectônica de cavalgamento, que não só obstruíram as estruturas primárias, como também alteraram a sucessão estratigráfica original.

Há possibilidade de se esboçar uma tentativa de interpretação ambiental, tendo-se por base certas evidências, tais como estruturas organógenas, estruturas sedimentares, associações litológicas, etc.

A maioria dos autores que discutiram o ambiente de formação das rochas do Grupo Açungui é unânime em admitir condições marinhas para sua deposição. Dentro desta premissa podem-se supor formas deposicionais para os mármore da Formação Capiru, (ADAM, 2004):

1. Embora não se tenham ainda encontrado restos orgânicos preservados, a presença de folhelhos grafitosos em alguns níveis da Formação Capiru é uma evidência inegável da intensa atividade biológica vigente à época da deposição. Esta atividade é ainda reforçada pela existência de estruturas singenéticas estromatolíticas originadas por cianobactérias (GUIMARÃES *et al.*, 2002; JUSCHACKS, 2006), encontradas nos metacalcários dolomíticos das regiões de Morro Azul, Tranqueira e Morro Grande.
2. Embora não haja dúvida quanto à origem biogênica de parte dos mármore dolomíticos da Formação Capiru, em virtude da presença de estruturas estromatolíticas, parece que grande parte destes sedimentos é, na verdade, de origem clástica, como já observaram Bigarella & Salamuni (1956). Dessa forma, calcários dolomíticos estratificados e não fossilíferos, com presença de oóides e estratificação cruzada, derivariam da ação mecânica das ondas sobre biohermas. Os detritos da erosão seriam redistribuídos pelas correntes, formando depósitos puramente clásticos. As brechas intraformacionais, ocasionalmente presentes nos mármore dolomíticos da Formação Capiru, representam retrabalhamento local dos calcários, provavelmente por um breve recuo das águas.
3. A exposição destas rochas a condições subaéreas, no entanto, não é essencial, com o retrabalhamento podendo ter-se dado em condições

subaquáticas, como citaram Bigarella e Salamuni (1956). A presença, ainda que rara, de alguns níveis de marcas de ressecamento e gretas de contração, indica que ao menos em alguns momentos houve exposição subaérea do material depositado.

4. Segundo Petri & Suguio (1969) a deposição de calcário dolomítico quase puro, em planície de maré, implica na ausência de grandes rios que transportam material terrígeno. Complexas correntes longitudinais à costa, devido à presença de bancos de areia, podem colocar em contato direto depósitos de calcários e arenitos ou siltitos/argilitos em padrões intrincados.

É bem provável que essas correntes longitudinais sejam responsáveis pela profunda interdigitação faciológica entre dolomitos e quartzitos/filitos na Formação Capiru, mais precisamente na área de estudo.

Determinados tipos de fácies carbonáticas predominaram no tempo geológico, como por exemplo, a fácies oolítica, a dolomítica e a estromatolítica. Uma das causas destas variações estaria associada ao padrão de variação do nível do mar, enquanto outras claramente refletem evolução de determinados grupos de seres vivos. Portanto, parece que o ambiente deposicional da Formação Capiru era o mar aberto, com sedimentação carbonática na costa e com reentrâncias lagunares. Aparentemente o clima vigente na época era quente e úmido, e o continente apresentava-se bastante arrasado, fornecendo relativamente pouca sedimentação detrítica (FIORI, 1990).

4. ESTROMATÓLITOS

4.1. Conceitos gerais

Os estromatólitos foram os primeiros ecossistemas microbianos da Terra, contendo na sua superfície camadas de cianobactérias (GUERRERO, 1998). Eles ocorrem desde o Arqueano, mas foi no Proterozóico que eles apresentaram sua maior abundância e diversidade (WALTER *et al.*, 1992) (fig.07). As formas mais antigas são coniformes e pseudo-colunares e foram descobertas no grupo Warrawoona (Austrália), com 3,45 Ga (HOFMANN *et al.*, 1999). No final do Proterozóico houve uma queda em sua abundância e diversidade relacionada à conjunção de diversos fatores, como o aparecimento dos metazoários, a abundância das algas eucarióticas em relação às cianobactérias e fatores ambientais, como mudanças climáticas. Os estromatólitos ocorrem em quase todas as unidades carbonáticas proterozóicas, mas também foram registrados em fosforitos, formações bandadas de ferro e raramente em arenitos (WALTER *et al.*, 1992).

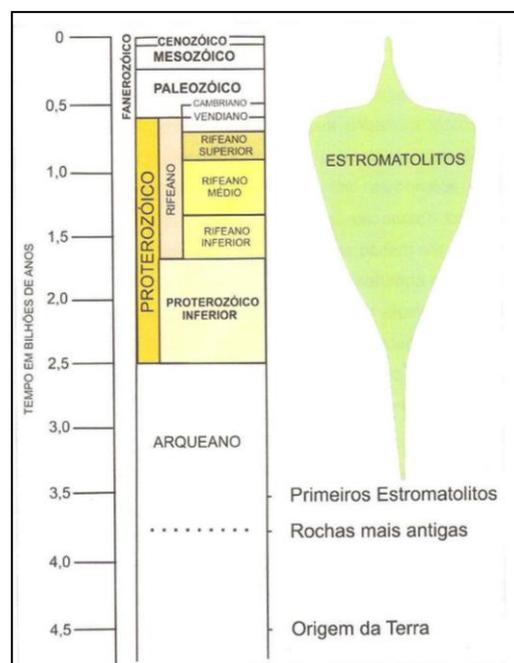


Figura 7: Estromatólitos no decorrer do tempo geológico (adaptado de AWRAMIK, 1984).

Os primeiros estudos sobre os estromatólitos ocorreram em 1649, quando Borel registrou a presença de estruturas calcárias laminadas formadas por algas na formação eocênica francesa “Calcaire de Castre” e as denominou *Priapolithes* (*apud* HOFMANN, 1973). A descrição mais antiga sobre estas construções é de Steel, em 1825, que mencionou pela primeira vez detalhes sobre as estruturas sedimentares laminadas e calcárias, provenientes dos sedimentos do Cambriano Superior da cidade de Saratoga e do Estado de Nova York. Em 1883, Hall reconheceu a origem biótica das estruturas estudadas por Steel, propondo o nome científico *Cryptozoon proliferum* (*apud* HOFMANN, 1973). Após, muitos estudiosos da Europa e América do Norte começaram a ter grande interesse pelos estudos sedimentológicos que envolviam estruturas de origem biológica e os autores detectaram a necessidade de uma nomenclatura lineana, para rochas cambrianas e pré-cambrianas (HOFMANN, 1973).

Gürich em 1906 publicou um estudo petrográfico sobre os organismos que constituíam as rochas calcárias, colocando-se contra a corrente científica que acreditava que os estromatopóritos, denominação dada pelo autor, eram concreções de origem inorgânica, caracterizando que eles podiam ser formados por hidrozoários, esponjas, algas e protozoários (*apud* AWRAMIK & GREY, 2005). Sua contribuição foi importante, pois se trata da primeira a descrever e identificar as microestruturas estromatolíticas em granulares, vermiculares, nodulares, vesiculares esponjosas, sinuosas, entre outras.

Alguns pesquisadores propunham que as estruturas possuíam gênese inorgânica (LINCK, 1909 *apud* AWRAMIK & GREY, 2005; GROTZINGER & ROTHMAN, 1996), enquanto outros propunham gênese orgânica. O termo estromatólito foi empregado primeiramente em 1908 pelo alemão Kalkowsky e era meramente descritivo. Já em 1914, Walcott sugeriu a origem microbiana das estruturas estromatolíticas (*apud* WALTER, 1976). Em seguida, Black (1933) fez estudos nas Bahamas sobre as esteiras microbianas recentes e Maslov (1953) começou as investigações sobre as relações filogenéticas e evolutivas dos estromatólitos (*apud* HOFMANN, 1973). Korolyuk (1963) elaborou a base moderna de metodologia e classificação para estas

construções, o que proporcionou um avanço para a identificação e correlação dos estromatólitos em diversas partes do mundo.

Walter (1976) e Awramik (1984) associaram a composição dos estromatólitos às atividades de crescimento e metabolismo de microorganismos, principalmente as cianobactérias. Na mesma linha de pesquisa, Fairchild e colaboradores (1996) destacaram que os estromatólitos de morfologias diferentes contêm restos de comunidades microbianas aparentemente distintas.

O conceito genético de estromatólitos os define como estruturas biossedimentares produzidas por uma mescla de processos sedimentológicos e biológicos, resultantes da interação de comunidades microbianas bentônicas (principalmente de cianobactérias e bactérias) com o meio em que vivem (HOFMANN, 1969; WALTER, 1976; BURNE & MOORE, 1987). Esta definição é mais adequada do que uma definição meramente descritiva, pois a idéia de que estas estruturas tratam de evidências de atividades biológicas do passado é muito enraizada na literatura geológica, sendo consideradas como icnofósseis (WALTER, 1977). Segundo o conceito descritivo de estromatólito, estruturas semelhantes, como espeleotemas (THRAILKILL, 1976) e diversas outras incrustações mineralicas, poderiam ser classificadas (de maneira contraditória) como “estromatólitos inorgânicos”.

O termo “microbialito” foi designado para depósitos biossedimentares formados pela interação entre comunidades microbianas bentônicas e sedimentos. Os microbialitos são diferenciados em três tipos de estrutura interna: estrutura estromatolítica (textura finamente laminada, não concêntrica); estrutura trombolítica (textura não laminada com aspecto de coágulo, *clots*); e estrutura oncolítica (textura concêntrica, finamente laminada). Sendo assim, Burne & Moore (1987) consideraram um estromatólito como um microbialito estromatolítico; um trombólito como um microbialito trombolítico; e um oncólito como um microbialito oncolítico. Porém, esta terminologia não tem sido muito utilizada, pelo fato do termo estromatólito já ser consagrado na literatura, sendo este o termo utilizado neste trabalho. Walter e colaboradores

(1992), por exemplo, consideram o termo estromatólito (incluindo os trombólitos e os oncólitos) como sinônimo de microbialito.

Os organismos construtores de estromatólitos atuais incluem grande variedade de cianobactérias, algas eucarióticas, bactérias fotossintetizantes, bactérias heterotróficas, fungos entre outros, formando comunidades complexas (GOLUBIC, 1976a). Pelo conteúdo microfossilífero presente em estromatólitos silicificados, Schopf (1992) afirma que desde o Paleoproterozóico até o Neoproterozóico os estromatólitos eram formados basicamente por organismos procariontes (bactérias e cianobactérias).

Segundo Golubic (1976b) os microorganismos das esteiras superficiais de estromatólitos modernos podem contribuir ativa ou passivamente para sua construção ou destruição. Burne e Moore (1987) estudaram as comunidades microbiais modernas e concluíram que a construção de um estromatólito é basicamente resultante do aprisionamento e fixação de sedimentos, ocasionado pela aglutinação de sedimentos à bainha mucilaginosa produzida por cianobactérias. Uma vez formada a estrutura do estromatólito, ele se torna um sítio para a precipitação orgânica e/ou inorgânica de carbonato, resultando em sua litificação.

A construção dos estromatólitos e conseqüentemente sua morfologia estão condicionadas a um balanço de fatores ambientais e biológicos. Em relação ao ambiente, esses fatores incluiriam principalmente o grau de agitação da água, correntes, profundidade, tipo de substrato (topografia, granulometria, composição, etc.), luminosidade, salinidade, temperatura, exposição subaérea, entre outros. Os fatores biológicos incluiriam taxa de crescimento, composição taxonômica, hábito (filamentoso vs. cocóide colonial), produção de mucilagem, decomposição e destruição por outros organismos. Na maioria dos casos, o ambiente determina a forma macroscópica do estromatólito, e a microbiota define sua mesoestrutura e microestrutura (WALTER, 1977). Até alguns aspectos da macroestrutura podem ser influenciados pelos fatores biológicos.

Assim, na parataxonomia binomial utilizada para diferenciar estromatólitos morfologicamente distintos, os *grupos* (táxon equivalente ao

gênero) são definidos pela macroestrutura (morfologia colunar, ramificação) determinada por fatores ambientais, enquanto as *formas* (táxon equivalente à espécie) são determinadas pelas feições mesoestruturais e microestruturais controladas em grande parte pelos fatores biológicos (KRYLOV, 1976; TROMPETTE, 1982).

Devido à importância dos fatores biológicos e ambientais para formação dos estromatólitos, iniciaram-se estudos para determinações ambientais a partir da caracterização estromatolítica. Os principais organismos formadores de estromatólitos no Pré-Cambriano foram as cianobactérias e estas não sofreram alterações relevantes ao longo do tempo geológico. Desta forma, o estudo da formação de estromatólitos pré-cambrianos tem sido baseado em seus correspondentes atuais.

Segundo Logan e colaboradores (1964), em estudo com estromatólitos holocênicos, em Shark Bay, Austrália, foi verificado que o desenvolvimento estromatolítico ocorre comumente entre a zona de supamaré e a intermaré, formando deste modo estromatólitos com morfologias distintas (fig.08). Na zona supamaré, os estromatólitos são denominados LLH (*laterally linked hemispheroids*), caracterizados por terem lamelas hemi-esferoidais conectadas lateralmente e, na zona intermaré são denominados SH (*stacked hemispheroids*) e aparecem com lamelas hemiesferoidais empilhadas. Já na zona de inframaré (sempre submersa), são mais comuns os estromatólitos do tipo SS (*stacked spheroids*) com lamelas esferoidais empilhadas (LOGAN *et al.*, 1964).

Grotzinger (1989) demonstrou a variação das formas em ambiente de rampa, característico do Proterozóico, onde os membros típicos de águas profundas são os estromatólitos cônicos, e os de águas rasas são as esteiras microbianas (fig. 09).

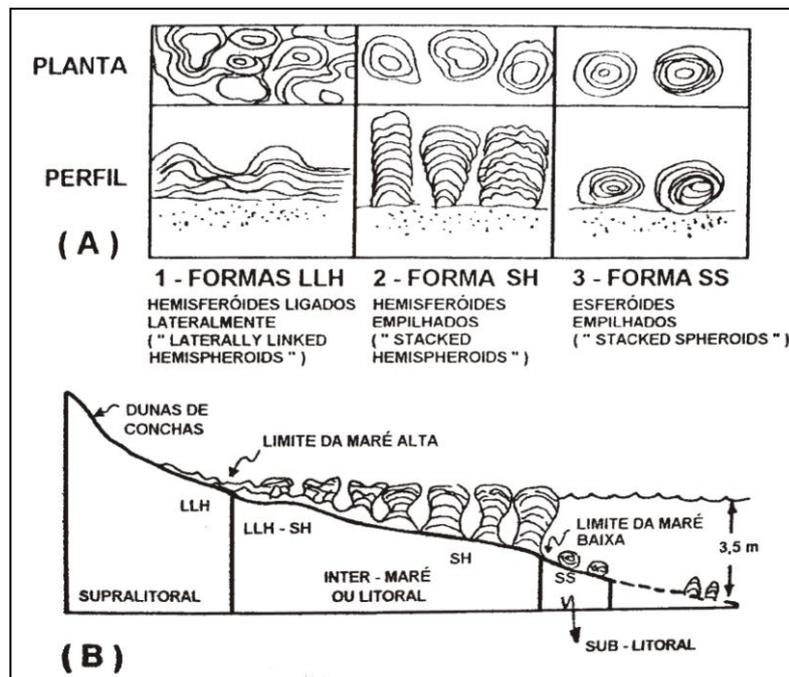


Figura 8: Classificação de estromatólitos holocênicos (A) e sua distribuição em Shark Bay, Austrália, (B). A forma LLH pode estar associada a formas estratiformes e SS pode corresponder a formas nodulares (modificado de LOGAN *et al.*, 1964).

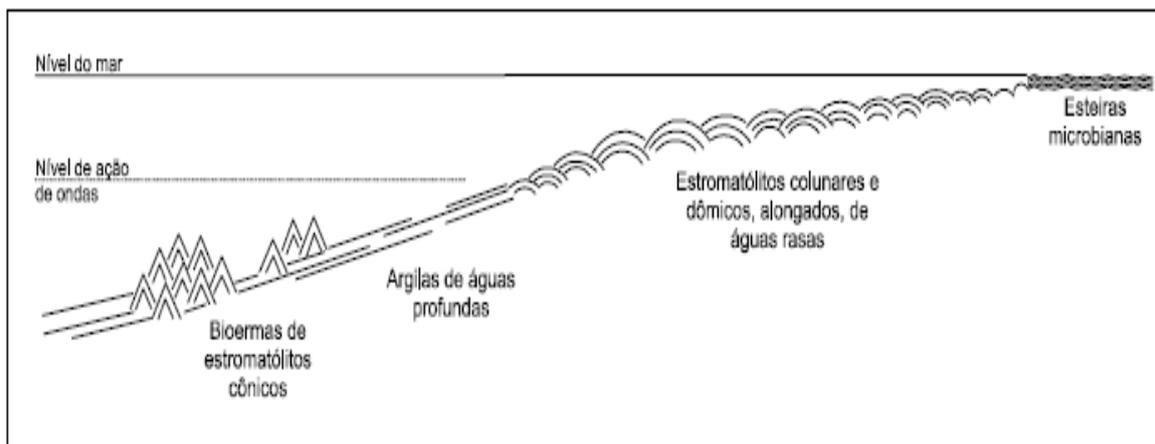


Figura 9: Variações entre as formas estromatolíticas em um ambiente de rampa (modificado de GROTZINGER, 1989).

Donaldson (1976) interpretou o grau de turbulência e a profundidade do sítio de formação de diversas formas de estromatólitos do Grupo Dismal Lakes (Mesoproterozóico), do Canadá, com base nas estruturas sedimentares (fig.10).

Morfologia dos estromatólitos	Estruturas sedimentares						Turbulência		Inframaré Intermaré supramaré	
							baixa	alta		
				X	X	X	—		—
	X	X	X		X	X	—		— .
	X	X	X	X	X	X		—		— .
	X		X	X			—			—
	X	X		X			—		—
	X	X	X				—	
	X	X					—		
							—			—

 Marcas onduladas

 Estratificação cruzada

 Oóitos

 Moldes de halita e gipsita

 Gretas de dissecação

 Clastos intraformacionais

Figura 10: Relação das estruturas das formas estromatólíticas com base nas estruturas sedimentares associadas, e consequente interpretação de ambiente (modificado de DONALDSON, 1976).

Um dos estudos mais importantes foi o de Hoffman (1976) realizado em Shark Bay (Austrália), no qual ficou demonstrado que os estromatólitos estratiformes ocorrem onde a abrasão provocada pela movimentação da água (ondas, maré) é fraca. As formas colunares discretas ocorrem onde a abrasão provocada pela movimentação da água (ondas, maré) é forte. O relevo das colunas é proporcional à intensidade da ação das ondas. E a forma alongada de estromatólitos simples é paralela à direção das ondas e marés, geralmente perpendiculares à linha de costa.

4.2 Cianobactérias e a formação de estromatólitos

As cianobactérias, classificadas dentro do domínio *Bacteria* como filo *Eubacteria* (BOONE *et al.*, 2001), são organismos microscópicos com

características tanto de bactérias quanto de algas e constituem um grupo único e monofilético. Assemelham-se às bactérias por não apresentarem núcleo (o DNA está concentrado no centro do citoplasma) e possuírem parede celular gram-negativa, mas contêm clorofila *a* e *c*, e realizam fotossíntese como as algas (BOUVY *et al.*, 1999). São organismos procariontes, fotoautotróficos e organotróficos que podem viver em condições afóticas e anóxicas, capazes de tolerar altas temperaturas e salinidade, sendo encontrados, inclusive, em fontes hidrotermais com temperaturas entre 55-85°C (RIDING, 2002; KONHAUSER *et al.*, 2001; KNAUTH, 2005).

Evidências fósseis sugerem que membros das famílias de cianobactérias *Oscillatoriaceae* (SCHOPF, 1993) e *Chroococcaceae* (KNOLL & BARGHOORN, 1977; SCHOPF & PACKER, 1987) já existiam há aproximadamente 3,5 bilhões de anos (fig.11). Desta forma, elas devem ter se originado e se diversificado, inicialmente dentro de ambiente deficiente em oxigênio e sem uma camada de ozônio capaz de filtrar a radiação ultravioleta, adaptando-se a viver em condições afóticas e anóxicas, utilizando o sulfeto como doador de elétrons para a fotossíntese (SCHOPF, 1995; RIDING, 2002). Outra adaptação foi a realização da fotossíntese a baixas intensidades de luz (evitando exposição à radiação ultravioleta deletéria), o que possibilitou que habitasse a porção profunda da zona fótica marinha, uma estratégia exibida pela cianobactéria moderna, *Synechococcus* (JENSEN, 1993; SCHOPF, 1995).

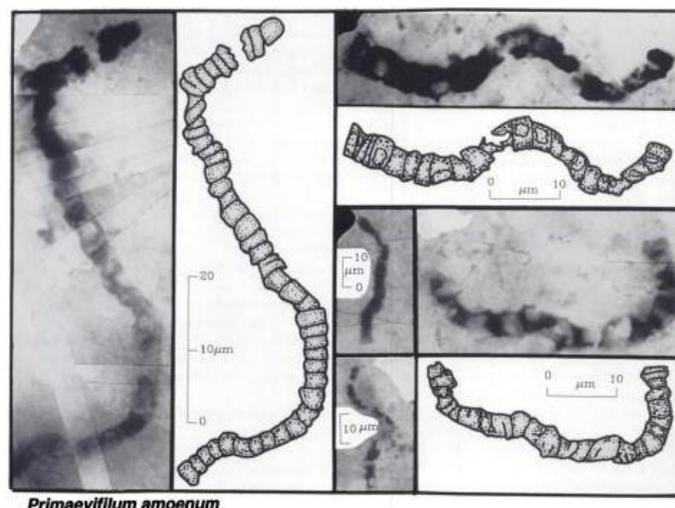


Figura 11: Cianobactéria fóssil (*Primaevifilum amoenum*, *Oscillatoriaceae*?), de aproximadamente 3.465 Ma., Apex Chert, Austrália (SCHOPF, 1992).

Da mesma forma, algumas das características das cianobactérias modernas formadoras de esteiras bentônicas, como por exemplo mecanismos eficientes de reparo de DNA, síntese do pigmento escitonemina, que absorve radiação ultravioleta, secreção de mucilagem extracelular, motilidade fototática e a formação de estromatólitos, podem ter sido adaptações para sobreviver ao alto fluxo de radiação ultravioleta nas águas rasas da orla marítima (SCHOPF, 1995).

A sobrevivência das cianobactérias a uma gama de condições - luminosidade, salinidade, temperatura e pH, bem como dessecamento prolongado e irradiação intensa- pode ser produto de seu grande sucesso em competir com outros micróbios precoces pelo espaço fotossintético disponível desse intervalo de tempo. Com exceção das cianobactérias, todas as outras formas de fotossíntese procariótica são anóxicas e baseadas em bacterioclorofila. Uma vez que a biossíntese da bacterioclorofila é inibida por oxigênio molecular (OLSON & PIERSON, 1987), cianobactérias, com sua capacidade de produzir e tolerar O₂, teriam suplantado os fotoautótrofos anóxicos sensíveis ao oxigênio em grande parte da zona fótica do globo. Como resultado nesta competição por espaço fotossintético, as cianobactérias expandiram, presumivelmente até ocupar uma grande variedade de nichos habitáveis durante uma fase precoce e evidentemente curta de irradiação adaptativa (GIOVANNONI *et al.*, 1988), transformando-se, neste processo, em generalistas ecológicas excepcionais. A versatilidade ecológica das cianobactérias parece remontar, portanto, a este estágio precoce da história do planeta quando elas se estabeleceram como os produtores primários dominantes do ecossistema pré-cambriano.

As cianobactérias sofreram evolução lenta ao longo do tempo geológico, sem muitas alterações em suas características morfológicas e fisiológicas. A constituição biológica de comunidades de esteiras microbianas proterozóicas foi, comprovadamente, semelhante à de comunidades modernas de ambientes comparáveis (SCHOPF, 1995) (fig.12). Estudos deste autor demonstraram que as formas fósseis e modernas, morfológicamente comparáveis, apresentam freqüências semelhantes no processo de divisão celular, padrões essencialmente idênticos de desenvolvimento celular e também formam

estruturas estromatolíticas microtexturalmente semelhantes em ambientes litorâneos a marinhos rasos. Também passam por fases semelhantes da degradação *post-mortem* e ocorrem em comunidades microbianas comparáveis tanto em composição taxonômica quanto em diversidade biológica. Dessa forma, a comparação das formas fósseis com as atuais pode auxiliar na reconstrução dos ambientes do passado.

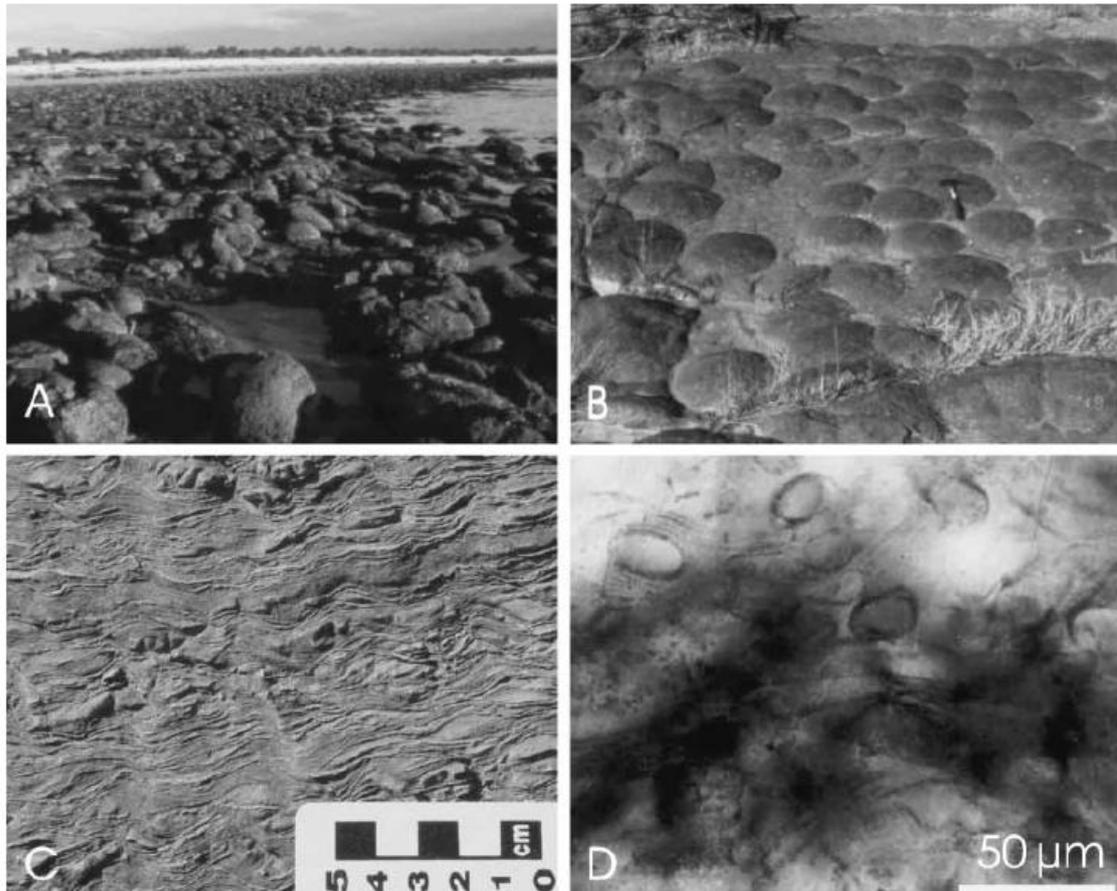


Figura 12: Estromatólitos recentes e fósseis: (A) estromatólitos colunares em Shark Bay, Austrália; (B) estromatólitos colunares de 2,5 Ga, ocorrentes no Subgrupo Campbellrand, África do Sul; (C) microbialitos de 3 Ga, do Subgrupo Pongola, África do Sul; (D) esteiras com filamentos de cianobactérias *Siphonophycus transvaalensis*, de 2,5 Ga., Membro Tsineng, Subgrupo Campbellrand (KLEIN et al., 1987, apud SERGEEV et al., 2002).

Esteiras microbianas e estromatólitos são as evidências macroscópicas dos ecossistemas mais antigos conhecidos. Eles eram formados por

cianobactérias e bactérias e margeavam totalmente os continentes da superfície da Terra a 3,5 bilhões de anos (URMENETA & NAVARRETE, 2000).

As bactérias, cianobactérias e diatomáceas podem secretar exopolissacarídeos (EPS = extracellular polymeric substances) que é de extrema importância na formação de carbonatos microbianos. Exopolissacarídeos são caracterizados como metabólitos secundários, produzidos principalmente durante a fase estacionária de crescimento do microorganismo. O EPS acumulado no exterior da célula cianobacteriana ajuda na absorção de nutrientes, promove diretamente a acreção e preservação das esteiras microbianas e contribui para a união dos sedimentos e preservação mineral. Em condições de estresse, muitas cianobactérias produzem grande quantidade de EPS, e isso constitui uma estratégia metabólica desses microorganismos para crescimento e desenvolvimento em condições desfavoráveis. Esses polissacarídeos podem ser encontrados formando cápsulas, que são estruturas compactas associadas com a superfície celular, ou como massa mucilaginosa amorfa, fracamente ligada às células (FAY, 1983), e em muitos casos podem ser liberados para o meio (DE PHILIPPIS & VINCENZINI, 1998). A produção de EPS pode ter um papel protetor contra a dessecação e nitrogenase, predação por protozoários e, além disso, capacita as cianobactérias a formar biofilmes em superfícies sólidas (DE PHILIPPIS & VINCENZINI, 1998; FAY, 1983). A capacidade de preservação das cianobactérias reflete a estabilidade intrínseca do seu polissacarídeo extracelular (EPS) e a sua habilidade de ligar-se a metais pesados, bem como resistir à degradação (HELM *et al.*, 2000). Na maioria das cianobactérias, a composição do EPS lhe confere vários graus de hidrofobicidade, que decorre a sua capacidade de floculação e conseqüente sedimentação de partículas suspensas.

As cianobactérias captam o carbonato de cálcio dissolvido na água e provocam a precipitação dos sais que são aprisionados pela mucilagem que rodeia as colônias de bactérias (STORRIE-LOMBARDI *et al.*, 2004). A precipitação dos sais ocorre geralmente na forma de compostos de calcita, dolomita, aragonita, gipsita e magnesita (THOMPSON & FERRIS, 1990; BRAISSANT *et al.*, 2003; SILVA E SILVA *et al.*, 2005a).

Na precipitação de carbonato de cálcio, dois tipos de processos podem estar envolvidos. No primeiro deles, as cianobactérias fotossintéticas causam o aumento do pH no sistema supersaturado em CaCO_3 , causando sua precipitação e a litificação laminada. No segundo, a decomposição da matéria orgânica pelas bactérias utiliza o dióxido de carbono do meio e libera íons de Ca^{2+} , provocando a precipitação do carbonato de cálcio e a degradação do EPS (DECHO *et al.*, 2005; PAERL *et al.*, 2001).

As construções estromatolíticas atuais apresentam três estágios de desenvolvimento, sendo o primeiro a formação de tapetes microbianos, o segundo estromatólitos estratiformes, e o último estromatólitos individuais e contínuos (SILVA E SILVA, 2002).

O desenvolvimento dos tapetes microbianos está relacionado com as espécies de cianobactérias esféricas e filamentosas que formam os primeiros depósitos orgânicos, posteriormente degradados e modificados pela atividade bacteriana subsequente (SILVA E SILVA, 2002). As lâminas mais externas dos tapetes microbianos são as mais saturadas de clorofila e freqüentemente possuem gradientes saturados de oxigênio e de sulfeto (ZAVARZIN, 2003). A estratificação interna da esteira é provocada pela variação dos fatores ambientais.

Ao longo do tempo, formam-se sucessivas lâminas que fazem a estrutura estromatolítica crescer verticalmente, dependendo da regularidade temporal, do tipo de substrato, e dos sedimentos e da baixa energia do ambiente (GROTZINGER & ROTHMAN, 1996; ALTERMANN & KAZMIEREZAK, 2003; BRAGA & MARTIN, 1995).

4.3 Registros brasileiros

Os estromatólitos brasileiros são conhecidos em diversas unidades carbonáticas, principalmente de idade proterozóica. Entretanto, os estudos mais aprofundados, que levam em consideração aspectos morfológicos macro, meso e microestruturais, ainda são escassos.

No Paleoproterozóico, no Supergrupo Minas, na Formação Fecho do Funil, em Cachoeira do Campo (Minas Gerais), estão registrados os estromatólitos brasileiros mais antigos, com idade entre 2,1-2,4 Ga (DARDENNE & CAMPOS NETO, 1975; SOUZA & MÜLLER, 1984).

No Mesoproterozóico, no Supergrupo Espinhaço (Grupo Chapada Diamantina, na Formação Caboclo, Morro do Chapéu, BA) foram registrados estromatólitos colunares (SRIVASTAVA & ROCHA, 1999). No Grupo Itaiacoca nas regiões de Itapeva (SP) e Abapã (PR) ocorrem estromatólitos do gênero *Conophyton* (SALLUN FILHO, 1999; SALLUN FILHO & FAIRCHILD, 2004, SALLUN FILHO *et al.*, 2010).

Durante o Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico formaram-se as seqüências carbonáticas adjacentes ao Cráton do São Francisco. No Grupo Paranoá ocorrem exposições estromatolíticas do gênero *Conophyton* nas seguintes regiões: Vazante (MG) (MOERI, 1972; CLOUD & DARDENNE, 1973; CLOUD & MOERI, 1973, MELO-FILHO, 1996); Lagamar (MG) (DARDENNE & CAMPOS NETO, 1976; NOGUEIRA & DARDENNE, 1992); e Cabeceiras (GO) (FAIRCHILD *et al.*, 1996).

No Neoproterozóico, estromatólitos são registrados no Supergrupo São Francisco, nos grupos Una e Bambuí (MARCHESE, 1974; CASSEDANNE & CASSEDANNE, 1978; SRIVASTAVA, 1982). Eles também ocorrem no Grupo Açungui, especificamente na Formação Capiuru (FAIRCHILD, 1977, 1982; MARINI & BÓRIO; 1971; GUIMARÃES *et al.*, 2002; JUSCHAKS, 2006); Grupo São Roque (BERGMANN & FAIRCHILD, 1985); Grupo Itaiacoca (FAIRCHILD, 1977); Grupo Corumbá; e no Grupo Alto Paraguai, na Formação Araras (ZAINÉ, 1991; ZAINÉ & FAIRCHILD, 1992; BOGGIANI, 1997; SALLUN FILHO *et al.*, 1997).

Estromatólitos fanerozóicos são conhecidos no Permiano da Bacia do Paraná, especificamente na Formação Irati (FAIRCHILD *et al.* 1985), na Formação Corumbataí (SUGUIO & MELO E SOUZA, 1985) e na Formação Estrada Nova (ROHN & FAIRCHILD, 1986). Do Cretáceo são conhecidas

ocorrências nas bacias de Campos e Potiguar (CARVALHO, 1988; MONTEIRO & FARIA, 1988). Estromatólitos recentes a sub-recentes são observados, em forma de crescimento, no Estado do Rio de Janeiro, nas regiões da Lagoa Salgada (SILVA E SILVA, 2002; SILVA E SILVA *et al.*, 2006), Lagoa Vermelha (SILVA E SILVA *et al.*, 2004a) , Lagoa Pernambuco (SILVA E SILVA *et al.*, 2004b), Brejo do Espinho (SILVA E SILVA *et al.*, 2006), Brejo do Pau Fincado, Lagoa de Araruama (SILVA E SILVA *et al.* , 2005b) e Lagoa da Pitanguinha (SILVA E SILVA *et al.* , 2005a).

4.4. Parâmetros utilizados no estudo de estromatólitos

A principal informação obtida dos estromatólitos é aquela observada em campo, pois podem ser vistas as estruturas como um todo, bem como a relação entre estas e a geometria da associação. A identificação de estromatólitos ocorre a partir da presença de bioermas ou bioestromas, contendo estruturas compostas de natureza laminada, tipo nódulo, colunares laminados ou uma combinação destas fontes. Também ocorre pela presença de espécimes individuais tanto colunares como dômicos ou outras estruturas indistintas; pela presença de laminações internas individuais. A identificação ocorre ainda por meio da microestrutura, tanto em nível de laminação como na sub-laminação (SRIVASTAVA, 2000).

A comprovação da biogeneidade é algo muito importante para a identificação do estromatólito. Segundo Walter (1994), existem determinadas características que mostram a biogeneidade estromatolítica, tais como: relação sinsedimentar com o acamamento; macromorfologia coerente com formas presentes em estromatólitos, p. ex. em colunas; mesomorfologias e micromorfologias coerentes com origem estromatolítica, p. ex. laminação convexa para cima; e composição química coerente com uma origem estromatolítica, p. ex. carbonática.

Segundo Sallun Filho (1999) a qualidade da preservação dos estromatólitos também é um ponto fundamental para seu reconhecimento, pois

quanto melhor a preservação, mais fácil sua caracterização. Para determinação da qualidade de preservação dos estromatólitos Sallun Filho (1999) propôs um esquema baseado em Walter (1972). O autor classificou as colunas estromatolíticas em três classes: classe 1 colunas bem preservadas, com colunas distintas; classe 2 margens das colunas ligeiramente alteradas ou indistintas; e classe 3 a colunas muito indistintas ou alteradas. Em relação à laminação, o autor propôs que a classe 1 corresponde a lâminas bem preservadas e distintas; a classe 2 corresponde a lâminas ligeiramente alteradas; e a classe 3 a lâminas muito indistintas ou alteradas.

São conhecidos mais que 800 táxons de cianobactérias formadoras de estromatólitos do Pré-Cambriano (AWRAMIK, 1992). Todavia, a classificação de estromatólitos tem sempre suas contestações. Hofmann (1969), Preiss (1972), Walter (1972), Walter e colaboradores (1992) e outros autores distinguem determinados critérios para a classificação morfológica dos estromatólitos, tais como modo de ocorrência (bioermas ou bioestromas); arranjo e forma das colunas; ornamentação marginal das colunas; forma e perfil laminar; ornamentação do contorno em planta; e ligação lateral entre estromatólitos cumulados.

Baseada em Hofmann (1969) e Walter (1972), a identificação dos estromatólitos pode ocorrer em quatro etapas: modo de ocorrência - estromatólitos como corpo geológico e sua geometria (lentes, camadas, indivíduos dispersos, etc.); macroestrutura - geometria dos estromatólitos individuais; mesoestrutura - principalmente as feições mais evidentes da laminação; e microestrutura - arranjo interno das lâminas. A primeira etapa de identificação é observável exclusivamente no campo, a segunda e terceira em campo ou em laboratório, e a quarta essencialmente em laboratório.

A laminação, a microestrutura e o processo de crescimento dos estromatólitos recebem forte influência da ação das correntes e ondas, e do influxo de sedimentos (RIDING, 1999; HOFMANN, 2000; ALTERMANN, 2002, 2004; ALLWOOD *et al.*, 2006; SCHOPF *et al.*, 2007a, 2007b). A laminação primária nos estromatólitos reflete a natureza de crescimento da cenose

microbiana e do hábito de precipitação de carbonatos. A laminação em estromatólitos fósseis pode ser modificada por processos diagenéticos (SRIVASTAVA, 2000).

As microestruturas são inerentes a cada grupo de estromatólitos e têm maior influência de fatores biogênicos (SALLUN FILHO, 1999). São classificadas em simples e complexas (SRIVASTAVA, 2000). Uma mesma forma de estromatólito pode apresentar microestruturas diferentes dependendo da composição da rocha hospedeira e condições físicas locais do ambiente de formação. Podem ocorrer microestruturas semelhantes em estromatólitos em um mesmo nível estratigráfico em regiões diferentes (RAABEN, 1969). Estes aspectos dificultam o estudo dos estromatólitos, pois feições distintas podem ser interpretadas como correspondentes a ambientes de sedimentação diferentes. Somente um estudo que considere diversas estruturas observadas em campo, em conjunto com o estudo meso e microestrutural, poderá minimizar interpretações errôneas.

5. CARBONATOS MARINHOS

O estudo e interpretação de sedimentos carbonáticos são feitos tomando como base, geralmente, os ambientes de sedimentação atuais. Entretanto, devido às variações no nível do mar do último milhão de anos, na maioria dos locais onde atualmente está ocorrendo a formação de carbonatos a sedimentação é muito recente, resultando na acumulação de uma pequena espessura dos carbonatos. Além disto, ao longo do tempo geológico tem existido uma grande diversificação de organismos produtores de carbonatos, assim como dos precipitados inorgânicos o que, em algumas ocasiões, dificulta a aplicação de teorias atualistas no estudo dos carbonatos. Segundo Reading (1978) um sistema carbonático marinho compreende três ambientes principais de sedimentação: 1) planície de maré; 2) plataforma (*shelf*); 3) periplataforma (depósitos de águas profundas, abrangendo o talude e a bacia).

1) Planície de maré

A planície de maré é a região localizada entre a porção subaérea (no continente) e o mar (região submersa), protegida da ação de ondas e influenciada por marés e grandes tempestades. As oscilações das marés sobre a linha de costa geram uma compartimentação da planície de maré em três zonas distintas: supramaré, intermaré e inframaré (WALKER & JAMES, 1992).

A zona de supramaré é aquela situada acima do nível da maré alta . Este ambiente é permanentemente exposto subaereamente e, periodicamente inundado por maré de sizígia e de tempestades. Apresenta subambientes, tais como diques marginais (*levees*) ao longo dos canais de maré ou áreas atrás das cristas de praia (*beach ridges*). As estruturas deposicionais que caracterizam esta zona são as gretas de dessecação, laminações, microbialitos, estruturas em *bird's eyes* e intraclastos. As gretas de dessecação são um dos melhores indicativos deste ambiente deposicional, possuindo um arranjo poligonal causado por contração de lama carbonática. As laminações geralmente resultam de marés de tempestade e em ambientes de sabkhas áridos são frequentemente destruídas pela dessecação. Os *bird's eyes* são

pequenas cavidades resultantes de expansão, formação de bolhas de gás e escape de ar. Intraclastos são fragmentos de sedimentos carbonáticos, erodidos da superfície de deposição e redepositados como um novo sedimento (WALKER & JAMES, 1992).

A zona de intermaré está situada entre as marés alta e baixa normais, portanto exposta uma ou duas vezes por dia, dependendo do regime de marés ou das condições do vento. Nesta zona, estruturas deposicionais diagnósticas são ausentes, devido à ação bioturbadora dos organismos. No entanto, os canais de maré compreendem um sub-ambiente especial e dinâmico dentro da planície de maré. As barras de pontal constituem o principal depósito dos canais de maré, os sedimentos das barras são bioclastos e intraclastos derivados dos ambientes de supra e intermaré, sendo esta zona muito favorável para a formação de espessos pacotes de calcarenito oolítico constituindo os conhecidos *shoals*, que funcionam como barreiras separando as fácies de supra e inframaré (WALKER & JAMES, 1992).

A zona de inframaré inclui os sedimentos depositados no mar adentro e nos canais de maré do próprio sistema, portanto, permanentemente abaixo da maré baixa. No caso dos depósitos de inframaré temos que diferenciar duas possíveis situações: as lagunas carbonáticas e as rampas carbonáticas. No caso de plataformas com barreira, a laguna constitui o principal ambiente de sedimentação e é caracterizada pela sua pequena diversidade fossilífera e pela presença de estruturas do tipo *bird's eyes* e microbialitos, e ainda a grande atuação de processos diagenéticos de substituição, como a dolomitização e a anidritização. No caso de rampas carbonáticas, este ambiente é diretamente influenciado pela ação de ondas de tempestade (por não ter barreira protetora), representado por depósitos com estruturas *hummocky*, níveis de brechas tempestíticas e oólitos trazidos em suspensão pelas correntes de tempestade (WALKER & JAMES, 1992).

2) Plataformas

O termo plataforma carbonática é usado comumente para denominar às espessas seqüências de carbonatos rasos. A maioria destas estruturas desenvolve-se em contextos geotectônicos de margem passiva, tem um topo plano, possuem rampas, podem ter espessuras de vários quilômetros e se

estender ao longo de centenas de quilômetros quadrados. Os fatores físicos que influenciam a distribuição de sedimentos carbonáticos no ambiente de plataforma são: ação de ondas normais com sedimentação abaixo do nível de base das ondas e intensa bioturbação; ação de ondas de tempestade, que afetam os sedimentos, imprimindo-lhes estratificações onduladas truncadas (estrutura *hummocky*); e ação de correntes de marés, que são de grande importância no desenvolvimento de barras de areias carbonáticas. Tucker e Wright (1992), reconheceram cinco grandes tipos de plataformas carbonáticas em função da sua morfologia (TUCKER & WRIGHT, 1992):

a) Complexo ilha-barreira-laguna ou *rinned-shelf*

É uma plataforma de águas rasas com uma forte mudança de inclinação para águas mais profundas, onde os limites externos são caracterizados pela existência de um talude. Nas áreas de maior energia, na borda da plataforma, é onde se situam os recifes ou as barras oolíticas. Ambos os depósitos restringem a circulação da água na laguna. Ao longo da linha de costa, dependendo da energia e da influência das marés, pode-se desenvolver planícies de maré ou complexos praia-barreira;

b) Rampa carbonática (rampa homoclinal)

É uma superfície suavemente inclinada que geralmente tem uma linha de costa de alta energia (*inner ramp shoreline*) ou rampa interna que passa até zonas mais externas (*offshore*) a águas profundas mais tranquilas (*outer ramp*) afetada periodicamente pelas tormentas. Nas zonas próximas à linha de costa podem se desenvolver complexos praia- barreira/ planície de maré-delta com laguna. As plataformas de Shark Bay e Persian Gulf são exemplos de rampas homoclinais;

c) Plataforma epeírica

São áreas cratônicas muito extensas (>100 km de comprimento) e relativamente planas que estão cobertas por um mar raso. Na margem da plataforma a inclinação pode ser muito suave (tipo rampa) ou abrupta. Dentro da plataforma e devido à sua grande extensão, pode ter áreas mais ou menos profundas contornadas por rampas homoclinais ou

por complexos de ilha barreira- laguna. Nelas, domina a baixa energia e os sedimentos depositados em contexto de supramaré a intermaré.

d) Plataforma isolada

São plataformas de águas rasas com margens abruptas rodeadas de águas profundas. Seu tamanho é variado e sua distribuição de fácies está muito controlada pelas direções dos ventos dominantes e tormentas.

e) Plataforma afogada (*drowned*)

Corresponde a qualquer dos tipos anteriores, desde que tenha sofrido uma rápida ascensão do nível do mar, de modo que as fácies de águas profundas se depositam sobre as mais rasas.

3) Periplataforma

Os sedimentos carbonáticos das águas rasas nas Bahamas e no Golfo Pérsico, respondem somente a 10% do total da sedimentação carbonática, com o restante sendo depositado em águas profundas (abaixo de 200m). Os taludes, bacias e platôs submarinhos respondem a 25%, enquanto os depósitos calcários de águas profundas respondem pelos restantes 65% dos sedimentos carbonáticos dos oceanos atuais. A distribuição dos sedimentos carbonáticos de águas profundas é controlada por diversos fatores como: distância de influxo de terrígenos, proximidade dos bancos carbonáticos rasos, produção planctônica e temperatura e pressão das águas oceânicas profundas. (TUCKER & WRIGHT, 1992).

6. MATERIAIS E MÉTODOS

6.1. Análise dos estromatólitos

Para a análise dos estromatólitos é necessário sistematizar o trabalho e fazer descrições mais detalhadas possíveis. Adotou-se um guia para descrever os estromatólitos, adaptado de diversos autores (como Hofmann, 1969; Walter, 1972; Grey, 1989) por T.R. Fairchild (inédito), apresentada por Sallun Filho (1999) (Figura 13) que enfatiza observações objetivas em quatro escalas:

- 1) Modo de ocorrência: estromatólitos como corpo geológico e sua geometria (lentes, camadas, indivíduos dispersos, etc.);
- 2) Macroestrutura: geometria dos estromatólitos individuais;
- 3) Mesoestrutura: principalmente as feições mais evidentes da laminação;
- 4) Microestrutura: arranjo interno das lâminas.

Destas quatro escalas de observação pode-se dizer que a primeira é observável exclusivamente no campo, a segunda e terceira em campo ou em laboratório, e a quarta essencialmente em laboratório. Deste modo, primeiramente os dados de campo foram obtidos e posteriormente reunidos e complementados por trabalhos de laboratório para caracterizar a morfologia dos estromatólitos.

6.2. Descrição de trabalho em campo

Os trabalhos de campo visaram à descrição da macroestrutura e mesoestrutura dos estromatólitos das pedreiras Motin Pavin (Colombo), Morro Azul e Tranqueira (Almirante Tamandaré).

Foram realizadas quatro etapas de campo, nos dias de 27 e 28 de setembro de 2008, 26 e 27 de dezembro de 2008, 1 a 3 de abril de 2009 e 30 de outubro de 2009. A primeira etapa teve essencialmente caráter de reconhecimento das principais ocorrências de estromatólitos. Nas outras

etapas, procurou-se detalhar os afloramentos, em busca de formas menores, além de buscar novas estruturas estromatolíticas. Os afloramentos visitados foram georreferenciados com aparelho de Sistema de Posicionamento Global (GPS - modelo 12, *Garmin*). Cada afloramento foi documentado com anotações, desenhos e fotografias. Como foi relatado anteriormente, a macroestrutura dos estromatólitos foi descrita a partir do guia adaptado de Fairchild (inédito) (fig.13). As amostras foram retiradas do afloramento com auxílio de martelo geológico, e encaminhadas para o laboratório.

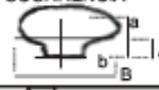
M A C R O E S T R U T U R A	M O D O D E O C O R R Ê N C I A	B I O E R M A					I S O L A D O S
		1	2	3	4	5	
		1 $b:a > 50$	2 $50 \geq b:a > 10$ TABULAR	3 $10 \geq b:a, b=B$ DÔMICO	4 $10 \geq B:a, b < B$ LENTICULAR	5 $2 \geq B:a, B > b$ SUB-ESFÉRICO	6 ESTROMATÓLITOS ISOLADOS
B	LATERALMENTE CONTÍNUOS	1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

Figura 13: Guia de identificação de estromatólitos, A-F (FAIRCHILD inédito, *apud* SALLUN FILHO, 1999).

M A C R R O E S T R U T U R A	G ATITUDE	1 NORMAL	2 INCLINADA	3 PROSTERNADA	4 CURVA	5 SINUOSA	6 DECUMBENTE	
		7 RECUMBENTE						
	H PROXIMIDADE	1 d → 0 CONTIGUOS	2 d ≤ B PRÓXIMOS	3 d > B SEPARADOS	4 d >> B ISOLADOS			
	I DICÓTOMA	1 α	2 β	3 γ	4 MODERADAMENTE	5 MUITO		
		P A R A L E L A			D I V E R G E N T E			
	J MÚLTIPLA	1 PARALELA	2 DIVERGENTE	δ Δ				
	K DESIGUAL (PROJEÇÕES)	1 LATERAIS PARALELAS	2 LATERAIS DIVERGENTES	3 PROJEÇÃO EM NICHOS	4 PROJEÇÃO TERMINAL			
	L FREQUÊNCIA	1 N ₁ /N ₁ = 0 N ₂ /N ₂ = 0 N ₃ /N ₃ = 0 AUSENTE	2 ≤ 1/20 RARA	3 > 1/20 ≤ 5/20 POUCO FREQUENTE	4 > 5/20 ≤ 10/20 COMUM	5 > 10/20 MUITO FREQUENTE	N = n' total de indivíduos N _i = n' de indivíduos com ramificação N _i = n' de pontos de restrição	
	M ORNAMENTAÇÃO MARGINAL	1 LISA OU SEM ORNAMENTAÇÃO	2 SERRILHADA	3 FIMBRIADA	4 COM COSTELAS	5 ENCAROÇADA	6 COM PONTES	

M E S O E S T R U T U R A	N PERFIL LAMINAR	1 CÔNCAVO	2 PLANAR	3 POUCO CONVEXO	4 MODERADAMENTE CONVEXO	5 MUITO CONVEXO	6 PARABÓLICO	
		7 PONTIAGUDO	8 PONTIAGUDO COM ZONA AXIAL	9 RETANGULAR	10 RÔMBICO	11 ENVELOPE	12 CONCÊNTRICO	
	O	1 1	2 1 2	3 1 2 3	4 MICRO-DISSIMILARIDADE			
		G R A U D E C U R V A T U R A						
	Q GRAU DE HERANÇA LAMINAR	1 BAIXO	2 MODERADO	3 ALTO, SIMÉTRICO	4 ALTO, ASSIMÉTRICO	5 BAIXO	6 MÉDIO	ZONA AXIAL
		3 ALTO						
	S ESTRUTURA LAMINAR MARGINAL	1 ADENTRA-SE NO SEDIMENTO	2 SEM SUPERPOSIÇÃO	3 SUPERPOSIÇÃO PARCIAL	4 SUPERPOSIÇÃO EXTENSA			
		I N F L E T I D A						

Figura 14: Guia de identificação de estromatólitos (FAIRCHILD inédito, *apud* SALLUN FILHO, 1999).

6.3. Descrição de trabalho em laboratório

No laboratório, ocorreu a limpeza, cortes e cadastramento das amostras obtidas em campo. Estas foram polidas com lixadeira/politriz (partindo-se de uma lixa mais grossa para uma mais fina) e envernizadas com verniz incolor, para realçar as estruturas.

Na seqüência foi realizada a caracterização da macro e mesoestrutura estromatolítica. Foram feitos desenhos detalhados dos estromatólitos a partir de faces cortadas escaneadas e também de fotos dos pontos no afloramento e das faces cortadas, sendo utilizado o programa de tratamento de imagens (*Corel Draw X4*). Foram caracterizados os morfótipos estromatolíticos a partir dos desenhos das silhuetas, perfis laminares e vetores de crescimento dos estromatólitos.

Para a análise da microestrutura estromatolítica foram confeccionadas lâminas delgadas, no Laboratório de Laminação Petrográfica (LAMIN- UFPR), que foram analisadas em microscópio óptico petrográfico e petroscópio. Para a captação das fotomicrografias em petroscópio utilizou-se uma câmera digital, e para captação das fotomicrografias em microscópio óptico petrográfico, utilizou-se uma câmera digital com capturador de imagens, sendo estas posteriormente processadas pelo programa *ImageJ* 1.2.3.

Também foram confeccionadas 6 pastilhas, correspondentes aos pontos estromatolíticos registrados, sendo UFPR 0001IC correspondente ao ponto MPC01, UFPR003IC correspondente ao ponto MPC03, UFPR005IC correspondente ao ponto MPC05, UFPR0011IC correspondente a Pedreira de Tranqueira e UFPR0025IC correspondente a Pedreira Morro Azul, para análise em microscópio eletrônico de varredura (MEV), no Centro de Microscopia Eletrônica (UFPR). A finalidade do uso da microscopia foi a verificação da presença de possíveis estruturas bacterianas. Durante as análises de MEV, foram realizadas análises químicas semi-quantitativas por EDS (espectrometria de energia dispersiva), acoplado ao microscópio eletrônico de varredura.

Os diferentes estromatólitos foram denominados de “formas” ou morfótipos. Não se utilizaram denominações binomiais do tipo “grupo e forma”, equivalente a “gênero e espécie”, pois se sabe que este tipo de classificação, se não for feita com muito cuidado em material muito bem preservado, é pouco funcional.

7. RESULTADOS

7.1. Pedreira Motin Pavin (MP)

De acordo com Juschacks (2006), nas associações faciológicas (MPA, MPB e MPC) foram registradas 5 fácies: metadolomito maciço (Mm), metadolomito com estruturas biogênicas (Me), metadolomitos com estruturas plano-paralelas não biogênicas (MI), metadolomito com estruturas plano-paralelas brechadas (Mb) e metadolomito com estromatólitos colunares (Mec). Neste trabalho, será dada ênfase apenas às fácies em que estão inseridos os estromatólitos, fácies Me e Mec.

Os estromatólitos ocorrem em metadolomitos cinza claros a escuros. Eles afloram em vários pontos no afloramento, porém a sua definição de modo de ocorrência é dificultada por complicações tectônicas (principalmente falhas), que geram dúvidas quanto a continuidade das camadas, dificultando a interpretação da geometria original dos corpos estromatolíticos. Contudo, foram diferenciados estromatólitos que ocorrem como bioerma dômico/lenticular e bioerma tabular.

A unidade faciológica MPA corresponde ao nível da estrada (0m) e se estende até 56m de altura da unidade; a unidade MPB é observada entre 56m e 99m de altura; e a unidade MPC ocorre entre 99 e 165 m de altura (fig.14). Na unidade MPA não foi encontrada nenhuma forma estromatolítica. Na unidade MPB foram determinados quatro pontos (MPB01, MPB02, MPB03 e MPB04) (fig.15). Na unidade MPC foram determinados cinco pontos (MPC01, MPC02, MPC03, MPC04 e MPC05) (fig.15). Para facilitar a compreensão da descrição da morfologia estromatolítica, foram descritas as características desta acompanhadas de suas respectivas siglas conforme o guia adaptado de Fairchild (*inédito*), p.ex. bioestromo (A.1) e bioerma tabular (A.2).

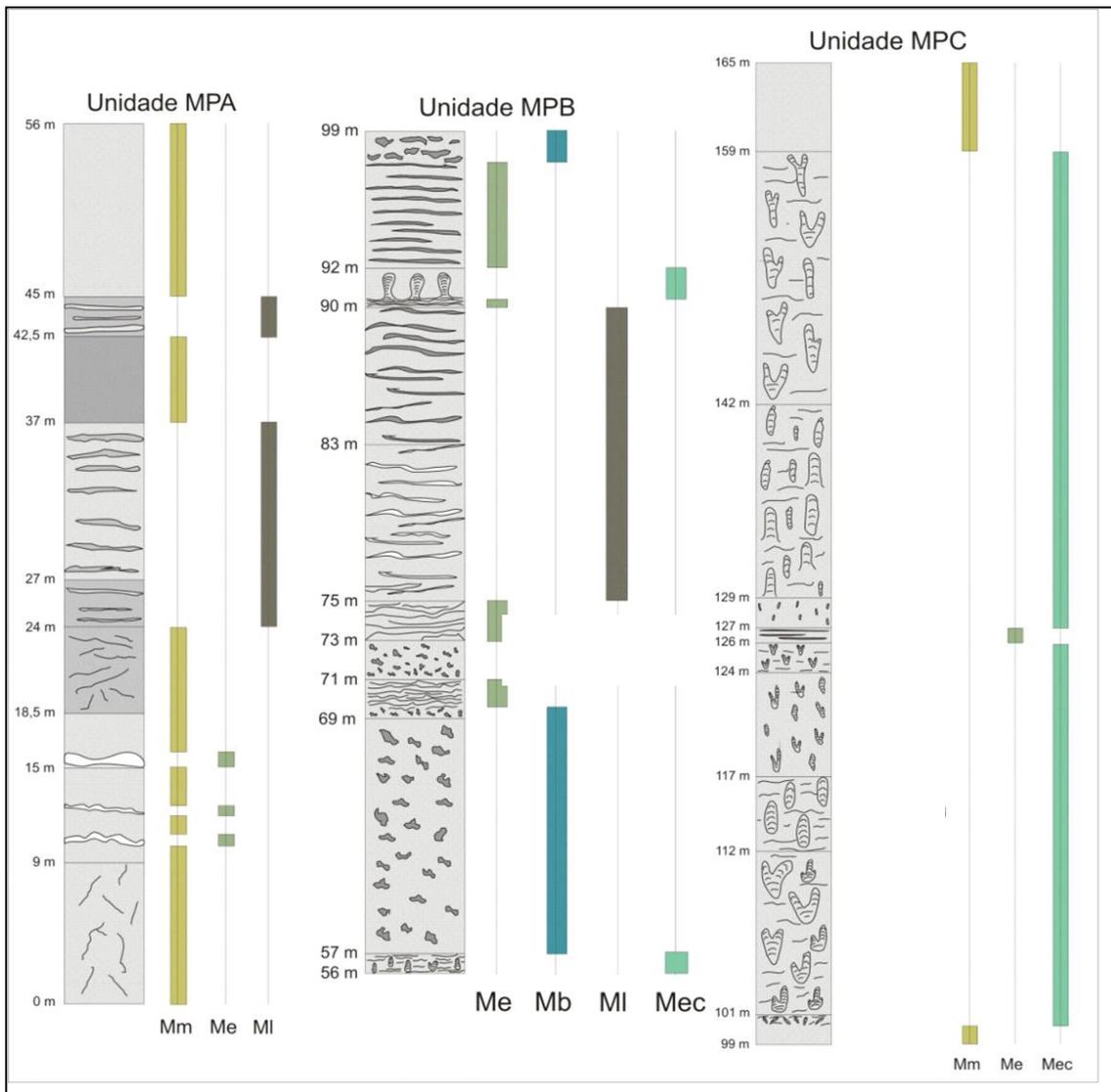


Figura 15: Unidades faciológicas MPA, MPB e MPC (modificado de JUSCHAKS, 2006).

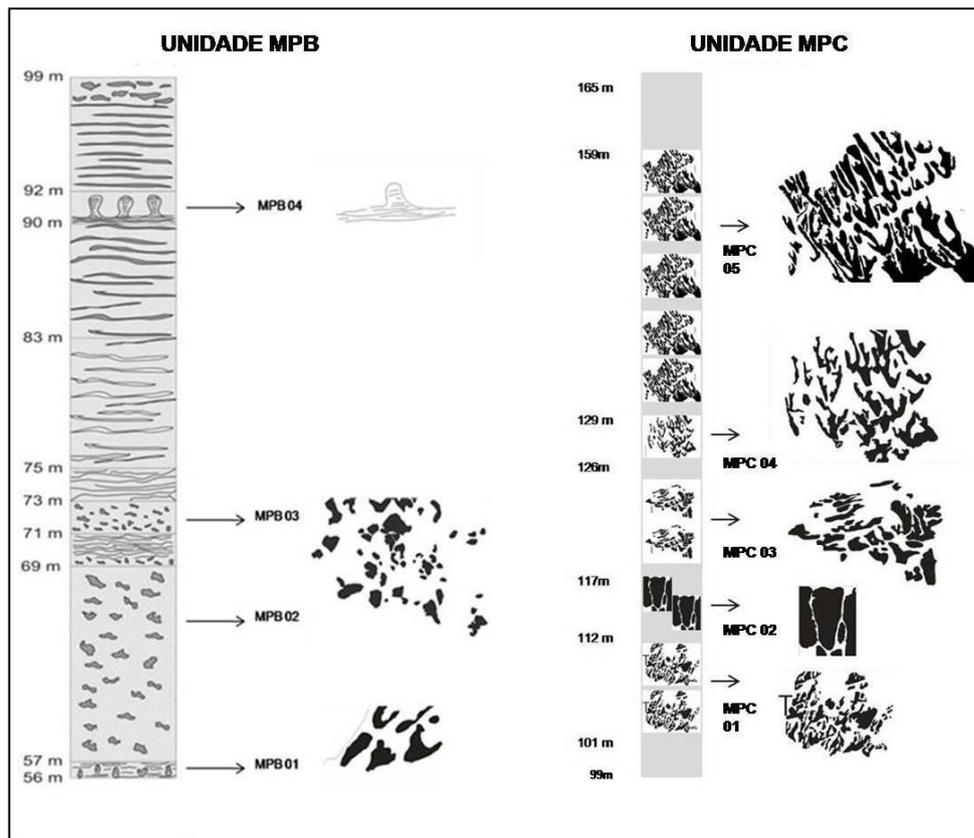


Figura 16: Detalhamento das unidades MPB e MPC, da Pedreira Motin Pavin, com a posição dos pontos estromatolíticos e suas respectivas silhuetas.

O ponto MPB01 que está entre 56 e 57m de altura, corresponde a estromatólitos lateralmente descontínuos simples que variam de cilíndricos (C.5) a subcilíndricos (C.6) e estromatólitos lateralmente descontínuos ramificados que variam de bulbosos (D.2) a turbinados (D.3) e possuem dicotomia paralela do tipo gama (I.3) (fig.16). Este pacote estromatolítico possui colunas com atitude inclinada (G.2), próximas (H.2), ramificação comum (L.4), ornamentação marginal lisa (M.1) e perfil laminar que varia de pouco convexo (N.3) a moderadamente convexo (N.4) (fig.16).

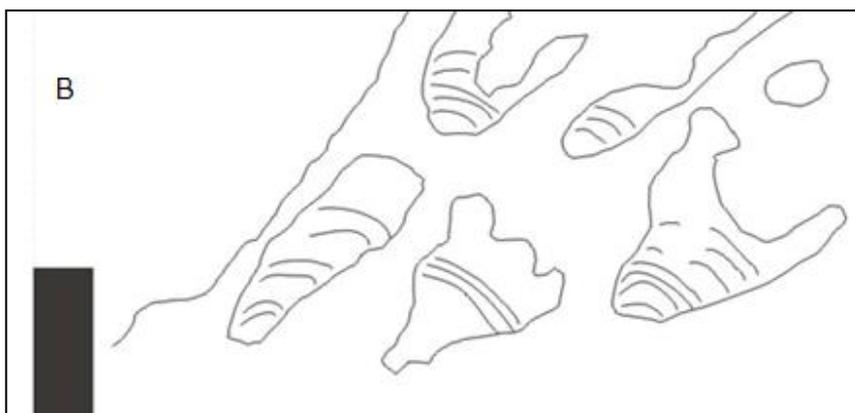


Figura 17: Foto (A) e perfil laminar (B) do ponto MPB 01 da Pedreira Motin Pavin.

O ponto MPB02 está localizado acima do ponto MPB01, na bancada inferior, entre 57m e 69m, e o ponto MPB03 na bancada superior, entre 71 e 73m. Nestes pontos foram observados estromatólitos lateralmente descontínuos simples, bulbosos (C.2), muito pequenos, com diâmetro variando de 1 a 5 cm, com coloração cinza clara e matriz da rocha cinza escuro, sem laminação interna definida (figs.17 e 18). As colunas possuem atitude que varia de normal (G.1) a inclinada (G.2) e estão próximas entre si (H.2).



Figura 18: Foto (A) e silhueta (B) do ponto MPB02 da Pedreira Motin Pavin Mostrando estromatólitos bulbosos.

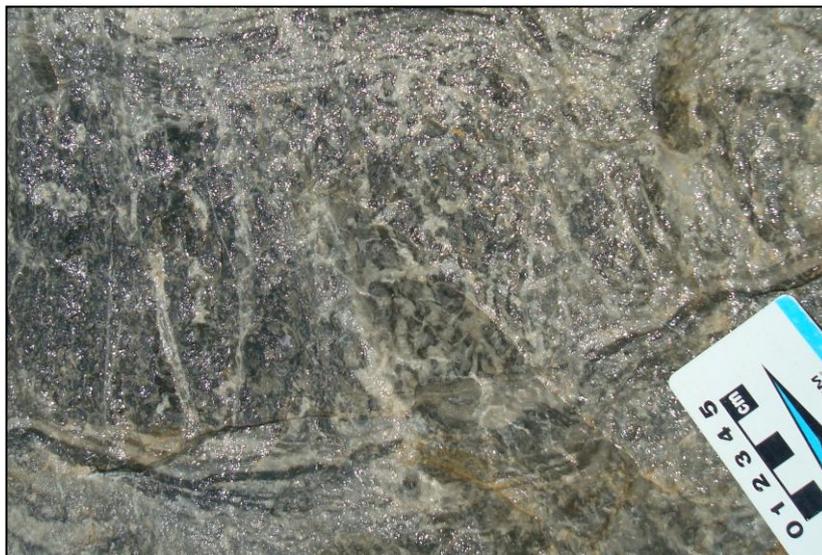


Figura 19: Pacote estromatolítico de MPB03 da Pedreira Motin Pavin.



Figura 20: Ponto MPB04 da Pedreira Motin Pavin, as esteiras microbianas (seta preta) aparecem como substrato do domo estromatolítico (seta vermelha).

O ponto MPB04 está localizado no intervalo entre 90m e 92m. Neste ponto os estromatólitos ocorrem como bioerma tabular (A.2), cumulado (B.3). Estes possuem laminação que se adentra no sedimento (S.1), perfil laminar planar (N.2) e grau de herança laminar moderado (Q.2). As esteiras aparecem como substrato das cabeças estromatolíticas (fig.19).

A unidade MPC, é caracterizada por ter maior ocorrência e diversidade das estruturas estromatolíticas. Nesta unidade, foram identificados cinco pontos estromatolíticos (MPC01, MPC02, MPC03, MPC04 E MPC05) (fig. 15).

O ponto MPC01 corresponde aos estratos localizados entre 101 m e 112 m de altura. Possui estromatólitos lateralmente descontínuos simples, que variam de cilíndricos (C.5) a subcilíndricos (C.6), e em sua maioria é composto por estromatólitos lateralmente descontínuos ramificados, com dicotomia paralela que varia de beta (I.2) a gama (I.3) e dicotomia moderadamente divergente (I.4). As colunas possuem crescimento em várias direções, ora tem atitude normal (G.1), ora atitude inclinada (G.2) e raramente atitude decumbente (G.6). Elas estão agrupadas de forma próxima (H.2), possuem ramificação muito freqüente e seus diâmetros são variados. É verificado também fragmentos de estromatólitos entre as colunas (fig.20). As formas estromatolíticas apresentam projeções em nicho (K.3) e terminais (K.4). Às vezes encontram-se coalescidas na base e com ligações laterais (fig.21).





Figura 21: Foto (A) e desenho esquemático (B) das estruturas estromatolíticas observadas no ponto MPC01 da Pedreira Motin Pavin. Observar as colunas tendo às vezes ligações laterais(l), crescimento paralelo(cp), coalescências(c) e projeções(p).

Em planta, as colunas apresentam-se elípticas a oblongas (F.3) e arredondadas (F.1), às vezes coalescidas (F.7), geralmente são assimétricas e possuem diâmetro médio de 3 cm (fig.22).

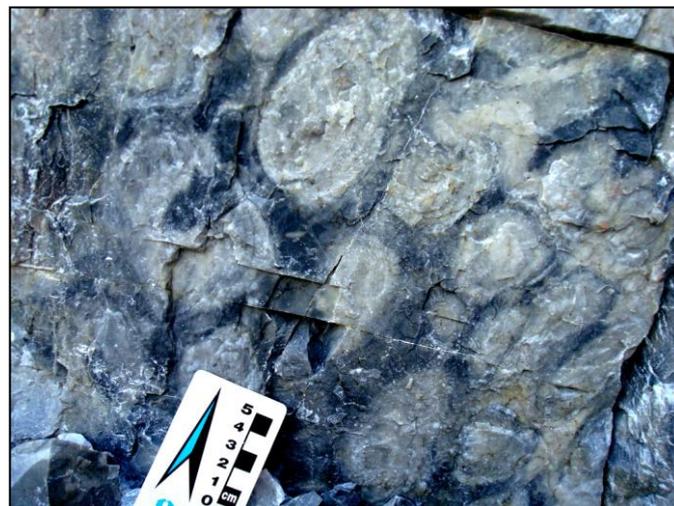


Figura 22: Estromatólitos vistos em planta no ponto MPC01 da Pedreira Motin Pavin.

As lâminas variam de pouco a moderadamente convexas (N. 3 e N.4) (fig.23), com grau de curvatura 1(O.1) e grau de herança laminar variando entre baixo (Q.1) e moderado (Q.2). A estrutura laminar marginal é infletida com superposição parcial (S.3) (fig.23).

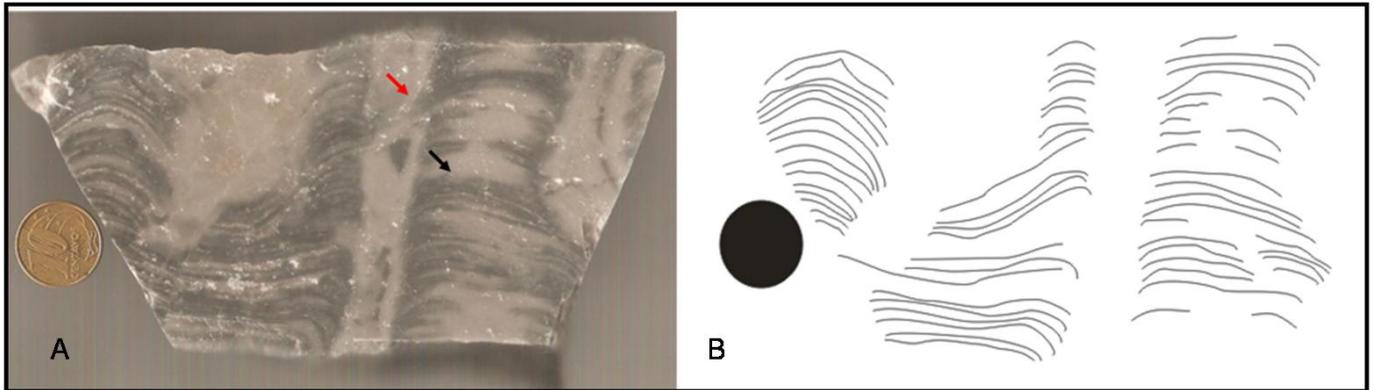


Figura 23: Foto (A) e perfil laminar (B) em corte longitudinal de amostra polida retirada do ponto MPC01 da Pedreira Motin Pavin. Notar que as margens são lisas (seta vermelha), e as lâminas são moderadamente convexas (seta preta).

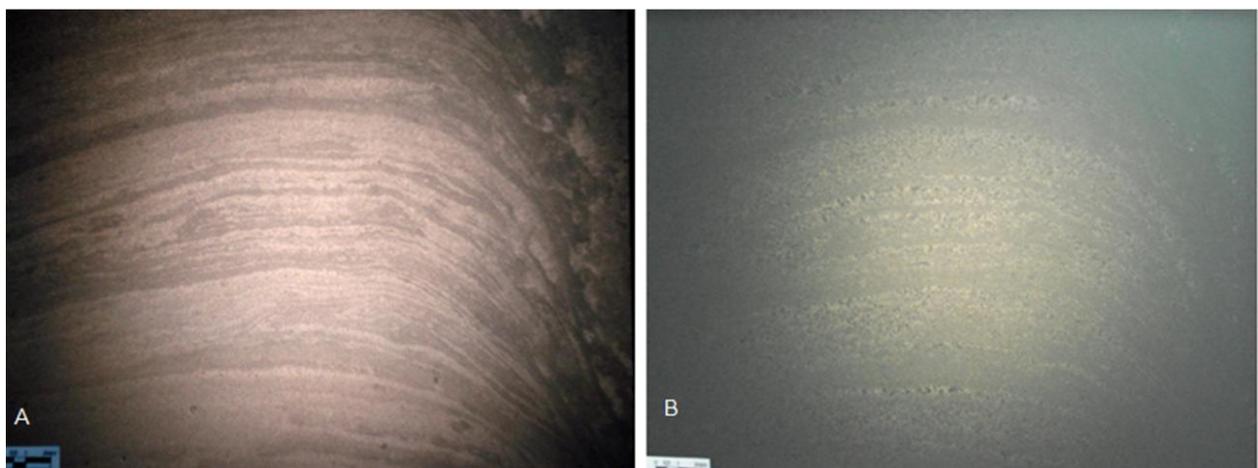


Figura 24: Fotomicrografia de lâmina delgada de amostra do ponto MPC01, da Pedreira Motin Pavin, observada em petroscópio (A- luz normal e B- luz polarizada). Observar o perfil laminar.

Em lâmina, pode-se observar uma laminação fina, que possui alternância de camadas cinza escuras e cinza claras. As camadas cinza escuras são constituídas principalmente por níveis de dolomita de cristalinidade variando de fina a muito fina (fig.25). Grãos de quartzo de cristalinidade fina acompanham o plano das laminações (fig.25). As camadas cinza claras são compostas principalmente por dolomita e grãos de quartzo de cristalinidade fina (fig.25).

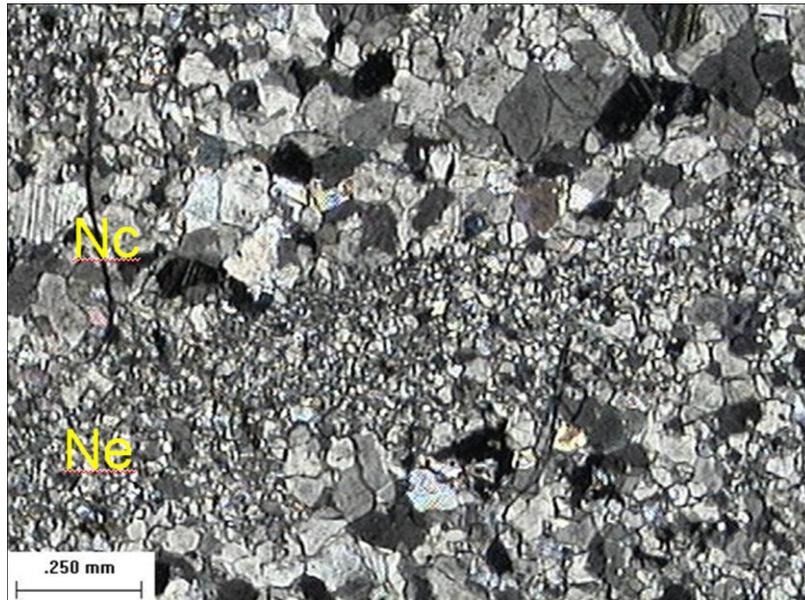


Figura 25: Fotomicrografia de lâmina delgada de amostra do ponto MPC01 da Pedreira Motin Pavin. Observar os níveis claros (Nc) e os níveis estromatolíticos (Ne).

O ponto MPC02 corresponde aos estratos localizados 112 m e 117 m de altura, e é caracterizado por conter estromatólitos lateralmente descontínuos simples e turbinados (C.3) (fig.25). As colunas têm altura média de 15 cm, atitude normal (G.1), apresentam margens lisas (M.1) ou com costelas (M.4), são paralelas e estão próximas (H.2) a contíguas entre si (H.1), separadas em sua maioria por apenas 4 a 5 mm (fig.26). As lâminas variam de pouco a moderadamente convexas (N. 3 e N.4), com grau de curvatura 1 (O.1) e grau de herança laminar variando entre baixo (Q.1) e moderado (Q.2) (fig.27). A estrutura laminar marginal é infletida sem superposição parcial (S.2). Eles apresentam em planta contorno que varia de elíptico a oblongo, tendo em média 5 cm no eixo maior e 3 cm no eixo menor (fig.28).



Figura 26: Estromatólitos observados no ponto MPC 02, da Pedreira Motin Pavin.

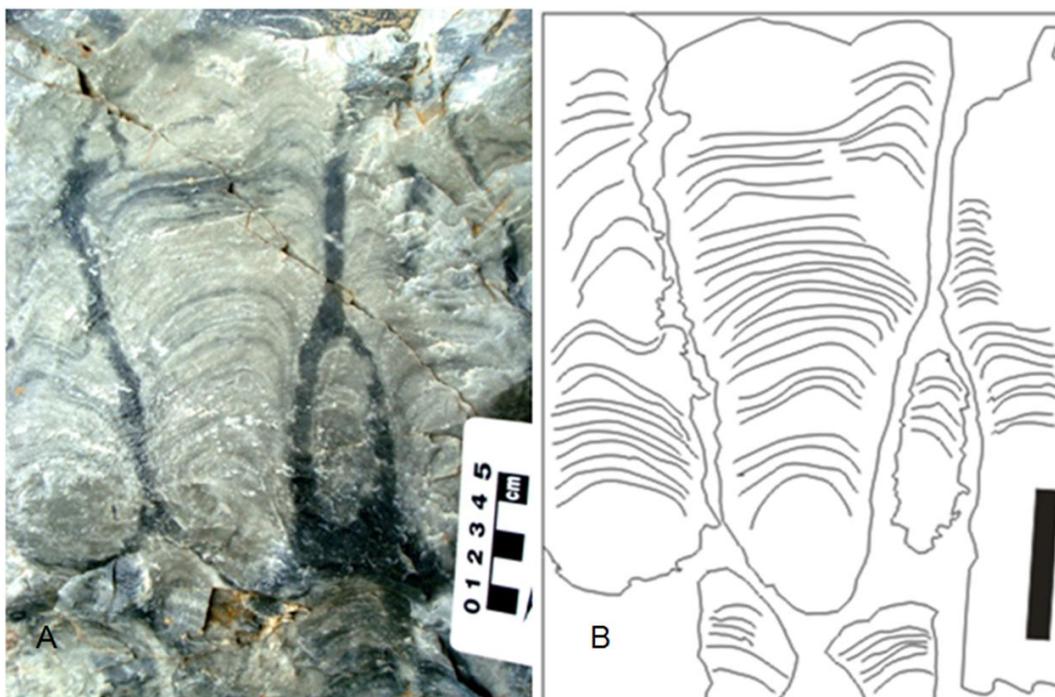


Figura 27: Foto (A) e desenho do perfil laminar (B) dos estromatólitos observados no ponto MPC02, da Pedreira Motin Pavin.

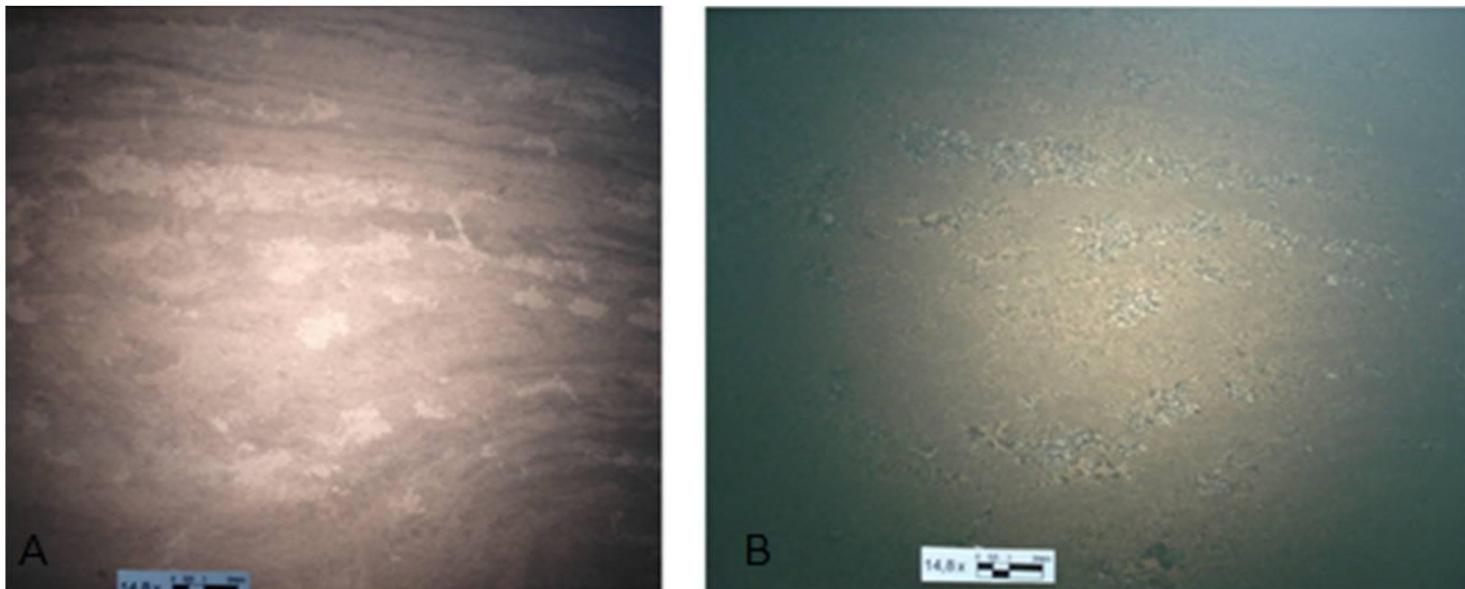


Figura 28: Fotomicrografia de lâmina delgada observada em petroscópio do ponto MPC02, da Pedreira Motin Pavin (A- luz normal, B- luz polarizada).

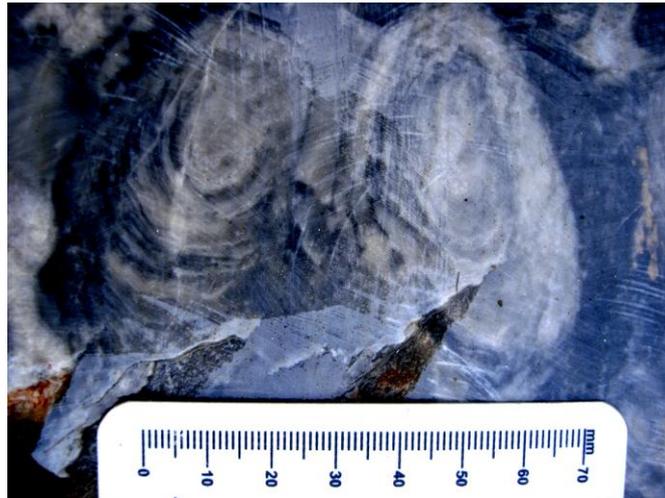


Figura 29: Vista em planta dos estromatólitos do ponto MPC02, da Pedreira Motin Pavin.

A laminação de MPC 02 é fina. Os níveis estromatolíticos (Ne) são escuros e constituídos principalmente por níveis de dolomita de cristalinidade variando de fina a muito fina (fig.29) e quartzo de cristalinidade fina. Os níveis claros (Nc) são compostos principalmente por dolomita e grãos de quartzo de cristalinidade fina a média (fig.29).

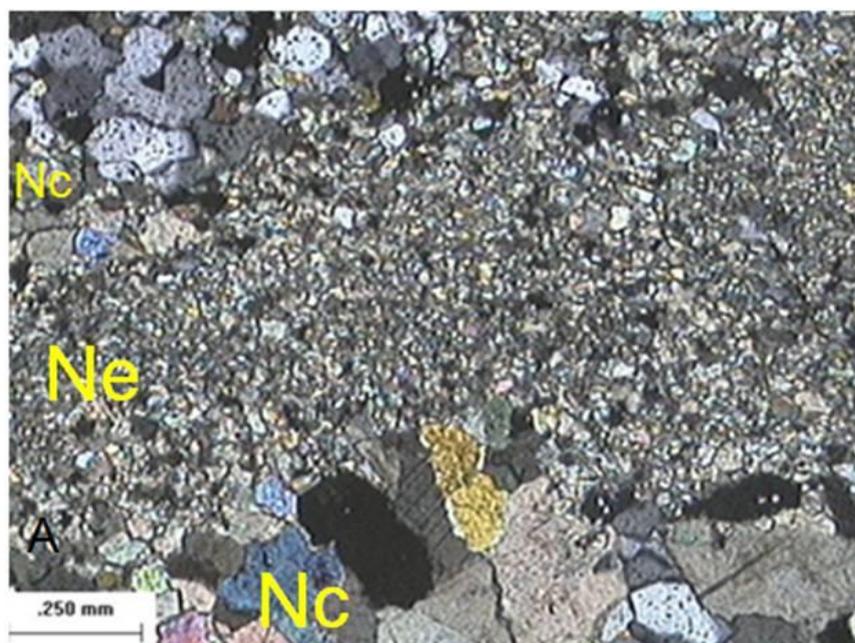


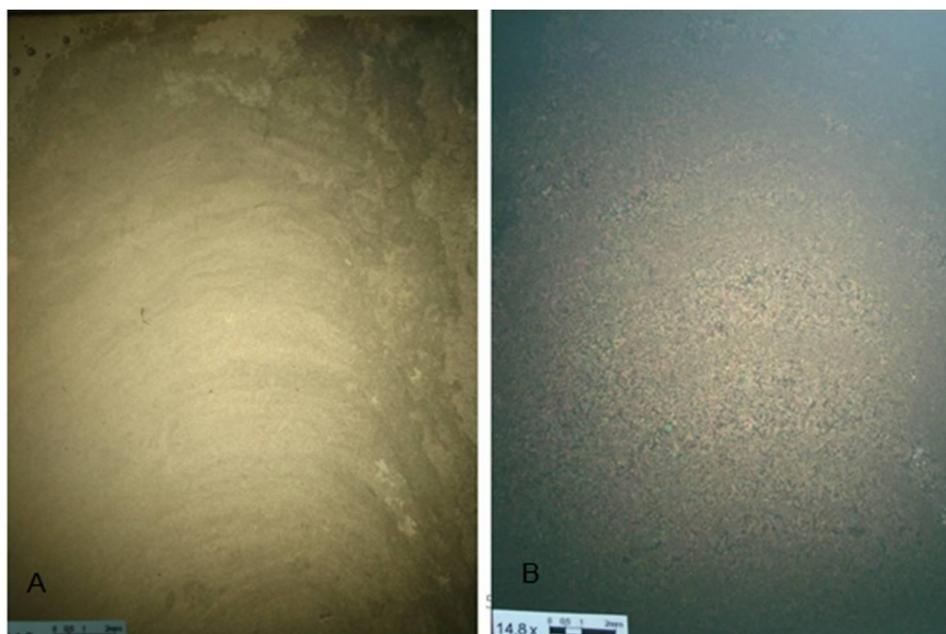
Figura 30: Fotomicrografia de lâmina de amostra do ponto MPC02, níveis estromatolíticos (Ne) e níveis claros(Nc).

O ponto MPC03, está inserido entre 117 m e 126 m de altura, possui estromatólitos lateralmente descontínuos simples que variam de cilíndricos (C.5) a subcilíndricos (C.6), e lateralmente descontínuos ramificados subcilíndricos (D.6) (fig. 30). Estes possuem dicotomia paralela beta (I.2) e gama (I.3). As colunas possuem atitude que varia entre normal (G.1), inclinada (G.2) e decumbente (G.6), frequência de ramificação comum (L.4), possuem margens lisas (M.1), e ocorrem próximas entre si (H.2), apresentando ligações laterais (l) e projeções (p) terminais (K.4) (fig. 31). O perfil laminar varia de moderadamente convexo (N.4) a muito convexo (N.5), com grau de herança laminar que varia entre moderado (Q.2) a alto, assimétrico (Q.4), e estrutura laminar marginal infletida com superposição parcial (S.4). Em planta apresentam contorno elíptico a oblongo (F.3), muito próximo, e às vezes coalescido e assimétrico (fig.32).





Figura 31: Foto (A) e silhueta (B) das formas estromatolíticas observadas no ponto MPC03, da Pedreira Motin Pavin. As colunas possuem atitude que varia entre normal, inclinada e decumbente (setas), apresentam ligações laterais (l) e projeções (p).



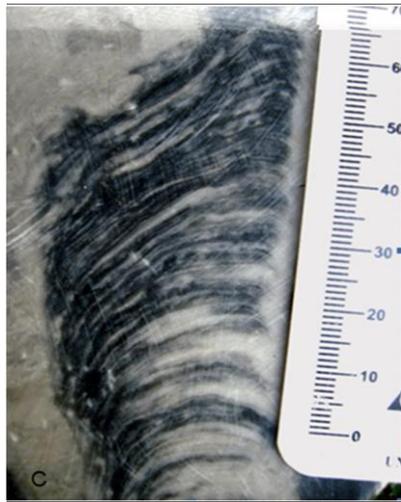


Figura 32: Fotomicrografias de lâmina observada em petroscópio (A- luz normal; B- luz polarizada) e amostra polida (C) do ponto MPC03, da Pedreira Motin Pavin.



Figura 33: Vista em planta de amostra dos estromatólitos do ponto MPC03, da Pedreira Motin Pavin.

Em MPC03, os níveis estromatolíticos (Ne) são escuros e constituídos principalmente por níveis de dolomita de cristalinidade variando de fina a muito fina (fig.33) e quartzo de cristalinidade fina. Os níveis claros (Nc) são

compostos principalmente por dolomita e grãos de quartzo de cristalinidade fina a média (fig.33).

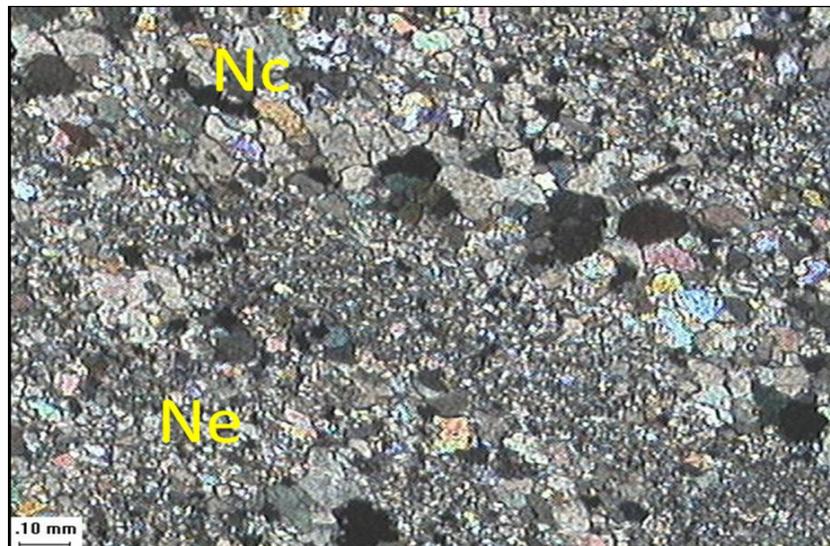
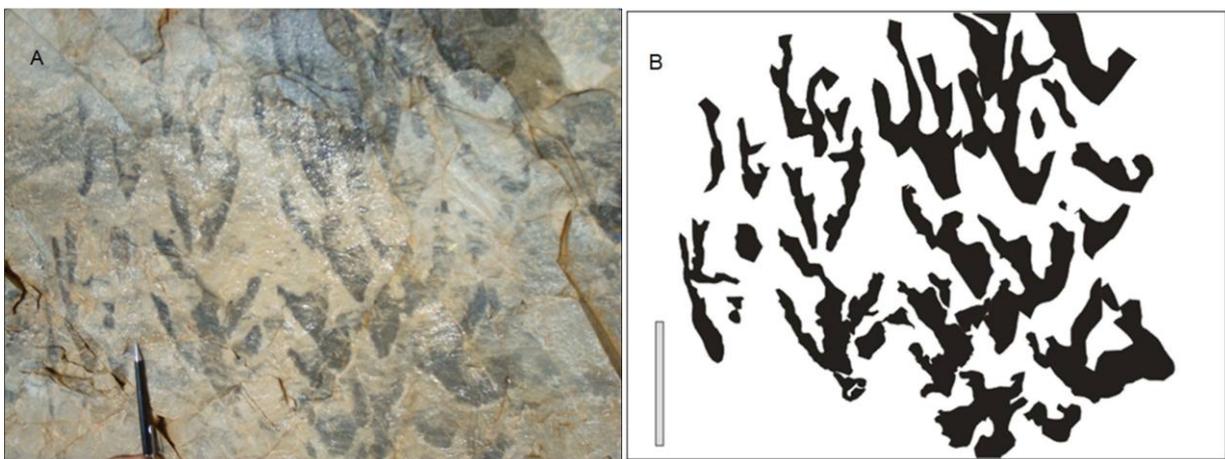


Figura 34: Fotomicrografia do ponto MPC03, da Pedreira Motin Pavin. Observar os níveis estromatolíticos (Ne) e níveis claros (Nc).

O ponto MPC04 corresponde aos estratos entre 126 m a 129 m de altura, possui estromatólitos compostos em fascículos (E.1). As colunas apresentam atitude normal, dicotomia muito divergente, com ramificação muito freqüente (L.5), possuem margens lisas (M.1), e ocorrem próximas entre si (H.2) (fig.34). O perfil laminar varia de pouco (N.3) a moderadamente convexo (N.4) com grau de herança laminar que varia de baixo (Q.1) a moderado (Q.2), e estrutura laminar marginal infletida sem superposição parcial (S.2) (figs. 35 e 36). Em planta apresentam contorno elíptico a oblongo (F.3) (fig.36).



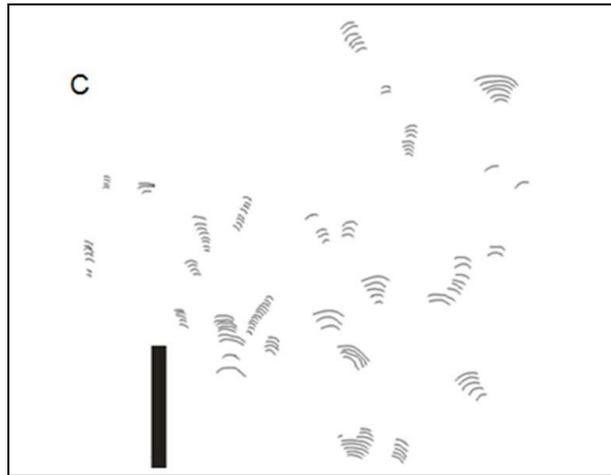


Figura 35: Foto (A), silhueta (B) e perfil laminar (C) do ponto MPCO4, da Pedreira Motin Pavin.

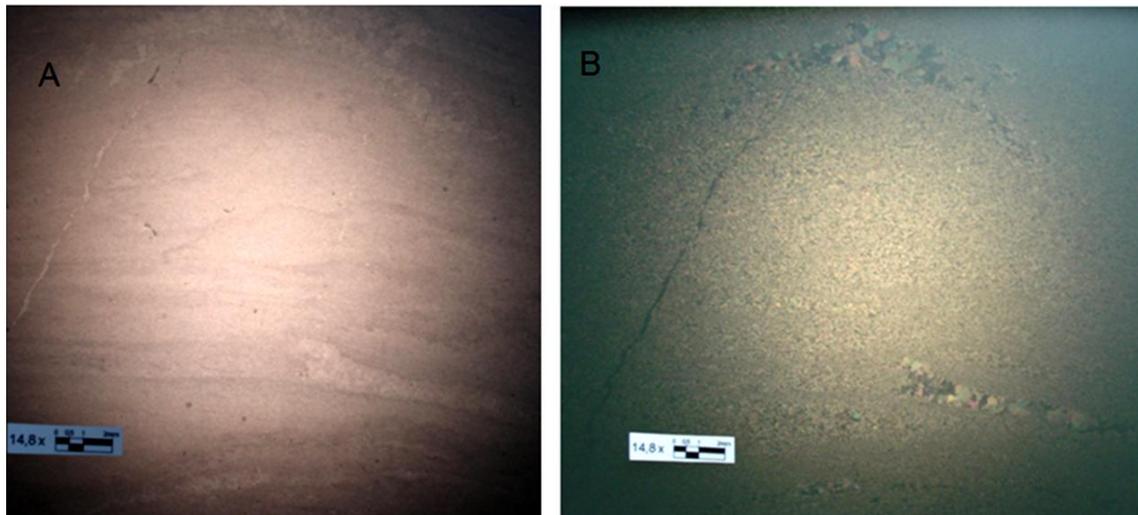


Figura 36: Fotomicrografia de lâmina observada em petroscópio (A- luz normal, B-luz polarizada) de amostra do ponto MPC 04, da Pedreira Motin Pavin.



Figura 37: Estromatólitos vistos em planta, de amostra do ponto MPC 04, da Pedreira Motin Pavin.

Os níveis estromatolíticos (Ne) são constituídos principalmente por dolomita de cristalinidade variando de fina a muito fina (fig.37) e quartzo de cristalinidade fina. Os níveis claros (Nc) são compostos principalmente por dolomita e grãos de quartzo de cristalinidade fina a média (fig.37).

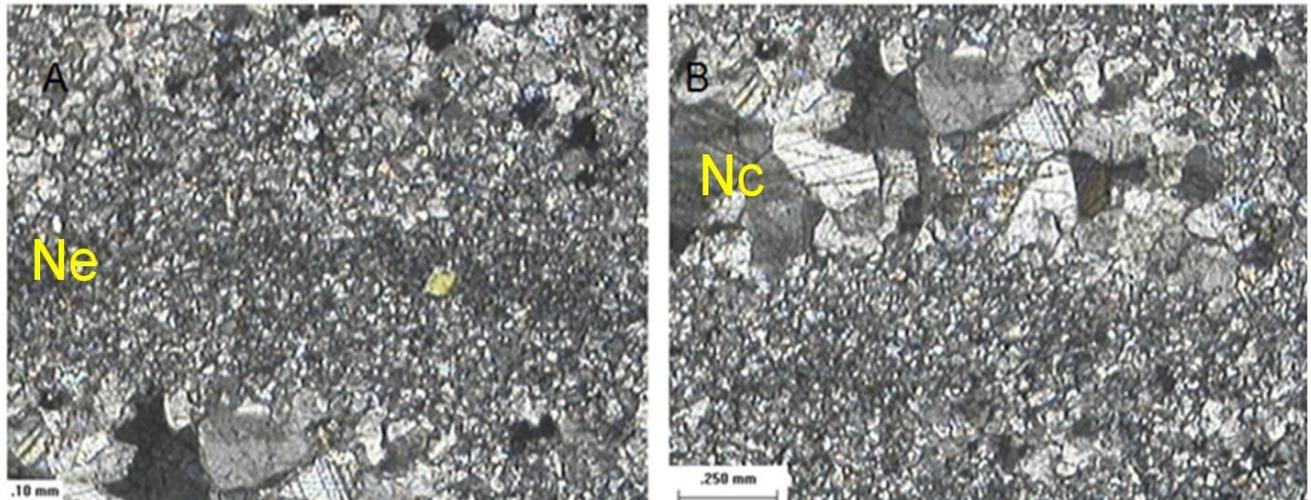


Figura 38: Fotomicrografia de lâmina de amostra do ponto MPC04, da Pedreira Motin Pavin. Observar os níveis estromatolíticos (Ne) e níveis claros (Nc).

O ponto MPC05 corresponde aos estratos entre 129m a 159m de altura, possui estromatólitos lateralmente descontínuos simples que variam de cilíndricos (C.5) a subcilíndricos (C.6), e lateralmente descontínuos ramificados subcilíndricos (D.6) (fig. 38). Estes possuem dicotomia paralela gama (I.3), e moderadamente divergente. As colunas possuem atitude inclinada (G.2), ramificação muito freqüente (L.5), possuem margens com costelas (M.4), ocorrem próximas entre si (H.2), apresentando coalescências (c), ligações laterais (l) e projeções (p) em nicho (K.4) (fig. 38). As lâminas apresentam microdiscordância (P.1), e são pouco (N.3) a moderadamente convexas (N.4), assimétricas, com baixo (Q.1) e moderado grau de herança laminar (Q.2) e estrutura marginal infletida com pouca superposição parcial (S.3) (figs.39 e 40). Seu contorno em planta varia de elíptico a oblongo (F.3), coalescido (F.7) ou interligado (F.8), muitas vezes assimétrico (fig.41). Estes estromatólitos são os que ocorrem em maior quantidade nesta pedreira.

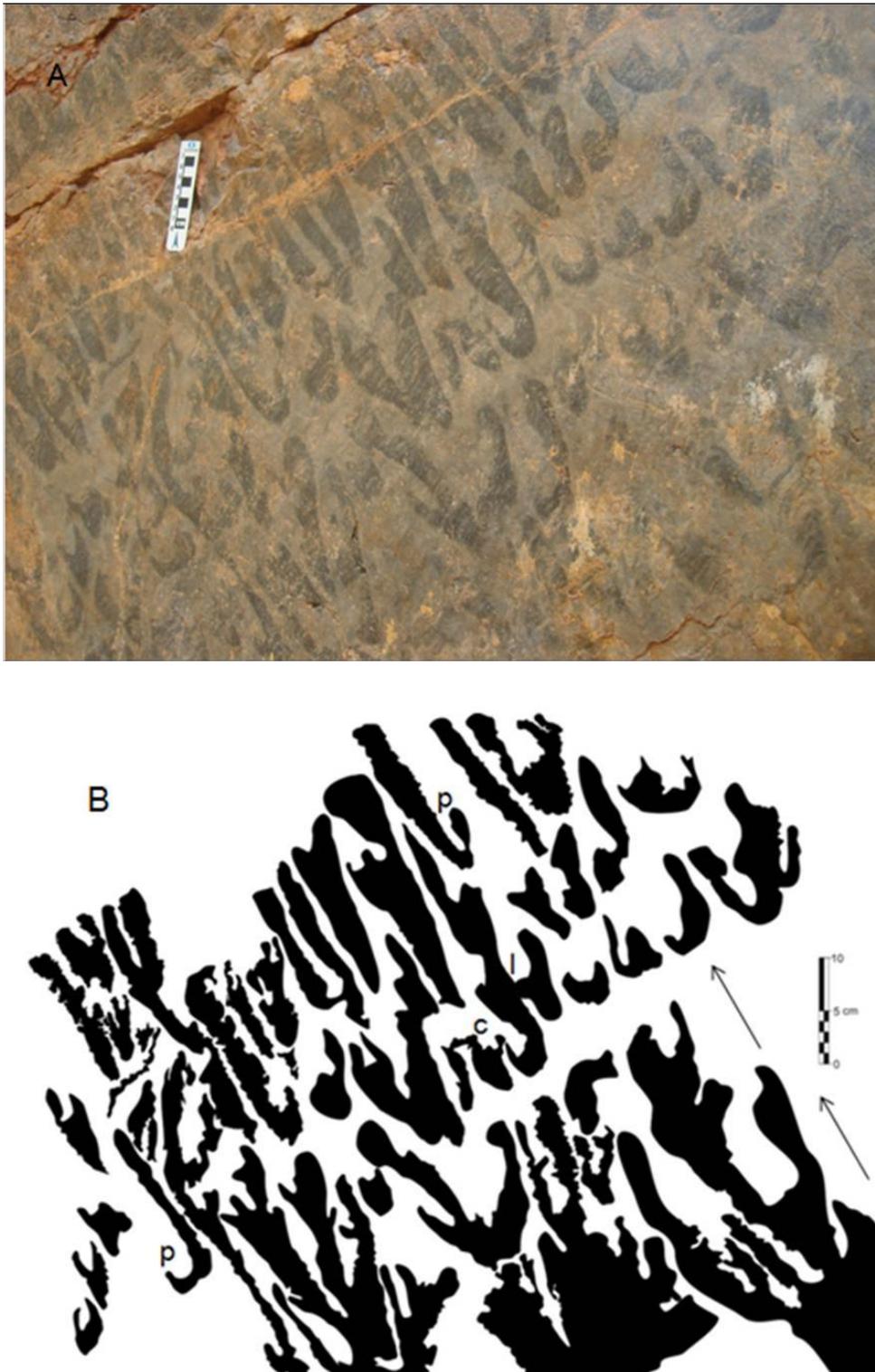


Figura 39: Foto (A) e silhueta (B) de estromatólitos do ponto MPC05, da Pedreira Motin Pavin. Observar que as colunas possuem atitude inclinada ramificação muito freqüente, apresentando coalescências (c), ligações laterais (l) e projeções (p).

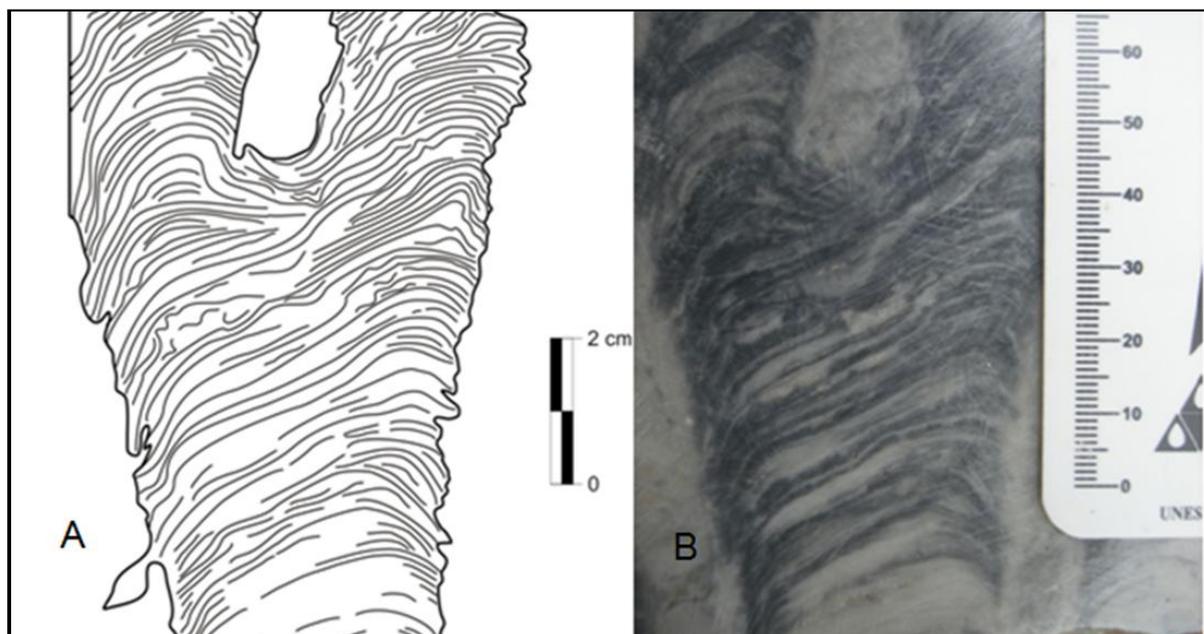


Figura 40: Desenho (A) e foto (B) de amostra polida coletada do ponto MPC05, da Pedreira Motin Pavin.

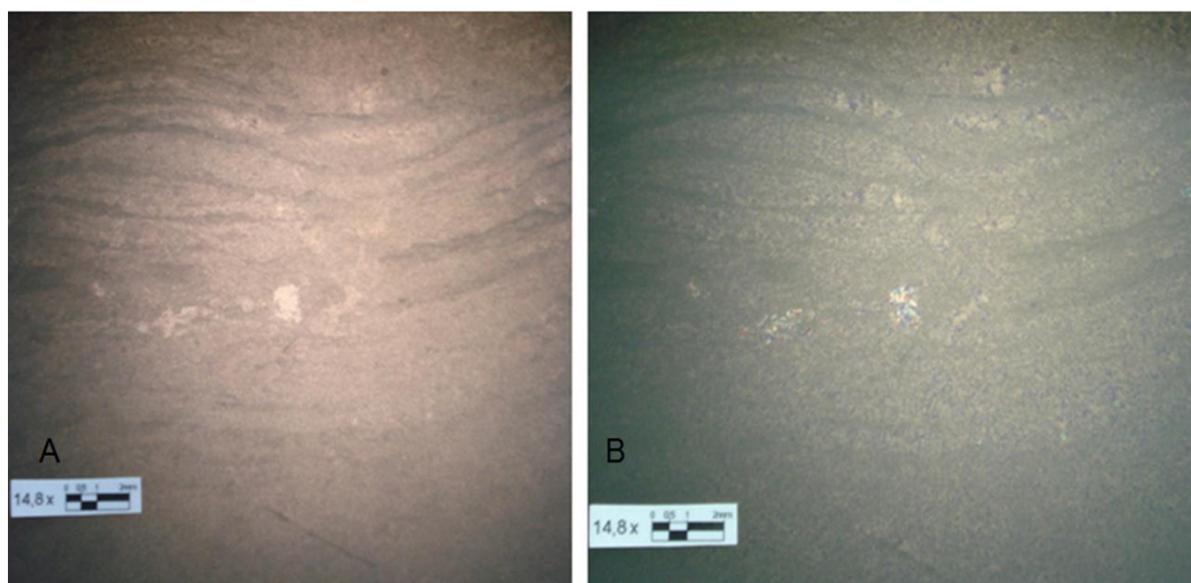


Figura 41: Fotomicrografia de lâmina vista em petroscópio de amostra do ponto MPC05 (A- luz normal, B – luz polarizada), da Pedreira Motin Pavin.



Figura 42: Amostra de estromatólitos vistos em planta do ponto MPC05, da Pedreira Motin Pavin.

Os níveis estromatolíticos (Ne) são escuros e constituídos principalmente por níveis de dolomita de cristalinidade variando de fina a muito fina (fig.42) e quartzo de cristalinidade fina. Os níveis claros (Nc) são compostos principalmente por dolomita e grãos de quartzo de cristalinidade fina a média (fig.42).

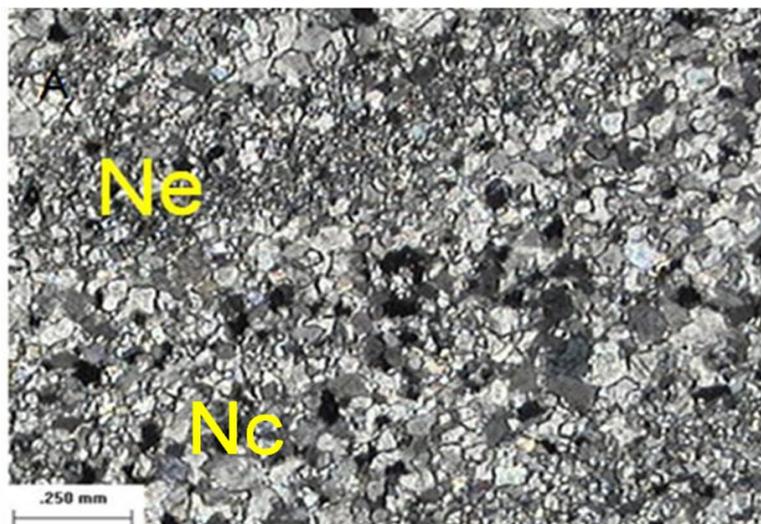


Figura 43: Fotomicrografia de lâmina de amostra do ponto MPC 05, níveis estromatolíticos (Ne) e níveis claros (Nc).

7.2. Pedreira de Tranqueira (T)

Os estromatólitos ocorrem em metadolomitos de coloração cinza-clara a cinza-escuro, apresentando camadas com espessuras que variam de milimétricas a centimétricas (até 130 cm), intercalados com níveis de metadolomito maciço, com coloração cinza claro a cinza médio, granulação fina e espessura centimétrica (até 10 cm), sendo classificados como tempestitos (JUSCHAKS, 2006). Os tempestitos ocorrem intercalados a estruturas deposicionais como gretas de dessecação, *teepes* e intraclastos. Os estromatólitos deste ponto serão denominados de T (=Tranqueira).

Os estromatólitos desta região ocorrem em bioerma tabular (A.2), estratiformes que aparecem de forma planar (B.1) e ondulada (B.2). As laminações microbianas se adentram no sedimento e possuem espessuras milimétricas, perfil laminar planar (N.2) e grau de herança laminar moderado (Q.2) (fig.43). Encontram-se intercalados a estruturas onduladas associadas à presença de *tepees*, gretas de dessecação, intraclastos tabulares, estratificação cruzada e metadolomito maciço (figs.44 e 45). É observada estratificação cruzada em níveis expostos pela dissolução cárstica, predominando as dos tipos simples, acanalado e ondulada.



Figura 44: Bioerma tabular observado na Pedreira de Tranqueira



Figura 45: Associação de estruturas observadas na Pedreira de Tranqueira. As setas indicam intraclastos (I), estruturas onduladas (M), estromatólitos (E), gretas de dessecação (G) e tepee (T).

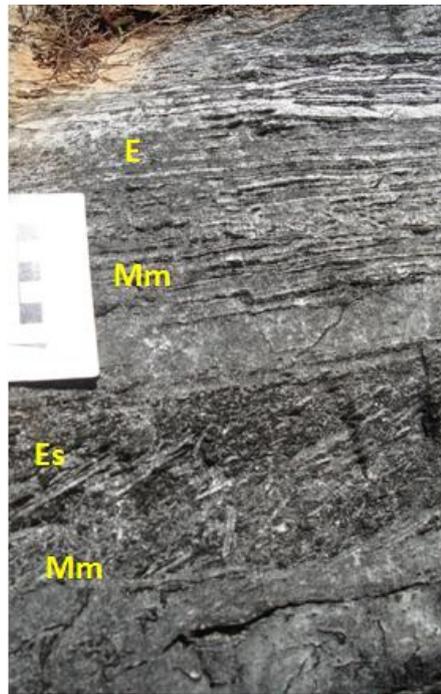


Figura 46: Estruturas observadas na Pedreira de Tranqueira. Observar metadolomito maciço (Mm), estratificação cruzada (Es) e estromatólitos estratiformes (E).

Os intraclastos são seixos achatados e alongados distribuídos de forma aleatória, retrabalhados. A matriz da rocha é composta por dolomita de cristalinidade fina e grãos de quartzo dispersos de cristalinidade que varia de fina a média. Os níveis claros (Nc) são compostos principalmente por dolomita e grãos de quartzo de cristalinidade fina a média (fig.47).

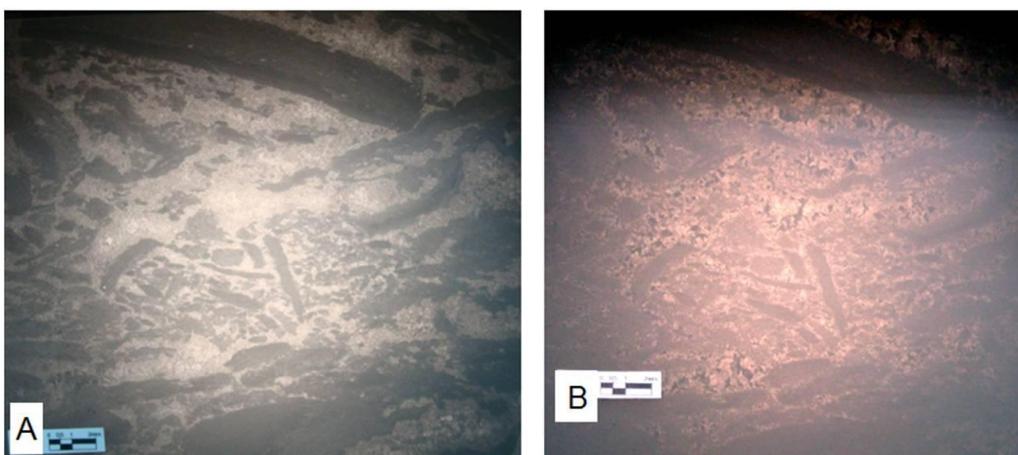


Figura 47: Fotomicrografia de lâmina petrográfica vista em petroscópio de amostra da Pedreira de Tranqueira (A- luz normal, B- luz polarizada)

Os níveis estromatolíticos (Ne) são constituídos principalmente por níveis de dolomita de cristalinidade variando de muito fina a média (fig.47), grãos de quartzo ocorrem dispersos e apresentam cristalinidade muito fina a

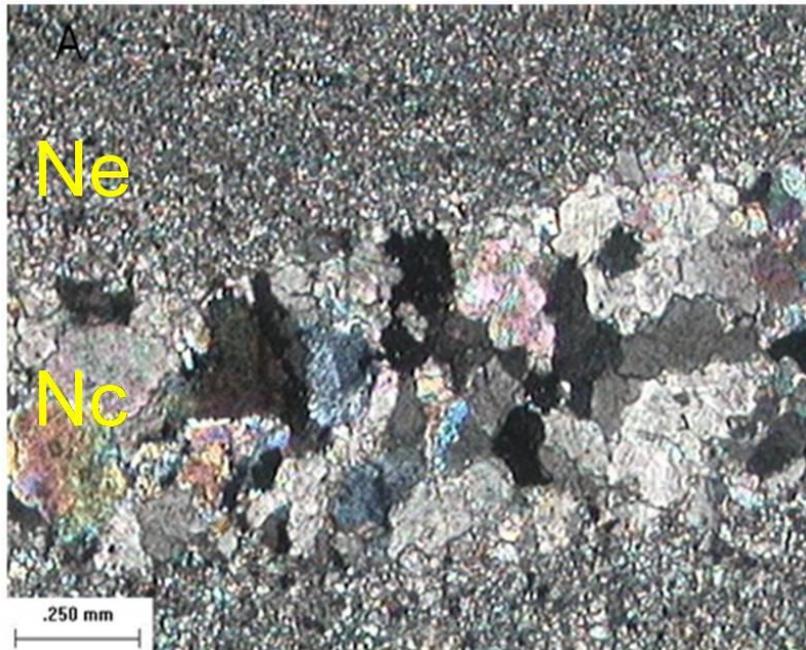


Figura 48: Fotomicrografia de amostra de lâmina da Pedreira de Tranqueira, notar os níveis estromatolíticos (Ne) e os níveis claros (Nc).

7.3. Pedreira de Morro Azul (PMA)

As exposições estromatolíticas desta pedreira estão presentes em metadolomito cinza-claro a cinza-escuro, possuindo espessuras centimétricas. As esteiras microbianas ocorrem intercaladas com camadas de metadolomitos muito finas, e às vezes estruturas onduladas. Os estromatólitos ocorrem como bioermas dômicos (A.3), do tipo cumulado (B.3) ou pseudocolunar (B.4) (fig.48). Estes apresentam laminação milimétrica que varia de planar (N.2) a pouco convexa (N.3) e grau de herança laminar que varia de baixo (Q.1) a moderado (Q.2). Ocorrem associados a intraclastos tabulares e estruturas onduladas (figs. 49 e 50). Possuem domos de aproximadamente 40 cm de altura (fig.50) com laminação moderadamente convexa (N.4) a muito convexa

(N.5). Também são comuns camadas brechadas com intraclastos tabulares de dimensões centimétricas. O estromatólito desta pedra será denominado PMA.



Figura 49: Bioerma dômico, pseudocolunar observado na Pedreira de Morro Azul.

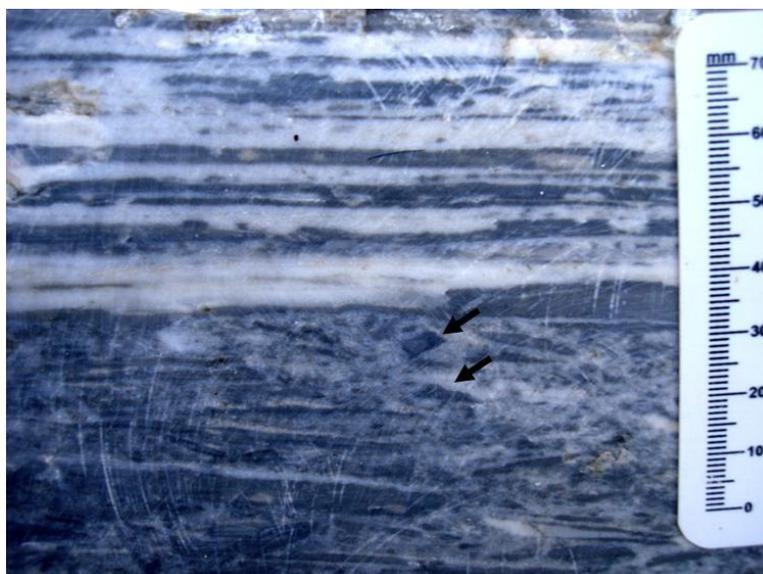


Figura 50: Amostra polida coletada na Pedreira de Morro Azul, em que se observa os estromatólitos associados a intraclastos tabulares (indicado pelas setas).



Figura 51: Estruturas onduladas (seta preta) associadas com bioermas cumulados (seta vermelha), observados na Pedreira de Morro Azul.



Figura 52: Domo estromatolítico observado na Pedreira de Morro Azul (Almirante Tamandaré, PR).

Os níveis estromatolíticos (Ne) são constituídos principalmente por dolomita de cristalinidade variando de muito fina a média (figs.52 e 53), grãos de quartzo ocorrem dispersos e apresentam cristalinidade fina a média. Os níveis claros (Nc) são compostos principalmente por dolomita e grãos de quartzo de cristalinidade fina a média (figs. 52 e 53), apresentam espessuras milimétricas a centimétricas. Notam-se também cavidades fenestrais preenchidas por dolomita e quartzo de cristalinidade que varia de fina a média.

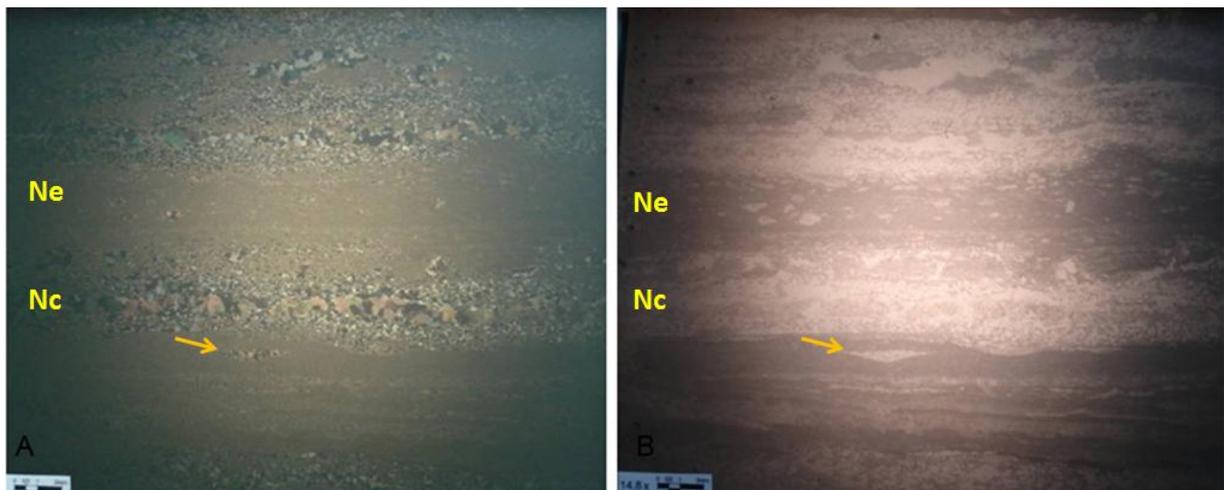


Figura 53: Foto de lâmina vista em petroscópio (A- luz normal, B- luz polarizada) de amostra da Pedreira de Morro Azul. Observar os níveis estromatolíticos (Ne) e os níveis claros (Nc).

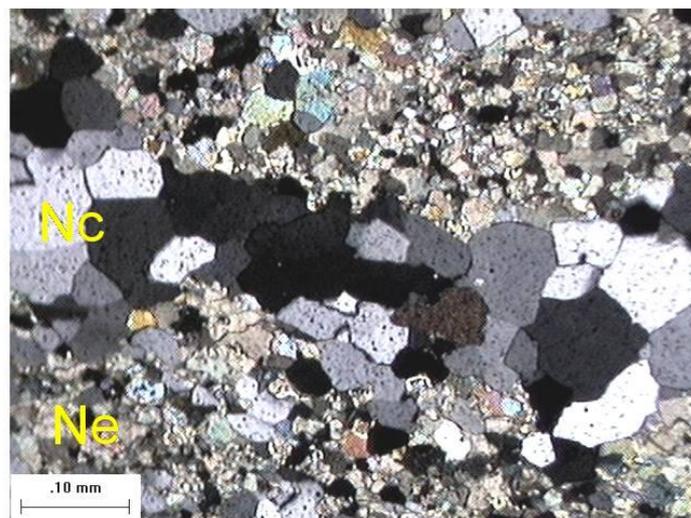


Figura 54 Fotomicrografia de lâmina de amostra vista em microscópio, da Pedreira de Morro Azul, observar os níveis claros (Nc) e os níveis estromatolíticos (Ne).

7.4. Resultados MEV

Foram realizadas análises em MEV em 6 pastilhas, sendo 4 delas correspondentes à Pedreira Motin Pavin, uma correspondendo à Pedreira de Tranqueira, e outra à Pedreira Morro Azul. Nas amostras da Pedreira Motin Pavin, foram observadas apenas estruturas filamentosas, que se assemelham em formato e tamanho a cianobactérias (figs. 54, 55 e 56); já nas pedreiras de Tranqueira e Morro Azul, foram verificadas estruturas filamentosas e cocóides, que se assemelham em formato, porém possuem tamanho inferior ao esperado para cianobactérias (fig.57, 58,59 e 60).

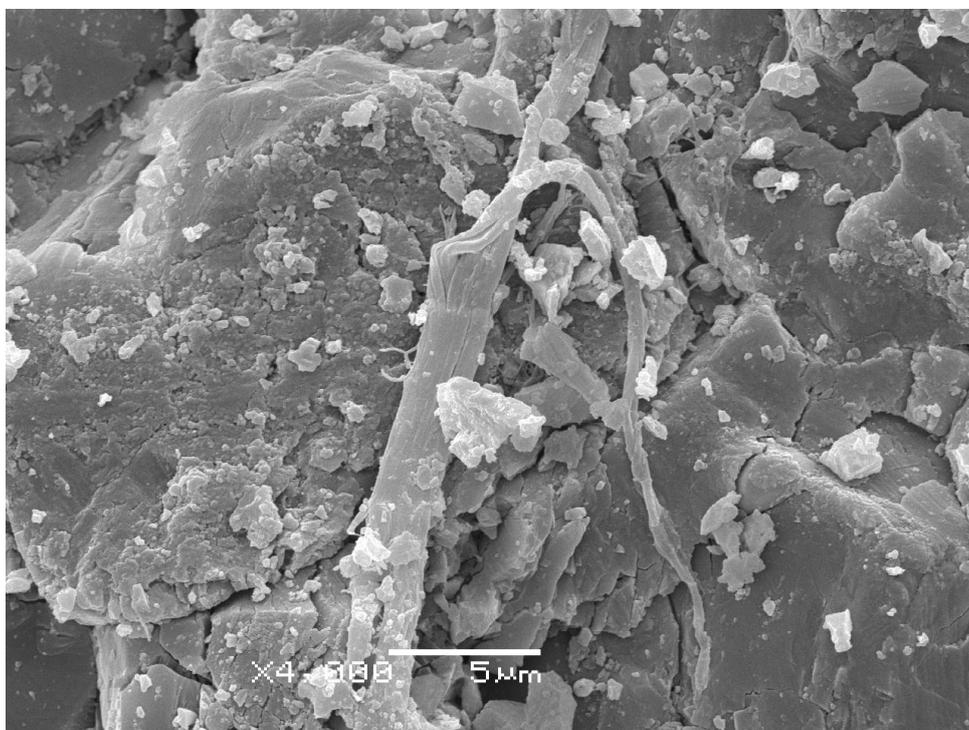


Figura 55: Fotomicrografia de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada do ponto MPC01 da Pedreira Motin Pavin.

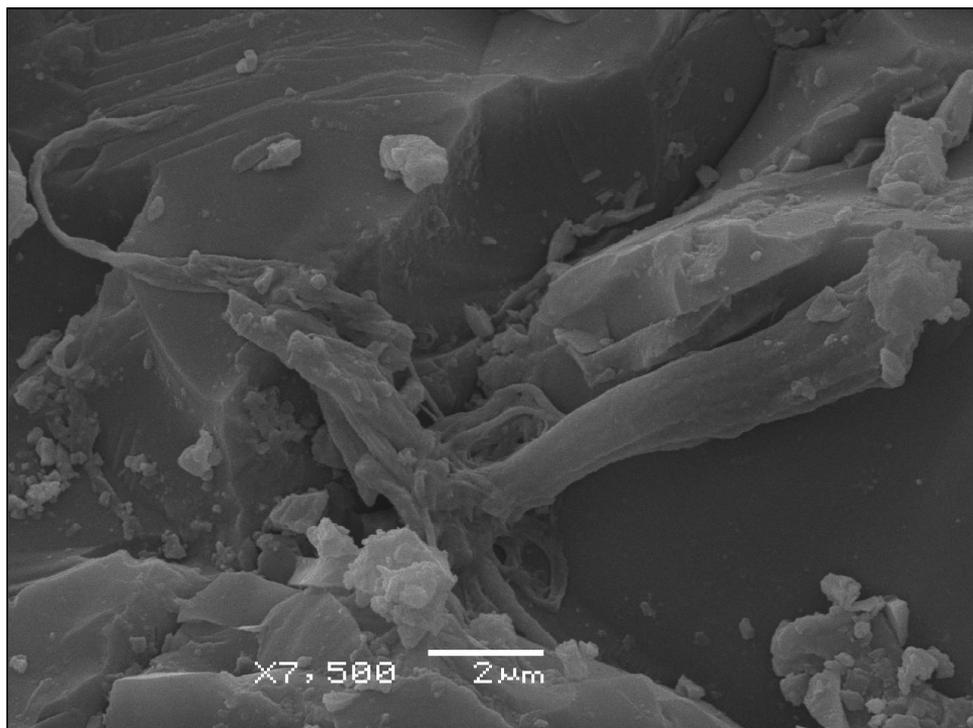


Figura 56: Fotomicrografia de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada do ponto MPC03 da Pedreira Motin Pavin.

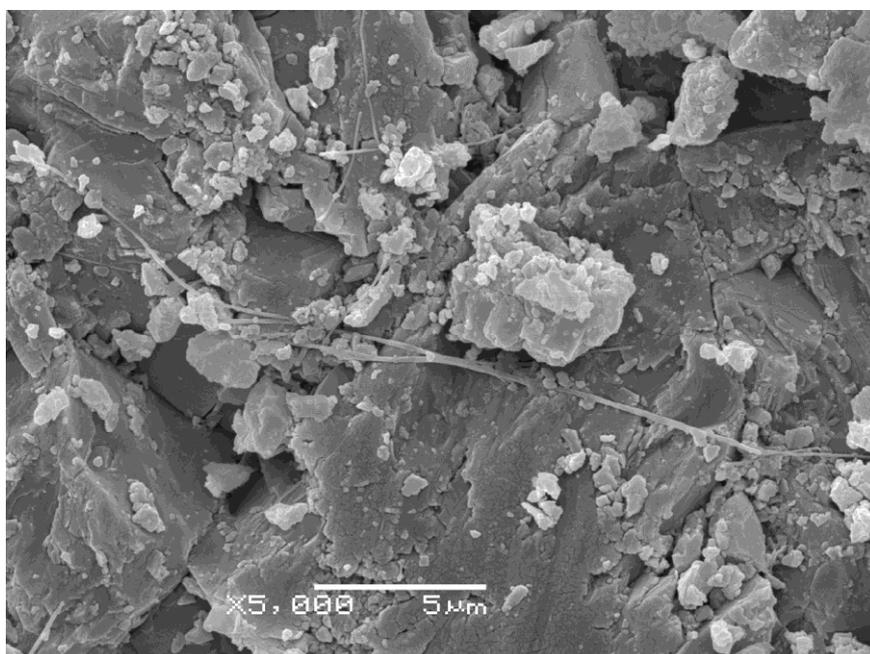


Figura 57: Fotomicrografia de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada do ponto MPC05 da Pedreira Motin Pavin.

As estruturas de formato filamentosas e cocóides são similares às bainhas mucilaginosas de cianobactérias, estando todas inseridas na matriz rochosa (fig. 57). Observa-se que apenas a estrutura semelhante à bainha ficou preservada, estando ausente qualquer material orgânico.

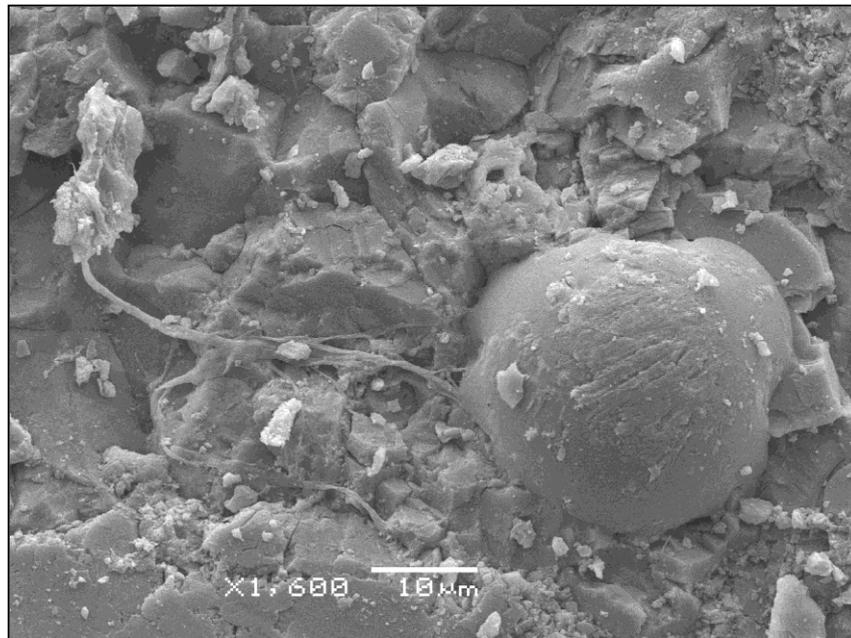


Figura 58: Fotomicrografia de estrutura filamentosas associada a estrutura cocóide, encontrada em pastilha de amostra retirada da Pedreira de Morro Azul.

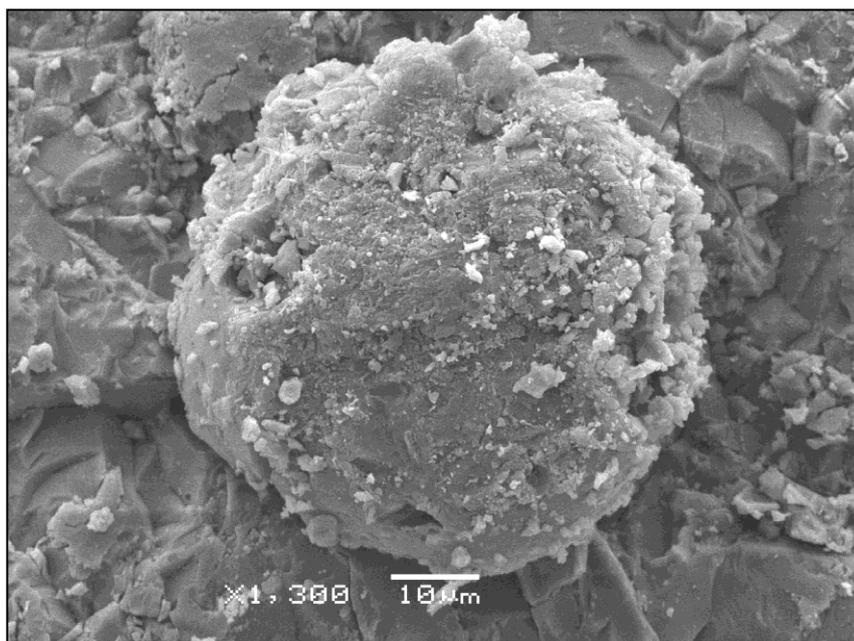


Figura 59: Fotomicrografia de estrutura cocóide, encontrada em pastilha de amostra retirada da Pedreira de Morro Azul.

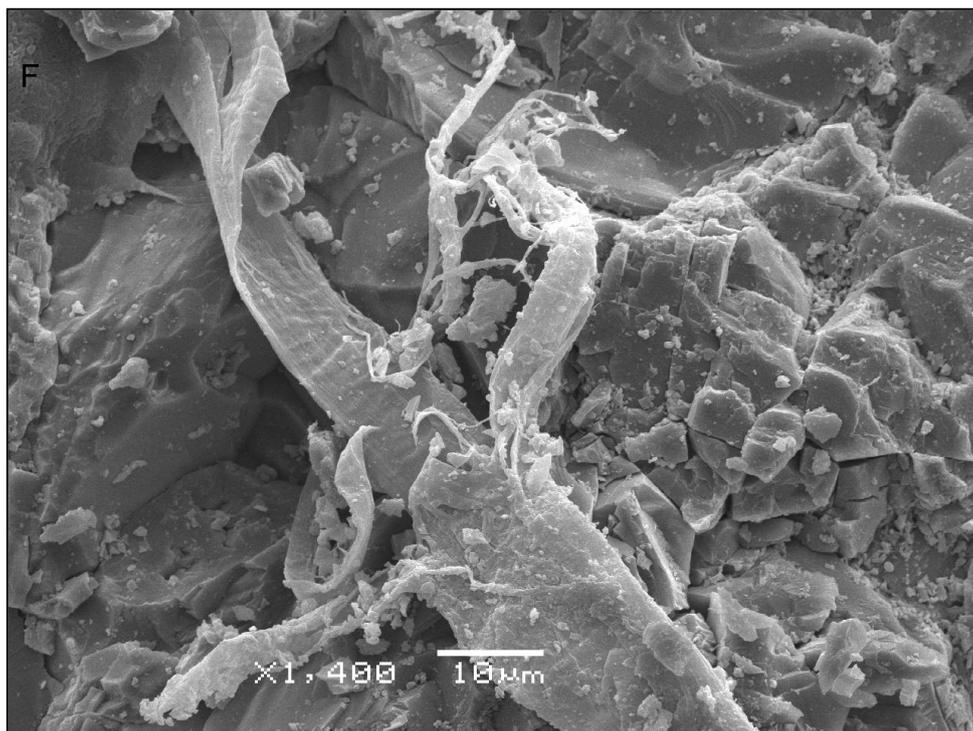


Figura 60: Fotomicrografia de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada da Pedreira de Morro Azul.

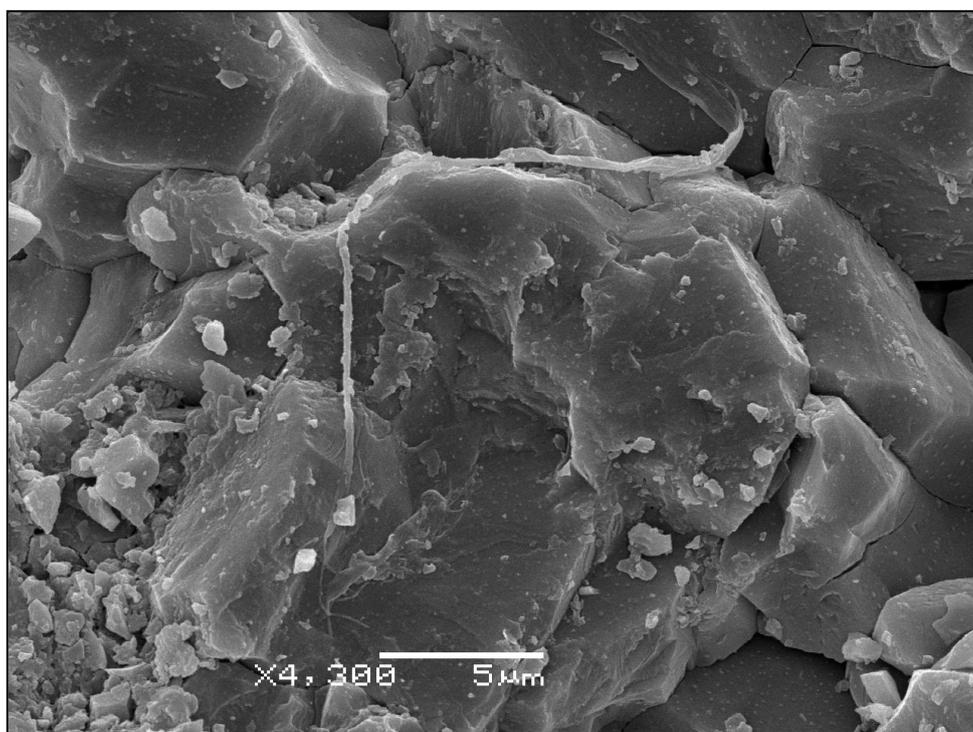


Figura 61: Fotomicrografia de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada da Pedreira de Tranqueira.

As bainhas mucilaginosas são resistentes e formadas principalmente por carbono. Dessa forma, uma análise quantitativa dos elementos químicos presentes nas amostras pode permitir a inferência da quantidade de carbono presente nas mesmas.

Os resultados das análises semi-quantitativas por EDS revelaram que as amostras são constituídas principalmente de carbono, oxigênio, magnésio, silício e cálcio, elementos químicos presentes em rochas carbonáticas. Os níveis de carbono variaram de 0 a 32,66%, o oxigênio de 25,38 a 68,75%, o magnésio de 0,28 a 6,58 %, o silício variou de 0 a 29,54 % e o cálcio de 4,04 a 58,54%.

As maiores concentrações de carbono foram registradas nas amostras procedentes da Pedreira Motin Pavin, seguida das Pedreiras de Tranqueira e Morro Azul. Entretanto, este pode ser um artefato amostral, considerando-se que mais exemplares da Pedreira Motin Pavin foram analisados, em detrimento das outras.

Também foram analisadas pontualmente a quantidade dos elementos químicos nas possíveis estruturas bacterianas observadas (fig.61). Foi verificado que no ponto onde estavam presentes os filamentos há maior porcentagem de carbono do que em outros pontos das pastilhas (figs.61 e 62), e isto pode indicar que naquele ponto ocorre maior concentração de carbono em função da presença de matéria orgânica.

Portanto, a presença de índices de carbono mais alto nos pontos da amostra onde são registradas as formas filamentosas pode corroborar a presença de estruturas orgânicas, visto que, como ressaltado acima, as bainhas mucilaginosas das cianobactérias são resistentes e formadas por carbono. Entretanto, estudos mais aprofundados poderão corroborar ou não a hipótese da presença dessas cianobactérias nestes afloramentos.

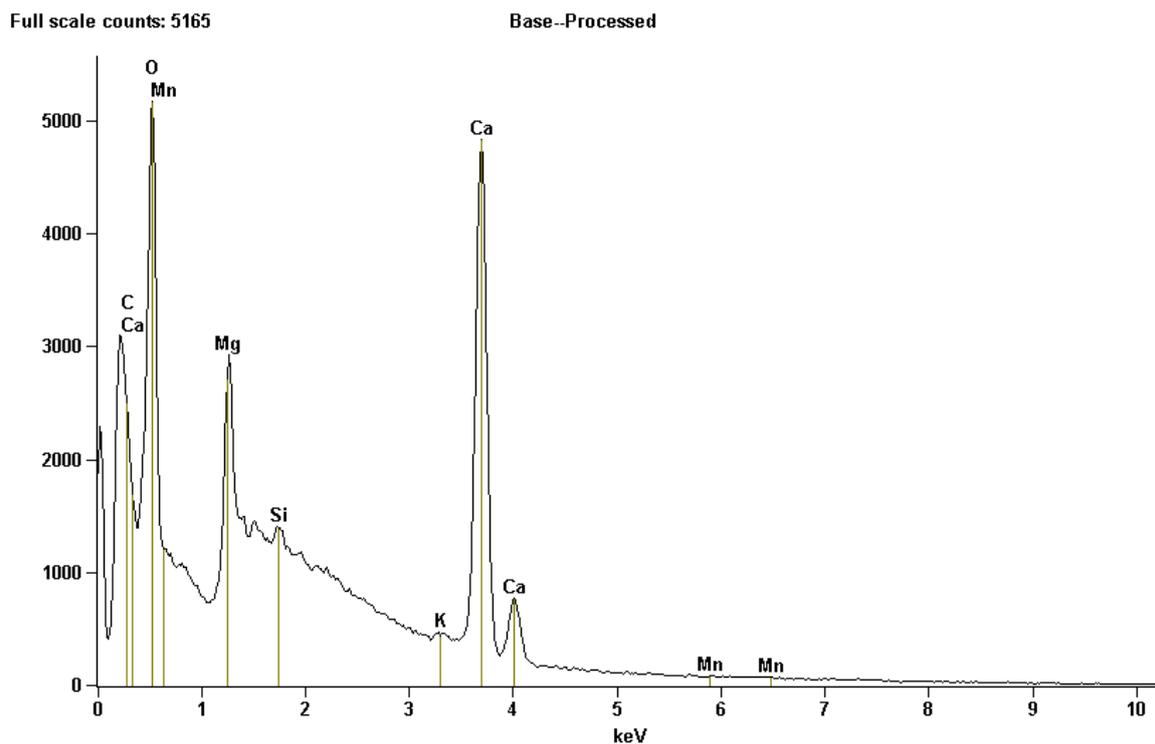


Figura 62: Gráfico de EDS de estrutura filamentosa encontrada em pastilha de amostra retirada do ponto MPC03. Notar o índice de carbono.

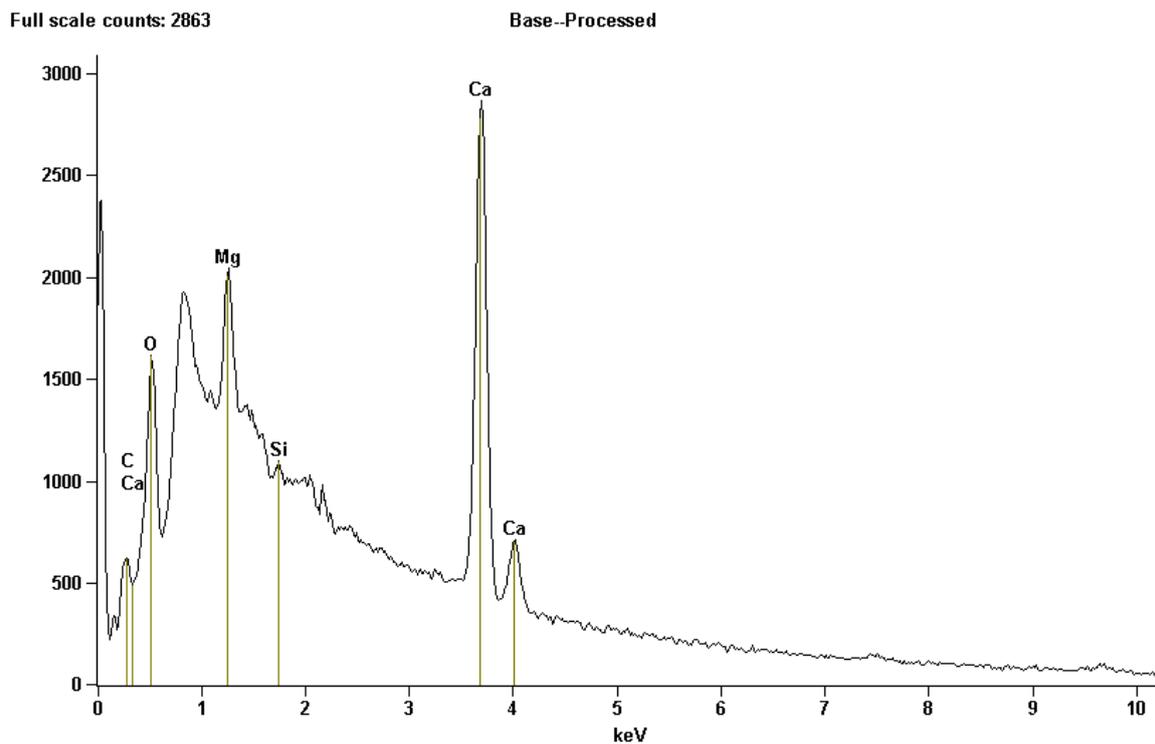


Figura 63: Gráfico de EDS de ponto aleatório, fora da estrutura filamentosa, presente em pastilha de amostra retirada do ponto MPC03. Notar o índice de carbono.

8. COMPARAÇÃO COM ESTROMATÓLITOS DO GRUPO ITAIACOCA

O uso de estromatólitos como elemento para correlação regional já foi demonstrado por diversos autores, desde correlações de uma mesma bacia e até entre continentes. Sendo que um mesmo morfotipo pode ser encontrado em diversas localidades, preferencialmente dentro de um mesmo período de tempo.

Como ocorrem morfótipos colunares similares no Grupo Itaiacoca (SANTOS, 2008) àqueles encontrados na Formação Capiru, foi realizada uma análise destas formas para fins de comparação.

8.1 O Grupo Itaiacoca

Almeida (1944) descreveu pela primeira vez, estromatólitos registrados no Brasil, e posteriormente (ALMEIDA, 1957), o autor encontrou diversas outras ocorrências de estromatólitos na faixa de carbonatos que estende-se desde Itapeva (SP) até Itaiacoca (PR), que ele denominou de “Formação Itaiacoca” e inseriu na “Série” Açungui.

O Grupo Itaiacoca, como é atualmente denominado, se estende NE-SW desde a região entre Guapiara e Itapeva (SP) até Itaiacoca (PR), compondo cerca de 200 km de extensão e em média 20 km de largura. Seus limites NW e SE se dão com o Complexo Granítico Cunhaporanga e Três Córregos (Neoproterozóico Superior –Eon Paleozóico), respectivamente. Os sedimentos paleozóicos da Formação Furnas e do Subgrupo Itararé, da Bacia do Paraná, recobrem, em discordância angular e erosiva, os extremos NE e SW do Grupo Itaiacoca, bem como parte do limite NW, principalmente no estado de São Paulo. A idade da bacia medida nos zircões presentes em rocha metavulcânica realizado por Siga Jr. *et al.* (2003), aponta para uma idade mais antiga de 635 Ma. Nesta faixa, foram descritas várias ocorrências de estromatólitos.

Originalmente inserido na “Faixa de Dobramentos Apiaí” do “Cinturão de Dobramentos Ribeira” (Hasui *et al.*, 1975) ou “Região de Dobramentos Sudeste” (Almeida *et al.*, 1976), o Grupo Itaiacoca tem sido destacado, mais recentemente, como pertencente a uma faixa mais a NW, denominada “Faixa Itapeva” por Hasui *et al.* (1984), ou “Faixa Itaiacoca-Itapeva” por Chiodi Filho (1984), separada da Faixa Apiaí. Reis Neto (1994) definiu a Faixa Itaiacoca de forma mais ampla, como “todas as rochas compreendidas entre os Complexos graníticos Três Córregos e Cunhaporanga”. Isto englobaria o Grupo Itaiacoca, a Formação Água Clara e o Complexo Apiaí-Mirim.

Assim, o Grupo Itaiacoca seria distinto e independente do Grupo Açungui, também portador de carbonatos estromatolíticos (BIGARELLA & SALAMUNI, 1958; MARINI & BIGARELLA, 1967; MARINI & BÓRIO, 1971; FAIRCHILD, 1977, 1982), que aflora mais a SE, dentro da Faixa Apiaí, ambos inseridos no Cinturão ou Faixa Ribeira.

O Grupo Itaiacoca sempre foi distinguido como uma unidade predominantemente carbonática, mas pesquisas na década de 80 demonstraram maior variedade litológica. Trein *et al.* (1985), na região de Abapã (PR), distinguiram no Grupo Itaiacoca duas sequências distintas:

1) *Sequência Abapã*, na base, uma sucessão metavulcanossedimentar composta de metarcósios, metarenitos, basaltos, basaltos andesíticos, tufos de composição intermediária e, raramente, rochas ácidas. Nas lavas e nos tufos ocorrem vesículas e amígdalas.

2) *Sequência carbonática*, no topo, uma sucessão metassedimentar de metassiltitos e quartzitos (metarenitos), recobertos por metadolomitos, em contato brusco com a Sequência Abapã.

8.2. Pedreira Companhia Cal Sinhá

A Pedreira Companhia Cal Sinhá (PC) é uma pedreira abandonada, localizada em Itaquaruçu, na região de Bom Sucesso, SP, nas coordenadas UTM 70144E 7326870N. Esta pedreira registra amostras de estromatólitos

apresentadas por Santos (2008). Neste trabalho será feita a caracterização da macroestrutura das amostras coletadas nesta pedreira pelo Profº Drº Thomas Rich Fairchild e Adriano Azevedo dos Santos, que gentilmente cederam as fotos e suas respectivas silhuetas para que as comparações com os estromatólitos da Formação Capiru pudessem ser realizadas. Aqui as amostras coletadas serão denominadas de PC01, PC02 e PC03.

Segundo Santos (2008), esse afloramento é descrito, da base para o topo, como (fig. 63):

P1 - Metacalcário com laminação fina, milimétrica, com níveis cinza escuro alternado com níveis de cinza claro. A altura estimada do pacote é de 10 metros.

P2 – Metacalcário com bandamento centimétrico, sendo o bandamento escuro mais visível (S0). A altura estimada é de 20 metros.

P3 – Bloco ou bioerma com estruturas estromatólíticas colunares ramificadas e paralelas entre si, base das colunas finas e se engrossando em direção ao topo. Enquanto as estruturas estromatólíticas são de cor cinza escuro, a matriz tem cor cinza parda, com granulação fina. A altura estimada é de 20 metros.

P4 – Metacalcário maciço de coloração branca á cinza, com granulação fina. Observam-se restos de estruturas estromatólíticas. Altura de 5 metros.

P5 – Metasiltito laminado de cor ocre à roxo. Sem medida de altura.

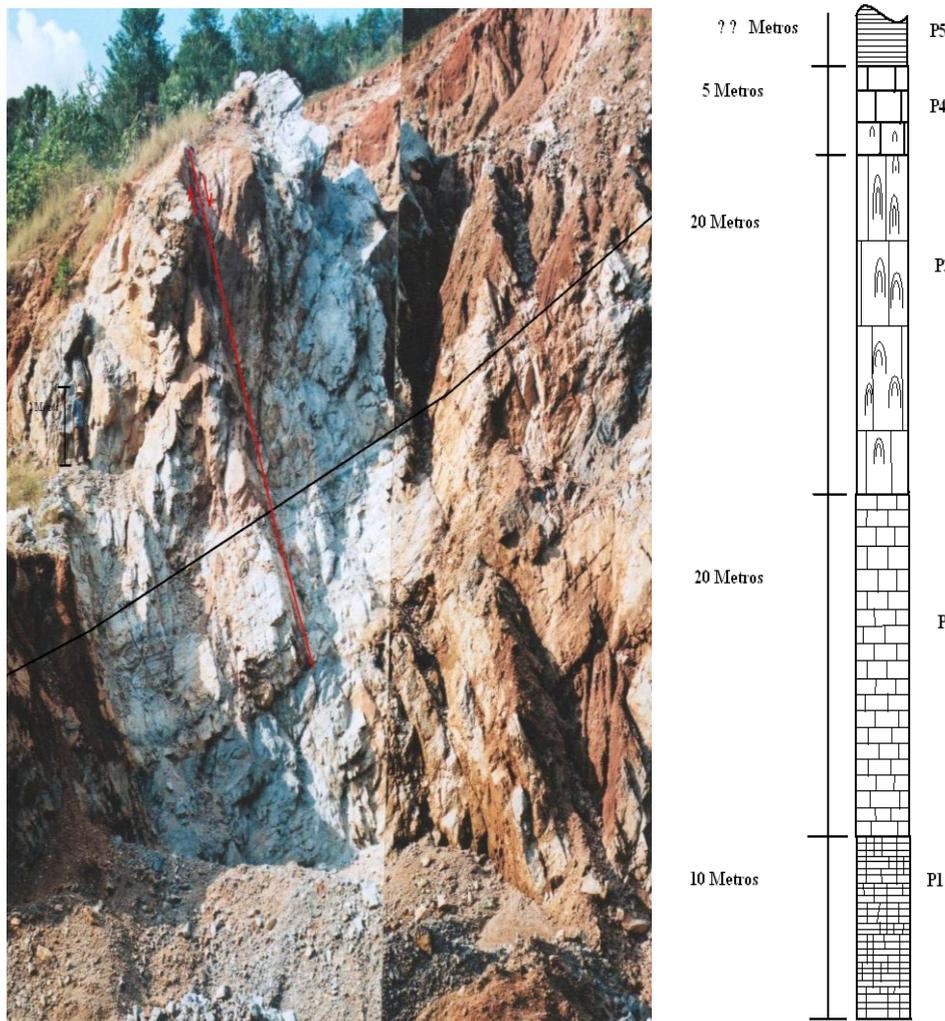


Figura 64: Coluna estratigráfica simplificada da Pedreira Companhia Cal Sinhá (SP). Notar bioerma estromatolítico (P3) (SANTOS, 2008). Escala 2,0 metros. Da coluna: 1:2.

A amostra PC01 é um estromatólito estratiforme que varia de planar (B.1) a ondulado (B.2), com laminação de classe 3, muito indistinta ou alterada. Ao longo das laminações ocorrem cavidades fenestrais (*birds' eyes*) contíguas e paralelas entre si (fig.64).



Figura 65: Amostra PC01 coletada na Pedreira Companhia Cal Sinhá. Os estromatólitos são estratiformes com cavidades fenestrais ao longo de suas laminações. Foto: SANTOS (2008).

A amostra PC02 possui estromatólitos lateralmente descontínuos simples que variam de cilíndricos (C.5) a subcilíndricos (C.6), e lateralmente descontínuos ramificados subcilíndricos (D.6) (fig. 65). Estes possuem dicotomia paralela beta (I.2) e gama (I.3). As colunas possuem atitude normal (G.1), frequência de ramificação comum (L.4), possuem margens lisas (M.1), e ocorrem próximas entre si (H.2), apresentando ligações laterais e projeções terminais (K.4) (fig. 65). As lâminas variam de pouco (N.3) a moderadamente convexas (N.4), com baixo (Q.1) e moderado grau de herança laminar (Q.2) (fig. 65).

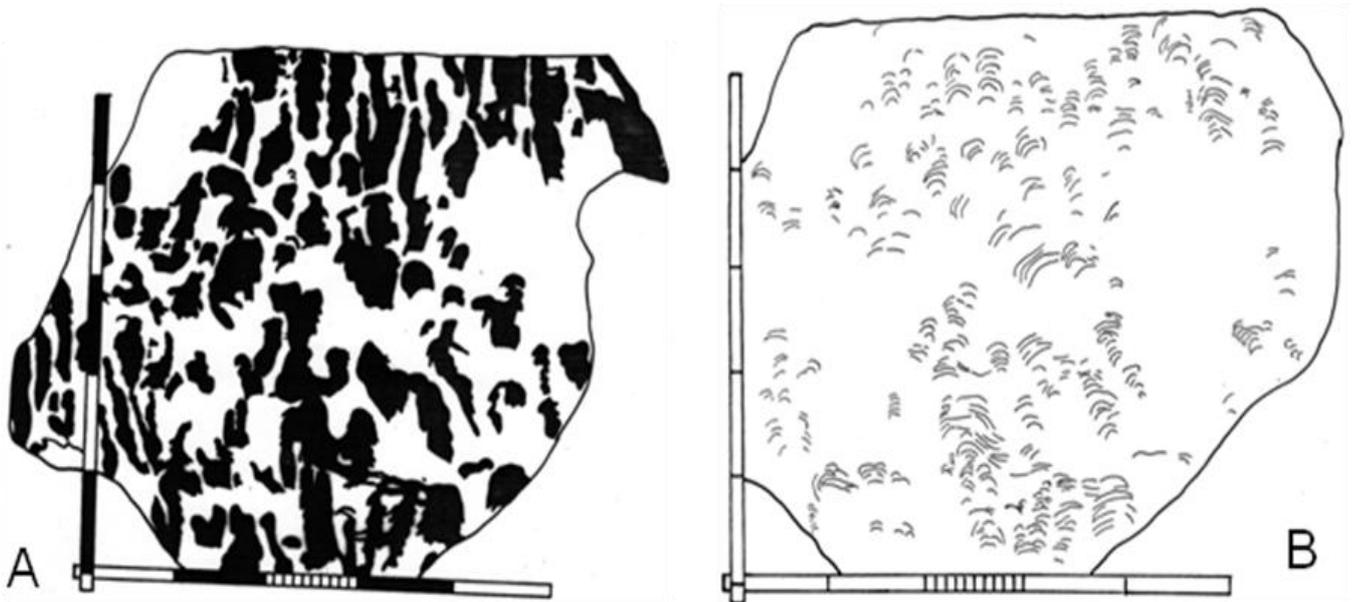


Figura 66: Silhueta (A) e perfil laminar (B) de amostra do ponto PC02 da Pedreira Companhia Cal Sinhá. Foto: SANTOS (2008).

A amostra PC03 possui estromatólitos lateralmente descontínuos simples cilíndricos (C.5) e lateralmente descontínuos ramificados cilíndricos (D.5) (fig. 66), apresenta fragmentos estromatolíticos entre as colunas. Estes possuem dicotomia paralela beta (I.2). As colunas possuem atitude normal (G.1), ramificação comum (L.4), possuem margens lisas (M.1) e encaroçadas (M.5) e ocorrem próximas entre si (H.2). O perfil laminar é moderadamente convexo (N.4), com grau de herança laminar moderado (Q.2) e estrutura laminar marginal infletida com superposição parcial (S.4) (fig.66).



Figura 67: Foto (A) e silhueta (B) dos estromatólitos observados na amostra do ponto PC03, da Pedreira Companhia Cal Sinhá. Fonte: SANTOS (2008).

9. DISCUSSÕES E CONCLUSÃO

Através do estudo dos estromatólitos da Formação Capiru, Grupo Açungui, pode-se identificar seis formas, distintas entre si na forma das colunas e laminação e também na existência de ramificação. Estas formas (fig.67) são bulbosas (MPB 02 e 03), colunares simples (MPC 02), colunares compostas em fascículos (muito divergentes) (MPC 04), colunares ramificadas (MPC 01, 03 e 05), estratiformes (T e MPB 04) e cumuladas a pseudocolunares (PMA).

As inferências para a realização da interpretação paleoambiental foram realizadas a partir de determinadas evidências, como morfótipos estromatolíticos, estruturas e texturas sedimentares, associações litológicas, entre outros.

	MPB01	MPB02 E MPB03	MPB04	MPC01	MPC02	MPC03	MPC04	MPC05	T	PMA
A			A.B						A.2	A.3
B			B.3							B.3 E B.4
C	C.5 E C.6	C.2		C.5 E C.6	C.3	C.5 E C.6		C.5 E C.6		
D	D.2 E D.3					D.6		D.6	D.1 E D.2	
E							E.1			
F				F.1, F.3 E F.7	F.3	F.5 E F.7	F.3	F.3, F.7 E F.8		
G	G.2	G.1 E G.2		G.1, G.2 E G.6	G.1	G.1, G.2 E G.6		G.2		
H	H.2	H.2		H.2	H.1 E H.2	H.2	H.2	H.2		
I	I.3			I.2, I.3 E I.4		I.2 E I.3		I.3		
J	L.4									
K	M.1			K.3 E K.4	K.1 E K.2	K.2 A K.4		K.4		
L							L.5	L.5		
M					M.1 E M.4	M.1	M.1	M.4		
N	N.3 E N.4		N.2	N.3, N.4	N.3 E N.4	N.4, N.5	N.3 E N.4	N.3 E N.4	N.2	N.2, N.3, N.4 E N.5
O				O.1	O.1					
P								P.1		
Q			Q.2				Q.1 E Q.2	Q.1 E Q.2	Q.2	Q.1
R										
S			S.1	S.3	S.2		S.2	S.3		

Figura 68: Tabela com as características dos morfótipos estromatolíticos do Conjunto Litológico Rio Branco.

Na Pedreira Motin Pavin uma mudança de um ambiente mais profundo para um mais raso pode ser representado na transição entre MPA, para MPB/MPC. Na unidade MPA não foi verificada a ocorrência de estromatólitos, sendo esta associação faciológica composta principalmente por metadolomito maciço, caracterizando uma zona de inframaré. Isto ocorreu possivelmente por ser uma zona mais profunda e/ou mais turva, que não era muito favorável para o desenvolvimento dos estromatólitos. Na base da unidade MPC estão presentes estromatólitos colunares simples, que podem estar inseridos na zona de intermaré, na qual canais da intermaré retrabalham e rompem parte das cabeças estromatólíticas e inibem o crescimento das ligações laterais entre as estruturas e que também ocorre a simples ação do ciclos de maré, onde no processo de recuo da maré baixa corre a somatório de fluxos oscilatórios provocado pela maré e fluxos unidirecionais proveniente do continente. Já os bioermas compostos e ramificados ocorrem em uma zona de supramaré a intermaré inferior, na qual a alta luminosidade e baixa energia favoreceriam a freqüente coalescência e o desenvolvimento horizontal das colunas estromatólíticas. Na unidade MPB os estromatólitos caracterizados por bioermas tabulares como substrato das cabeças estromatólíticas e os estromatólitos bulbosos e cilíndricos provavelmente foram formados em regiões de supramaré superior e supramaré inferior respectivamente, em locais com baixa taxa de sedimentação.

O modelo deposicional para a pedreira Motin Pavin pode ser classificado como uma plataforma carbonática do tipo rampa homoclinal, representado por um complexo de planície de maré, entre a zona de supramaré/intermaré e inframaré (fig.68). O modelo pode ser observado na planície de maré de *Andros Island* (Bahamas), onde a zona de supramaré é caracterizada por uma superfície pantanosa e a intermaré ocorre com canais e pequenas lagoas (SCHOLLE *et al.*, 1983).

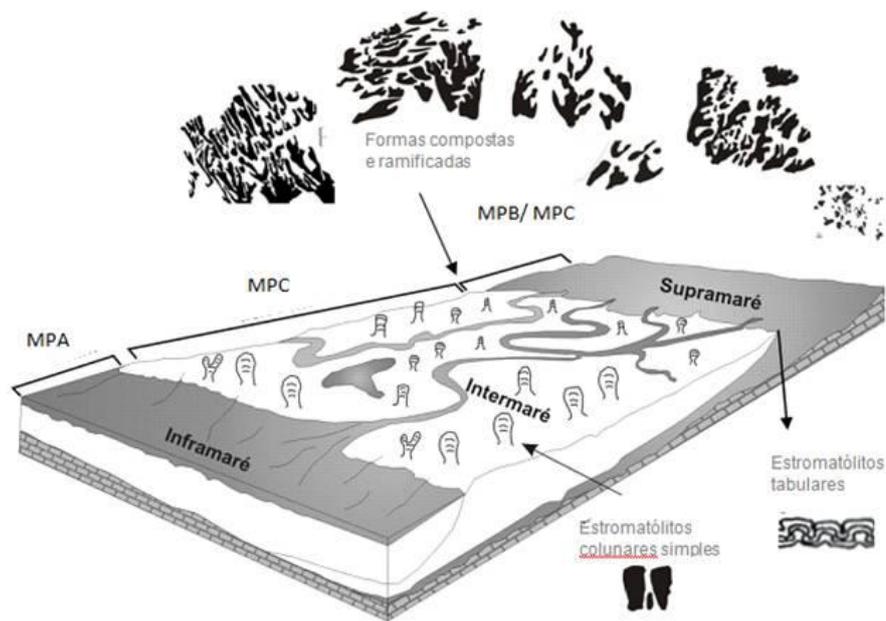


Figura 69: Modelo deposicional da Pedreira Motin Pavin e localização dos morfótipos (modificado de JUSCHAKS, 2006).

As pedreiras de Tranqueira e Morro Azul possuem semelhanças em relação às formas estromatolíticas e estruturas sedimentares, apresentando ambiente deposicional semelhante (fig.69). As lâminas petrográficas obtidas das amostras coletadas destas pedreiras apresentam lâminas estromatolíticas mais espessas e de cristalinidade maior do que a Pedreira Motin Pavin, o que revela um ambiente menos energético.

Os estromatólitos estratiformes da Pedreira de Tranqueira desenvolveram-se possivelmente na zona de supramaré, onde o influxo de sedimentos é normalmente pequeno, permanecendo em condições de exposição e baixa energia. Os sedimentos de supramaré são depositados entre a maré normal e alta e expostos na maioria do tempo a condições subaéreas e influenciados por tempestades. É entre a supramaré (predominantemente) e a intermaré que podem ficar registrados os bioermas estratiformes, as gretas de dessecação e os *tepees*. Gretas de dessecação podem ser retrabalhadas especialmente durante tempestades e formar intraclastos (TUCKER & WRIGHT, 1992). Apesar de todas as estruturas serem diagnósticas de zona de supramaré, as porções superiores de intermaré são incluídas devido às

oscilações do nível das marés que ocorrem nesta zona. Sendo assim, os bioermas estratiformes da Pedreira de Tranqueira desenvolveram-se em um sistema de plataforma carbonática caracterizado por um complexo de planície de maré, entre as zonas de intermaré superior e supramaré.

Na Pedreira de Morro Azul os estromatólitos ocorrem em dolarenitos que apresentam acamamento paralelo e contínuo, com camadas de espessura centimétrica, intercaladas com lâminas irregulares, ondulantes e alternadas de dolossiltitos e dolarenitos muito finos a finos. As características dos estromatólitos desta pedreira indicam uma deposição em ambiente peritidal protegido da ação das ondas, onde as camadas de dolarenitos representam deposição durante tempestades, enquanto as lâminas irregulares e a formação de domos são o produto do crescimento de comunidades microbianas, nos intervalos calmos. Estas esteiras geralmente se fixam em crostas litificadas ou fragmentos dela, podendo formar estruturas dômicas ou colunares, bastando que uma parte da esteira não consiga ultrapassar os sedimentos soltos que ali chegam. O oposto pode ocorrer desde que haja uma diminuição do aporte de sedimentos na área onde estão localizados os domos ou colunas, para que imediatamente ocorra uma expansão lateral do topo da estrutura, criando laminações levemente paralelas. Comparando-se com a formação dos estromatólitos modernos, os “tepees” e as gretas de contração formaram-se quando os sedimentos lamosos foram expostos, provocando o ressecamento e a expansão das esteiras microbianas. Os estromatólitos descritos como bioermas dômicos, do tipo cumulado ou pseudocolunar, provavelmente se formaram em regiões de supramaré a intermaré superior.

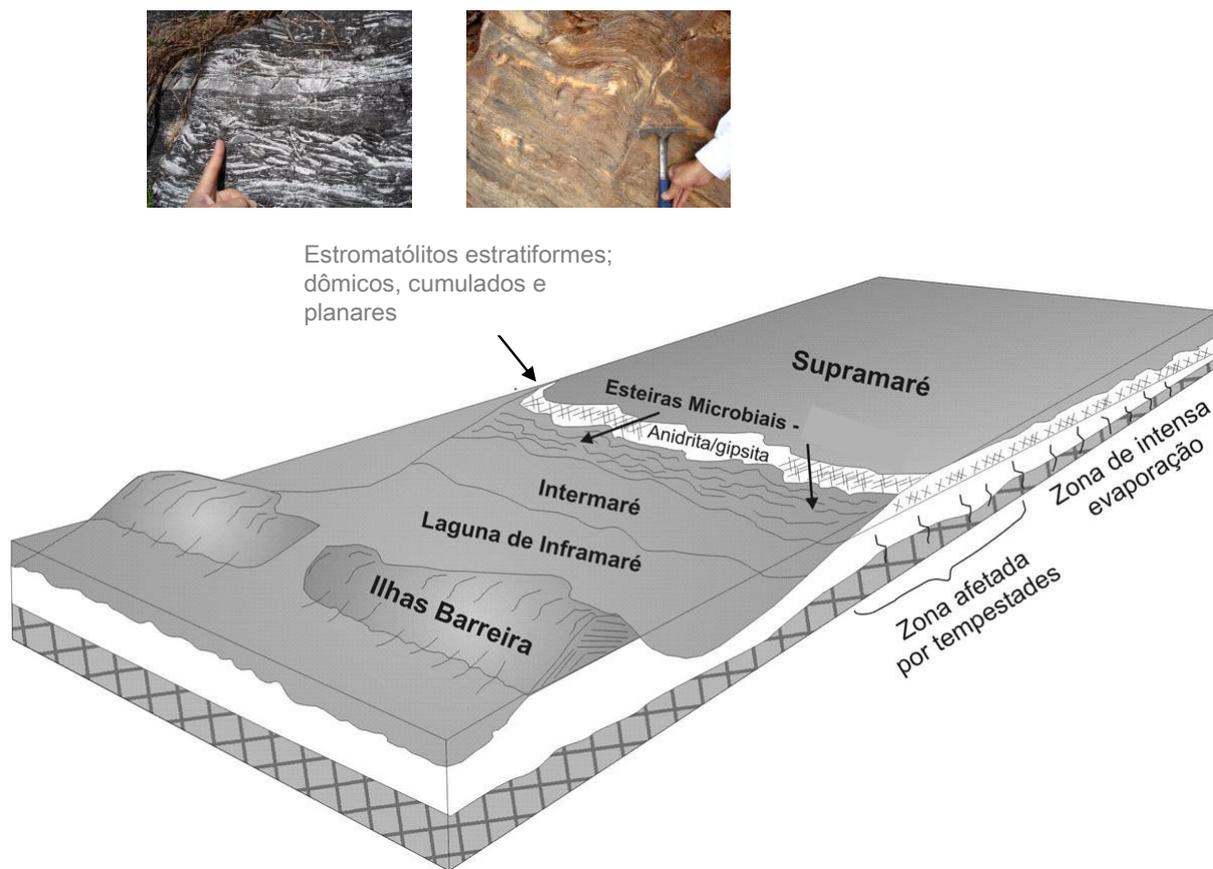


Figura 70: Modelo deposicional da Pedreira de Tranqueira e Morro Azul e localização dos morfótipos (adaptado de JUSCHAKS, 2006).

A análise integrada considerando a relação dos morfótipos estromatolíticos com os possíveis ambientes de sedimentação para o Conjunto Litológico Rio Branco permite concluir que as litologias das Pedreiras Motin Pavin, Tranqueira e Morro Azul foram depositadas em um ambiente marinho plataformal raso. A Pedreira Motin Pavin, com a diversidade de morfótipos estromatolíticos em associação com estruturas sin-deposicionais plano-paralelas e rítmicas, caracteriza um ambiente deposicional, também plataformal, porém de supramarés a inframarés. Já as pedreiras de Morro Azul e Tranqueira são caracterizadas por um ambiente plataformal, de intermaré superior a supramaré superior, no qual a plataforma ficava exposta durante algum intervalo de tempo.

Comparando as formas colunares da Formação Capiru com as de Itaquaruçu (Grupo Itaiacoca), percebemos semelhanças marcantes em vários aspectos. As amostras de Itaquaruçu são semelhantes as formas colunares ramificadas de MP, possuem crescimento paralelo, frequência de ramificação comum, possuem margens lisas, e ocorrem próximas entre si, apresentando muitas vezes ligações laterais e projeções terminais. As laminações são finas e moderadamente convexas, e possuem fragmentos entre as colunas o que indica que os estromatólitos colunares de PA se desenvolveram em ambiente deposicional semelhante ao de MPC, plataformal raso, na região de supramaré a intermaré superior. Já as formas estratiformes são semelhantes as de MT, e apresentam também estruturas indicativas de zona de supramaré, cavidades fenestrais que indicam períodos de exposição. No entanto são necessárias análises mais detalhadas e em um maior número de amostras para afirmar que houve ligação destas unidades pelo mesmo mar durante o Neoproterozóico Superior.

10. REFERÊNCIAS

ADAM, E.R. **Os mármoreos da Região do Tigre - PR: características geológicas e tecnológicas.** Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 119P., 2004.

ALWOOD, A.C., WALTER, M.R., KAMBER, B. S., MARSHALL, C. P. & BURCH, I. W. Stromatolite reef from the early Archaean era of Australia. *Nature* 441, 714-718. 2006.

ALMEIDA F.F.M. *Collenia itapevensis* sp.n (um fóssil pré-cambriano do Estado do Paraná). São Paulo, **Geologia**, v.45; n.1, pp. 89-106. 1944.

ALMEIDA F.F.M. Novas ocorrências de fósseis no Précambriano brasileiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 29; n. 1; pp. 63-72. 1957.

ALTERMANN, W. The evolution of life and its impact on sedimentation. In: Altermann, W. & Corcoran, P.L. (Eds.): **Precambrian Sedimentary Environments: a modern approach to ancient depositional systems.** Special Publication International Association of Sedimentologists, 33, IAS-Blackwell, 15-32. 2002.

ALTERMANN, W. Chapter 6.5. Precambrian Stromatolites: Problems in definition, classification, morphology and stratigraphy. In: Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, D.R., Mueller, W. & Catuneanu, O. (Eds.): **The Precambrian Earth: Tempos and Events.** Developments in Precambrian Geology, Elsevier, 564-574. 2004.

ALTERMANN, W. Accretion, trapping and binding of sediment in Archean stromatolites – morphological expression of the antiquity of life. In: Javeaux, E. and Bada, J. (Eds.): **Strategies of Life Detection.** Space Sci. Revi., ISSI, Bern, Switzerland. Springer, DOI 10.1007/s11214-007-9292-1. 2007.

ALTERMANN, W. & KAZMIEREZAK, J. Archean microfossils: a reappraisal of early life on Earth. **Research in Microbiology**, v.154; 611-617. 2003.

AWRAMIK, S.M. Ancient stromatolites and microbial mats. In: Y. Cohen; R. Castanho & H.O. Halvorson (eds.) **Microbial Mats: stromatolites**, 1a ed., Alan R. Liss, New York, 1-22.1984.

AWRAMIK, S. M. The history and significance of stromatolites. In: M. Schidlowski, et al. (Eds.), **Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources**. Springer-Verlag, Berlin, pp. 435-449. 1992.

AWRAMIK, S.M. ; GREY, K. **Stromatolites: Biogenicity, biosignatures, and bioconfusion**. Proc. SPIE, 5906: 5906P-1--5906P-9. 2005.

BAHNIUK, A. M. **Controles geológicos da carstificação emmetadolomitos da Formação Capiru - Neoproterozóico, região metropolitana de Curitiba, Paraná**. Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 138p. 2007.

BERGMANN, M. & FAIRCHILD, T.R. Estromatólitos no Grupo São Roque, Proterozóico Superior, região de Pirapora do Bom Jesus, Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 57, p. 117. 1985.

BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. Estudos preliminares na Série Açungui, V – Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (PR). **Boletim Paulista de Geociências**, São Paulo, v. 6-7, p. 317-322, 1956.

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. Estudos preliminares na série Açunguí VIII - A Formação Votuverava. **Boletim do Instituto de História Natural**, Geologia, n. 2, 6 p. 1958.

BLACK, M. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Philosophical Transactions Royal Society*, **222** (Series B): 165-192. 1933.

BOGGIANI, P.C. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências/USP, 181 p. 1997.

BONACIM, E. A. **Dinâmica do sistema hidrogeológico Cárstico na área de Tranqueira** – Região Metropolitana de Curitiba. Curitiba. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 1996.

BOONE, D.R.; CASTENHOLZ, R.W.; GARRITY, G.M. (edit). **Bergey's mundial of systematic bacteriology**: The Archaea and deeply branching and phototrophic. Bacteria. 2 ed. New York: Springer- Verlag, v.1, 721 p. 2001.

BOUVY, M.; MOLICA, R.J.R. & NASCIMENTO, S. M. Cianobactérias: risco em águas de abastecimento. *Ciência Hoje*, v. 19; pp. 67-69. 1999.

BRAGA, J.C. & MARTIN, J.M. Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. **Palaios**, v.10; n.1, pp. 347-361,1995.

BRAISSANT, O.; CAILLEAU, G.; DUPRAZ, C. e VERRECCHIA, E.P. Bacterially induced mineralization of calcium carbonate in terrestrial environments: the role of exopolysaccharides and amino acids. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73; n.1, pp.:485-490. 2003.

BURNE, R.V. & MOORE, L.S. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic communities. **Palaios**, v. 2, p. 241-254. 1987.

CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo. 296 p. Tese de Doutorado em Ciências – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.1991

CARVALHO, M.D. Carbonatos lacustres das bacias da margem continental brasileira. XXXV. Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, PA, **Anais**, v. 2, p. 801-808.1988.

CASSEDANNE, J.P. & CASSEDANNE, J.O. Les stromatolites globuleux de la Fazenda Serra Virgem (Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 8, p. 219-234. 1978.

CHIODI FILHO, C. Contribuição à geologia das regiões sul paulista e leste paranaense - Grupos Açungui e Setuva. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, **Anais**, v. 5, p. 2394-2406. 1984.

CLOUD, P. & DARDENNE, M. Proterozoic age of the Bambui Group in Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, 84: 1673-1676. 1973.

CLOUD, P. & MOERI, E. **Conophyton in the Bambui Group: what form and age?** **Geology**,1: 127. 1973.

DARDENNE, M.A. & CAMPOS NETO, M.C. Estromatólitos colunares na Série Minas (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v.5, p. 99-105. 1975.

DE PHILIPPIS, R.; VINCENZINI, M. Exocellular polysaccharides from cyanobacteria and their possible applications. **FEMS Microbiology Reviews**, Amsterdam, v.22, n.3, p.151-175, sep. 1998.

DECHO, A.W., VISSCHER, P.T. & REID, R.P. Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.219, n.1-2, pp.71-86. 2005.

DIAS, M.V.F. & SALAZAR, O., JR. Geologia da Seqüência Antinha -Grupo Açungui, Pr. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3. Curitiba, 1987. **Atas...** Curitiba, SBG. p. 263-279. 1987.

DONALDSON, J.A. Paleoecology of *Conophyton* and associated stromatolites in the Precambrian Dismal Lakes and Rae Groups, Canada. In: Walter, M.R., ed., **Stromatolites**, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, p. 523-534. 1976.

FAIRCHILD, T.R. *Conophyton* and other columnar stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group near Itapeva, SP, Brazil. **I Simpósio Regional de Geologia**, São Paulo, SP, Atas, p. 179-198. 1977.

FAIRCHILD, T.R. New stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group, eastern Paraná, Brazil, and their potential stratigraphic use. **Boletim IG**, Instituto de Geociências, USP, v. 13, p. 43-50. 1982.

FAIRCHILD, T.R.; COIMBRA, A.M.; BOGGIANI, P.C. Ocorrência de estromatólitos silicificados na Formação Irati (Permiano) na borda setentrional da Bacia do Paraná (MT, GO). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 57, p. 117. 1985.

FAIRCHILD, T.R.; SCHOPF, J.W.; SHEN-MILLER, J.; GUIMARÃES, E.M.; EDWARDS, M.D.; LAGSTEIN, A.; LI, X.; PABST, M.; MELO-FILHO, L. S. Recent discoveries of Proterozoic microfossils in southcentral Brazil. **Precambrian Research**, v. 80, p. 125-152. 1996.

FASSBINDER, E. **A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense**. Tese de Doutorado em Geologia, Instituto de Geociências/USP, 207 p. 1996.

FAY, P. **The Blue Greens**. London: Edward Arnold. 88p. 1983.

FIORI, A. P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba**. São Paulo. Tese de livre docência - Instituto de Geologia/Universidade de São Paulo, 216 p. 1990.

FIORI A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui- PR. **Boletim IG-USP**, 23: 55-74. Série científica. 1994.

FIORI, A. P., GASPAR, L. A. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, Sul do Brasil. **Série Científica** in: Boletim Instituto de Geologia/Universidade de São Paulo, São Paulo, n. 24, p. 1-19, 1993.

GIOVANNONI, S. J.; TURNER, S.; OLSEN, G. J.; BARNS, S.; LANE, D. J. & PACE, N. R.J. Evolutionary relationships among Cyanobacteria and green chloroplasts. **Bacteriol.** 170, p. 3584-3592. 1988.

GOLUBIC, S. Organisms that build stromatolites. In: Walter, M.R., ed., **stromatolites**, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, p. 113-126. 1976a.

GOLUBIC, S. Taxonomy of extant stromatolite-building cyanophytes. In: Walter, M.R., ed., **Stromatolites**, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, p. 127-140. 1976b.

GREY, K. Handbook for the study of stromatolites and associated structures. In: Kennard, J.M. & Burne, R.V., eds., **Stromatolite Newsletter**, v. 14, p. 82-171. 1989.

GROTZINGER, J.P. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: Emergence of the modern platform archetype. In: Crevelo, P.D.; Wilson, J.L.; Sarg, J.F.; Read, J.F., eds., *Controls on carbonate platforms and basin development*, Special Publication of Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 44, p. 79-106. 1989.

GROTZINGER, J.P. & ROTHMAN, D.H. An abiotic model for stromatolites morphogenesis. **Nature**, v.383, pp. 423-425. 1996.

GUERRERO, R. Crucial crises in biology: life in the deep biosphere. *International Microbiology*, v.1, pp. 285-294. 1998.

GUIMARÃES, S. B. **O Calcário como Minério na Formação Capiru do Grupo Açungui: Modelo Analítico para a Região Metropolitana de Curitiba.** Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 151p. 2005.

GUIMARÃES, S. B.; REIS NETO, J. M. ; SIQUEIRA, R. B. . Caracterização dos estromatólitos da Formação Capiru (Proterozóico) nas regiões de Morro Azul e Morro Grande, leste do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 51, p. 77-88, 2002.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A. M. The Ribeira folded belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 257-266. 1975.

HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. O “Granito Três Córregos” revisado e o Maciço Catas Altas. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, **Anais**, v. 7, p. 3023-3031. 1984.

HELM, R. F.; HUANG, Z; EDWARDS, P; LEESON, H; PEERY, W; POTTS, M. Structural Characterization of the Released Polysaccharide of Desiccation-

Tolerance *Nostoc commune* DRH-1. **Journal of Bacteriology**, Washington, v.182, p.974-982, 2000.

HOFMANN, H.J. Attributes of stromatolites. **Geological Survey Canadian Paper**. 69-39, 58 p. 1969.

HOFMANN, H.J. Stromatolites: characteristics and utility. **Earth Science Reviews**, v. 9, p. 339.1973.

HOFMANN, H.J. Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. *In*: WALTER, M. R. (ed.) **Developments in sedimentology**. Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 261-271. 1976.

HOFMANN, H.J. Archean stromatolites as microbial archives, in **Microbial Sediments**, ed. by R.E. Riding, S.M. Awramik. Springer, Berlin, pp. 315–327, 2000

HOFMANN, H.J.; GREY, K.; HICKMAN, A.H.; THORPE, R.I. Origin of 3,45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, western Australia. **Geological Society of America Bulletin**, v. 111, n. 8, pp. 1256-1262. 1999.

JENSEN, T. E. *In*: T. Berner (ed). *Ultrastructure of microalgae*. London, CRC, p. 7-51. 1993.

JUSHACKS, L. **Fácies, estruturas biogênicas e modelos deposicionais dos Metadolomitos da Formação Capiru – Grupo Açungui, Neoproterozoico do Paraná**. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 100p. 2006.

KNAUTH, L.D. Temperature and salinity history of the precambrian ocean: implications for the course of microbial evolution. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 219(1-2):53-69. 2005

KNOLL, A. H. & BARGHOORN, E. S. Archean microfossils showing cell division from the Swaziland System of South Africa. **Science**. 198, p. 396-398. 1977.

KONHAUSER, K.O.; PHOENIX, V.R.; PAERL, H.W.; STEPPE, T.F. e REID, R.P. Bacterially mediated precipitation in marine stromatolites. **Environmental Microbiology**, 3:123-130. 2001.

KOROLYUK, I.K. Stromatolites of the Late Precambrian. *In*: B. Keller (ed.), *Stratigrafiya SSSR*. 1a ed. Moscou, **Akademii Nauk SSSR**, 716p. 1963.

KRYLOV, I.N. Approaches to the classification of stromatolites. *In*: Walter, M.R., ed., **Stromatolites**, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, p. 31-43. 1976.

LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. Classification and environmental significance of algal stromatolites. **Journal of Geology**, 72 (1): 68-83. 1964.

MARCHESE, H.G. Estromatolitos 'Gymnosolenidos' en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 4, p. 257-271. 1974.

MARINI, O.J. & BIGARELLA, J.J. Rochas calcárias do Grupo Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 23-25, p. 105-150. 1967.

MARINI, O.J. & BÓRIO, N.J. Estromatólitos em dolomitos do Grupo Açungui. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 43, n.1, p. 161-175. 1971.

MASLOV, V.P. Principles of nomenclature and systematic of stromatolites. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR (Série Geológica)*, 4: 105-112. 1953.

MELO-FILHO, L.S. Estromatólitos do Grupo Paranoá na região entre São Gabriel e Mato Seco/Mimoso (Goiás). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências/UnB, 77 p. 1996.

MOERI, E. 1972. On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambui Group of central Brazil. **Eclogae Geologicae Helvetica**, v. 65, n. 1, p. 185-195.

MONTEIRO, M.C. & FARIA, R.T. Planície de maré no poço 9-MO-13-RN, Formação Jandaíra um exemplo do passado. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, PA, **Anais**, v. 2, p. 809-823. 1988.

NOGUEIRA, G.M.S. & DARDENNE, M.A. 1992. Caracterização dos dolomitos biohermais estromatolíticos da região de Lagamar, MG. XVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, SP, **Anais**, p. 70-71.

OLSON, J. M. & PIERSON, B. K. Evolution of reaction centers in photosynthetic prokaryotes. **International. Rev. Cytology**. 108, p. 209-248. 1987.

PAERL, H.W.; STEPPE, T.F.; REID, R.P. Bacterially mediated precipitation in marine stromatolites. **Environmental Microbiology**, v.3, pp.123-130. 2001.

PETRI, S. & SUGUIO, K. **Sobre os metassedimentos do extremo Sul do Estado de São Paulo**. São Paulo, Convênio USP/DAEE. 98 p. (Publicação especial). 1969.

PREISS, W. V. The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian Stromatolites, Part I. South Aust. **R. Soc. Trans.** 96, 67–100.1972.

RAABEN, M.E. Columnar stromatolites and Late Precambrian stratigraphy. **American Journal of Science**, v. 267, p. 1-18. 1969.

READING, H.G. **Sedimentary environments and Facies**. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 557p. 1978.

REIS NETO, J.M. DOS. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP, 253 p. 1994.

RIDING, R. The term stromatolite: towards an essential definition. **Lethaia**. v.32, 321-330.1999.

RIDING, R. Biofilm architecture of Phanerozoic cryptic carbonate marine veneers. **Geology**, v.30, n.1, pp.31-34. 2002.

ROHN, R. & FAIRCHILD, T.R. Estromatólitos permianos em calcário coquinóide do Grupo Passa Dois, nordeste do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 58, n. 3, p. 433-444. 1986.

SALLUN FILHO, W. **Análise dos estromatólitos do Grupo Itaiacoca (Proterozóico), ao sul de Itapeva, SP**. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 176p. 1999.

SALLUN FILHO, W.; FAIRCHILD, T. R. Os estromatólitos do Grupo Itaiacoca ao sul de Itapeva, São Paulo. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Porto Alegre, 7 (3):359-370. 2004.

SALLUN FILHO, W; FAIRCHILD, T. R.; ALMEIDA, F.F.M.; FRANÇA, D.R. Estromatólitos de Nova Campina e Itapeva, SP – Primeiros estromatólitos descritos na América do Sul. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S; Berbert-Bom, M; Sallun Filho, W.; Queiroz, E.T.; (Edit.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Publicado na Internet em 11/03/2010 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sítio049.pdf>. 2010.

SALLUN FILHO, W.; FAIRCHILD, T.R.; BOGGIANI, P.C. Fósseis do Grupo Corumbá (Neoproterozóico), na Fazenda Ressaca, Serra da Bodoquena, Bonito (MS). **XV Congresso Brasileiro de Paleontologia**, São Pedro, SP, Resumos, p. 174. 1997.

SANTOS, A. Z. **Reinterpretação dos estromatólitos do Grupo Itaiacoca entre Abapã - PR e Bom Sucesso - SP e seu significado paleoambiental e estratigráfico**. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Monografia, 34 p. 2008.

SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. AND MOORE, C. H., eds., Carbonate Depositional Environments: Tulsa, OK, **American Association of Petroleum Geologists Memoir 33**, 708 p. 1983.

SCHOPF, J.W. Patterns of Proterozoic microfossil diversity: An initial, tentative analysis. In: Schopf, J.W. & Klein, C., ed., **The Proterozoic Biosphere – A multidisciplinary study**, Cambridge University Press, p. 529-552. 1992.

SCHOPF, J. W. Microfossils of the early Archean Apex Chert – new evidence of the antiquity of life. **Science**. 260. p. 640-646. 1993.

SCHOPF, J. W. Ritmo e modo da evolução microbiana pré-cambriana. **Estudos Avançados**, São Paulo, v. 9, n. 23, Apr. 1995.

SCHOPF, J.W., KUDRYAVTSEV, A.B., CZAJA, A.D.; TRIPATHI, B. Evidence of Archean life: stromatolites and microfossils. **Precambrian Research**, v.158, pp. 141-155. 2007a.

SCHOPF, J.W., WALTER, M.R.; CAO, R-J. **Earliest evidence of of life. Precambrian Research**, v.158, pp. 139-140. 2007b.

SCHOPF, J. W. & PACKER, B. M. Early Archean (3.3 billion to 3.5 billion-year-old) microfossils from Warrawoona Group, Australia. **Science**, v. 237, pp. 70-73. 1987.

SERGEEV, V.N., GERASIMENKO, L.M.; ZAVARZIN, G.A. The Proterozoic History and Present State of Cyanobacteria. **Microbiology**, 71(6):623-637. 2002.

SILVA E SILVA, L.H. **Contribuição ao conhecimento da composição microbiana e química das estruturas estromatolíticas da Lagoa Salgada, Quaternário do Rio de Janeiro, Brasil**. Tese de Doutorado em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 176p. 2002.

SILVA E SILVA, L.H., SENRA, M.C.E., CARVALHAL, S.B.V., ALVES, S.A.P.M.N., DAMAZIO, C.M., SHIMIZU, V.T.A., SANTOS, R.C.; IESPA, A.A.C. Composição paleobiológica e tipos morfológicos das construções estromatolíticas da Lagoa Vermelha (Rio de Janeiro) Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v.7, n.2, pp. 193-198. 2004a.

SILVA E SILVA, L.H., SENRA, M.C.E., FARUOLO, T.C.L.M., CARVALHAL, S.B.V., ALVES, S.A.P.M.N., DAMAZIO, C.M., SHIMIZU, V.T.A., SANTOS, R.C.; IESPA, A.A.C. Estruturas microbianas recentes da Lagoa Pernambuco, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v.7, n.2, pp. 189-192. 2004b.

SILVA e SILVA, L. H; DAMAZIO, C.M.; IESPA, A.A.C. Identificação de cianobactérias em sedimentos da lagoa Pitanguinha, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v.28, n.1, pp.92-100. 2005a.

SILVA E SILVA, L.H.; DAMAZIO, C.M.; IESPA, A.A.C. Registro de biolaminóides poligonais na lagoa de Araruama, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Revista de Geologia*, v.18, n.2, pp.153-158. 2005b.

SILVA E SILVA, L.H.; DELFINO, D.O.; LOPES, F.A.S.; IESPA, A.A.C.; DAMAZIO, C.M. Esteiras microbianas poligonais do Brejo do Espinho, RJ. *Revista de Geologia* - Fortaleza, v.19, n.2, pp. 155-161. 2006.

SOARES P.C.; FIORI A.P.; CARVALHO S.G. Tectônica Colisional Obliqua entre o Bloco Paraná e a Margem Sul do Cráton São Francisco, no Maciço de Guaxupé. Salvador. In: **Congresso Brasileiro Geologia, Anais...** Salvador 36, v. 5, p. 2723-2734. 1990.

SOUZA, P.C. & MÜLLER, G. Primeiras estruturas algais comprovadas na Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero. *Revista da Escola de Minas*, v. 37, n. 2, p. 13-21. 1984.

SRIVASTAVA, N. K. Algumas observações sobre os estromatólitos dos Grupos Una (Bahia) e Vaza Barris (Sergipe), nordeste do Brasil. *Ciências da Terra*, n. 3, p. 7-11. 1982.

SRIVASTAVA N.K. Estromatólitos. In: I. S. Carvalho (ed). **Paleontologia**. Interciência, Rio de Janeiro, 119-136. 2000.

SRIVASTAVA, N.K. & ALMEIDA, L.B. Lagoa Salgada (Rio de Janeiro): Recent stromatolites. **XXXI International Geological Congress**, 12-14. 2000.

SRIVASTAVA, N.K. & ROCHA, A. J. D. Fazenda Cristal (Bahia) - Estromatólitos mesoproterozóicos. In: Schobbenhaus,C.;Campos,D.A.; Queiroz,E.T.; Winge,M.; Berbert-Born,M. (Edit.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. 1999.

STORRIE-LOMBARDI, M.C.; CORSETTI, F.A.; GRIGOLINI P.; IGNACCOLO,M.; ALLEGRINI, P.; GALATOLO, S. e TINETTI, G. Complexity analysis to explore the structure of ancient stromatolites. **Chaos, Solitons and Fractals**, v.20, pp.139-144. 2004.

SUGUIO, K. & MELO E SOUZA, S.H. Restos de mesossaurídeos na Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 57, n. 3, p. 339-347. 1985.

THRAILKILL, J.. Speleothems. In: Walter, M.R., ed., **Stromatolites**, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, p. 73-86. 1976

THOMPSON, J.B. & FERRIS, G.F. Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite and magnesite from natural alkaline lake waters. **Geology**, v.18, pp.995-998. 1990.

TREIN, E.; REIS NETO, J.M. DOS; BIONDI, J.C.; MONASTIER, M.S. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma sequência metavulcano-sedimentar em Abapã (PR). **V Simpósio Regional de Geologia**, SP, Atas, v. 1, p. 169-185. 1985.

TROMPETTE, R. Upper Proterozoic (1800-570 Ma) stratigraphy: A survey of lithostratigraphic, paleontological, radiochronological and magnetic correlations. **Precambrian Research**, v 18,p. 27-52. 1982.

TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. **Carbonate Sedimentology**. London (Blackwell Scientific Publications). 482 pp. 1992.

URMENETA, J. & NAVARRETE A. Mineralogical composition and biomass studies of the microbial mats sediments from the Ebro Delta, Spain, *International Microbiology*, v. 3, pp.97-101. 2000.

WALKER, R. G. & JAMES, N.P. **Facies Models; response to sea level change**. Geological Association of Canadá. Ontario. 453 p. 1992.

WALTER, M.R. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. Palaeontological Association of London, **Special Papers in Palaeontology**, n. 11, 190 p. 1972.

WALTER, M.R. **Stromatolites**. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 790 p. 1976.

WALTER, M.R. Interpreting stromatolites. **American Scientist**, v. 65, p. 563-571. 1977.

WALTER, M.R. Stromatolites: the main geological source of information on the evolution of the early benthos. In: Bengtson, S., ed., **Early life on earth**. Nobel Symposium n. 84, Columbia University Press, New York, p. 270-286. 1994.

WALTER, M.R.; GROTZINGER, J.P.; SCHOPF, J.W. Proterozoic stromatolites. In: Schopf, J.W. & Klein, C. **The Proterozoic Biosphere – A multidisciplinary study**, Cambridge University Press, p. 253-260. 1992.

ZAINE, M.F. **Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP, 218 p. 1991.

ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. Considerações paleoambientais sobre a Formação Araras, Faixa Paraguai, Estado de Mato Grosso. **37° Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, SP, v. 2, p. 474-475. 1992.

ZAVARZIN, G. A. Diversity of cyanobacterial mats. **Fossil and Recent Biofilms – A natural History of life on Earth**, p.141-150. 2003.