

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**22/24 – Petrografia e Geoquímica das Capas Carbonáticas da Formação Puga  
na Faixa Paraguai Meridional**

**IVAN PANTALEONI CAMPOS MENEZES**

Monografia

Trabalho de Formatura (0440500)

Orientador: Paulo César Boggiani

Coorientador: Guilherme Raffaeli Romero

São Paulo

2022

## AGRADECIMENTOS

Ao longo de minha formação acadêmica posso dizer haver sido contemplado pela imensidão de valores que a Universidade de São Paulo representa, onde vivenciei, sem dúvida, os melhores momentos de minha vida. Tais momentos foram eternizados graças às inúmeras pessoas que cruzaram minha jornada acadêmica no campus, e a outras mais, fora dele, que proporcionaram toda a condição do mundo para que esse sonho, materializado no presente trabalho, fosse alcançado.

Posso dizer que comecei a compreender a amplitude do Brasil e da ciência em si, acomodado no banco de trás de um Ford Escort 98, tendo por companhia meu irmão mais velho, Lucas e meus pais, Rosana e Milton (Bituim). Embalados ao som de Zé Ramalho, Caetano, Gil e Alceu desbravávamos o território nacional a admirar as maravilhas da geologia (que eu ainda não sabia o que era - pouco mudou) e da natureza como um todo. Também fui apresentado à pluralidade de nosso povo e às suas particularidades linguísticas, tais como mandioca poder se chamar aipim, por exemplo. Nesse curriculum infanto-juvenil incluo a habilidade de identificar no horizonte distante a silhueta de uma araucária sem qualquer margem para erro (Olha a araucária, Bam!).

Eis que em uma dessas viagens conheci Ouro Preto. Em um museu situado em seu centro fui apresentado a uma Piritá, um sulfeto de Ferro que talvez tenha feito florescer meu interesse pelas rochas que compunham as paisagens circundantes e que me levaram, no futuro, ao Instituto de Geociências.

Gostaria de agradecer à Neidoca, Mariazinha, Eliane e Érica (Essas duas últimas já do holoceno) pelos momentos sempre repletos de alegria e companheirismo.

Também gostaria de agradecer aos amigos da EBP, Robs, Marcel, Danilo, Sal, Tati, Lucas, João e Gabriel os quais são a evidência da teoria do Biólogo evolucionista Robin Dunbar, que estudou a importância da fofoca como maneira de estreitar os laços sociais em grandes grupos.

Na USP, tive contato com o universo da Arqueologia e da Antropologia, creio, pois, ser o momento adequado para agradecer aos professores Walter Neves, Rui Murrieta, André Strauss e ao pesquisador Rodrigo Elias de Oliveira, por terem possibilitado minha participação nas missões em Lagoa Santa, Minas Gerais, bem como no Piauí, na lendária Pedra Furada, este último, ao lado do professor Éric Boeda.

A Graduação me presenteou com grandes amigos, aos quais devo os mais sinceros agradecimentos, são eles: Tênia, Piriguete, Bryt, Siphylis, Cú de mel (campeões do basquete geológico), Lelek, Bandida, Bug, Arregão, Pai Fábio, Beto, Cana brava, Moranguete, Dimas, Baby dark, Thiago, Toalhinha, Xampola, Laíze, Syd e Pitu. Em especial, gostaria de agradecer aos meus dois amigos do peito, os quais tive a felicidade de acompanhar ao longo de toda a graduação, são eles Erílio (Gorffo) e Gabriel (Belo).

Devo agradecimentos, sobretudo, aos meus dois orientadores, Paulo Boggiani e Guilherme Romero, que, além da amizade, não mediram esforços para que este trabalho fosse concretizado. Agradeço também ao Professor Francisco Willian da Cruz Junior (Chico Bill) e a pesquisadora Verónica Ramirez Ruiz por me auxiliarem na obtenção dos dados de isótopos de C e O, e ao colega Vinicius Cardoso Lucas (Potranka) pelo auxílio com figuras e revisão nesta etapa final do trabalho.

A USP também proporcionou que eu encontrasse Gabriela, minha grande companheira de novas aventuras, a pessoa que tem rodinhas nos pés e sede de desbravar esse mundão (só não temos o dinheiro). À ela, não só dedico este trabalho, como toda a rabugice do mundo.

## RESUMO

As capas carbonáticas são depósitos interpretados como pós-glaciais, no contexto da hipótese Snowball e suas variantes, constituindo sucessão chave para o entendimento tanto das glaciações globais quanto dos processos pós-glaciais. No contexto da Faixa Paraguai, existem dois registros marcantes de capa carbonática: um em Mirassol d'Oeste, ao norte, onde a capa tem sido melhor caracterizada nas últimas décadas e todas as características que marcam esse registro sedimentar global e geoquímico foram documentadas; outro no Morro do Puga, estudado no presente trabalho. As capas carbonáticas do Morro do Puga associam-se à seção do Forte de Coimbra, Morraria do Sul e Fazenda Santa Terezinha. Apenas o Morro do Puga e a Fazenda Santa Terezinha posicionam-se sobre os diamictitos da Formação Puga. Os valores de isótopos de C e O da seção Morro do Puga são mais homogêneos e por volta de  $-5\text{‰}$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ), enquanto os das demais são mais variáveis, porém ainda negativos. Os valores de razões de Sr, da seção do Morro do Puga são variáveis e o valor médio é de 0,7085, semelhante aos das demais capas carbonáticas pós-marinoanas, já o da seção do Forte de Coimbra é de 0,71579, superior aos valores encontrados nas demais capas do mundo. A partir do estudo realizado, pode-se caracterizar as seções estudadas ao contexto pós-glacial pós marinoano, com destaque para a presença de estruturas *tubestones* (Morraria do Sul e Forte de Coimbra), provavelmente originada pelo crescimento ascendente de estruturas microbianas, atestada pelas análises petrográficas, com preservação de estruturas grumosas, e a possível micritização de cianobactérias coccoideais e filamentosas.

Palavras-chave: Capa carbonática, Faixa Paraguai, Formação Puga, Neoproterozoico, sedimentação carbonática.

## ABSTRACT

The cap carbonate are deposits interpreted as post-glacial, in the context of the Snowball hypothesis and its variants, constituting a key sequence for understanding both global glaciations and post-glacial processes. In the context of the Paraguay Fold Belt, there are two outstanding cap carbonate records: one in Mirassol do Oeste, to the north, where the cap was well investigated and all the characteristics that mark this global sedimentary and geochemical record were documented; another in Morro do Puga, studied in the present work. The cap carbonate of Morro do Puga are associated with the section of Forte de Coimbra, Morraria do Sul and Fazenda Santa Terezinha. Only Morro do Puga and Fazenda Santa Terezinha overlain the Puga Formation diamictites. The C and O isotope values of the Morro do Puga section are more homogeneous and around -5‰ ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ), while those of the others are more variable, but still negative. The values of Sr ratios in the Morro do Puga section are variable and the average value is 0.7085, similar to those of the other post-Marinoan cap carbonate, while the one of Forte de Coimbra section is 0.71579, higher than the values found in the other cap carbonates succession around the world, the studied sections can be contextualized to the post-Marinoan post-glacial context, with emphasis on the presence of tubestone structures (Morraria do Sul and Forte de Coimbra), probably originated by the upward growth of microbial structures, attested by the petrographic analyses, with preservation of lumpy structures, and the possible micritization of coccoidal and filamentous cyanobacteria.

Key words: Cap carbonate, Paraguay fold belt, Puga Formation, Neoproterozoic, Carbonate sedimentation.

# SUMÁRIO

|      |                                                                                               |    |
|------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1.   | INTRODUÇÃO .....                                                                              | 1  |
| 2.   | OBJETIVOS .....                                                                               | 1  |
| 3.   | FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....                                                                   | 2  |
| 3.1. | Gênese das capas carbonáticas .....                                                           | 2  |
| 3.2. | Contexto geológico das capas carbonáticas da Faixa Paraguai .....                             | 4  |
| 3.3. | Evolução dos conhecimentos sobre capas carbonáticas .....                                     | 5  |
| 3.4. | Capas Carbonáticas .....                                                                      | 6  |
| 3.5. | Capas carbonáticas da Faixa Paraguai.....                                                     | 8  |
| 3.6. | Estruturas do tipo tepee e estruturas tubestones. ....                                        | 9  |
| 3.7. | Razões de Sr, C e O das capas carbonáticas e sua importância na subdivisão do Ediacarano..... | 10 |
| 4.   | MATERIAIS E MÉTODOS .....                                                                     | 12 |
| 4.1. | Classificação de rochas carbonáticas .....                                                    | 12 |
| 4.2. | Petrografia de rochas carbonáticas.....                                                       | 13 |
| 4.3. | Análise isotópica de carbonatos.....                                                          | 14 |
| 5.   | RESULTADOS .....                                                                              | 15 |
| 5.1. | Caracterização Geológica das seções estudadas.....                                            | 15 |
| 5.2. | Seção do Morro do Puga .....                                                                  | 16 |
| 5.3. | Caracterização petrográfica – Morro do Puga.....                                              | 17 |
| 5.4. | Seção do Forte de Coimbra .....                                                               | 22 |
| 5.5. | Caracterização petrográfica – Forte de Coimbra.....                                           | 25 |
| 5.6. | Estromatólitos de Morraria do Sul .....                                                       | 27 |
| 5.7. | Caracterização petrográfica – Morraria do Sul .....                                           | 27 |
| 5.8. | Anticlinal da Fazenda Santa Terezinha.....                                                    | 28 |
| 5.9. | Razões de Sr, C e O das capas carbonáticas da Formação Puga.....                              | 28 |
| 6.   | CONCLUSÕES .....                                                                              | 33 |
| 7.   | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....                                                               | 35 |

## 1. INTRODUÇÃO

As capas carbonáticas, tais como são conhecidos os depósitos dolomíticos e calcários sobrepostos a sucessões glaciais Neoproterozoicas, tiveram grande interesse de investigação nas últimas décadas, em especial após a propagação da Hipótese *Snowball Earth* por Hoffman et al. (1998), formulada inicialmente por Kirschvink (1992).

Os estudos iniciais sobre as capas carbonáticas tiveram como foco o entendimento dos fenômenos associados às glaciações globais e suas origens. Através deles foi demonstrada a importância desses depósitos para a subdivisão do Neoproterozoico, em um intervalo de tempo carente de registros bioestratigráficos. Sua relevância atingiu uma marcante característica litológica e de distribuição global, a ponto de ser utilizada como base para definir o início do Ediacarano, um novo período geológico classificado pela IUGS e que subsiste após um intervalo de 80 anos sem novas definições (Knoll et al., 2004).

Estudos mais recentes ressaltam a relevância estratigráfica das capas carbonáticas para a subdivisão do Ediacarano, avaliando as variações isotópicas da capa (Xiao et al. 2016), com a análise dos resultados de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  (Narbonne et al., 2012) e de estrôncio (Sawaki et al., 2010).

O tema tratado aqui é o das capas carbonáticas e a importância desses depósitos no entendimento da evolução neoproterozoica, com estudo mais detalhado da capa carbonática associada à Formação Puga, na porção meridional da Faixa Paraguai, dando ênfase na investigação das variações dos dados isotópicos, face a importância destas questões cronoestratigráficas, ainda pouco estudadas.

## 2. OBJETIVOS

O objetivo do presente Trabalho de Formatura foi o de estudar as capas carbonáticas no contexto da evolução neoproterozoica. Especificamente, foram estudadas amostras das seções presentes na Faixa Paraguai Meridional: Seção do Morro do Puga e Forte de Coimbra, com obtenção de novos dados de isótopos de C e O para essa segunda e dos afloramentos de Morraria do sul e Fazenda Santa Terezinha.

O objetivo específico foi o de revisar os dados geoquímicos disponíveis e interpretá-los sob a perspectiva das análises petrográficas realizadas, a fim de melhor serem estabelecidas as interpretações paleoambientais e geoquímicas.

Ressalta-se que a análise petrográfica foi realizada com três objetivos básicos: buscar evidências petrográficas que auxiliem no entendimento da gênese das capas carbonáticas; as possíveis alterações digenéticas; e avaliar as taxas de contribuição detrítica (aporte terrígeno).

### 3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1. Gênese das capas carbonáticas

A origem acerca das capas carbonáticas é um tema bastante discutido, há diversas teorias que abordam este assunto e aqui serão explicitadas quatro hipóteses distintas, são elas:

- Perturbação de oceano anóxico profundo (Grotzinger e Knoll, 1995; Knoll et al., 1996; Hoffman et al., 1998; James et al., 2001);
- Intemperismo químico acelerado por condições de efeito estufa na hipótese *Snowball Earth* (Kirshvink, 1992; Hoffman et al., 1998; Hoffman e Schrag, 2002);
- Aumento da alcalinidade devido à desestabilização de clatratos de metano em plataformas (Kennedy et al., 2001a; Jiang et al., 2003);
- Precipitação devido à atividade microbiana durante o crescimento de algas em um *plumeworld* de baixa salinidade ou a reativação da circulação oceânica gerando a desgaseificação do  $\text{CO}_2$  na atmosfera, desencadeando precipitação localizada de  $\text{CaCO}_3$  abiótico (Shields, 2005).

A primeira hipótese para origem das capas carbonáticas foi formulada por Grotzinger e Knoll (1995), a qual sugeriu um ambiente anóxico em águas profundas, devido à estagnação sin-glacial. Com o degelo, ocorreu a desgaseificação do gás carbônico ( $\text{CO}_2$ ), gerando alcalinidade nas recém-formadas plataformas e bacias submersas, favorecendo a precipitação de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) no fundo oceânico.

Posteriormente foi proposto um cenário alternativo (Knoll et al., 1996), que sugeriu que os oceanos estavam estagnados antes da glaciação, abaixo de uma redoxclina, ou seja, as águas de fundo e os sedimentos apresentavam um caráter redutor, enquanto a superfície era oxidante.

Paralelo a isso, o início da glaciação nos polos desencadeou o fenômeno da ressurgência, fazendo com que as águas subsuperficiais integrassem a superfície, esse movimento convectivo acabou por facilitar a liberação de gás carbônico, auxiliando no processo de deglaciação. No entanto, deve-se destacar que essa hipótese apresenta alguns problemas, um deles é a relação de causa e efeito entre a ressurgência e a precipitação das capas carbonáticas, implicando na possibilidade de coexistência com fácies glaciomarinhas, algo nunca documentado.

A segunda teoria é decorrente da hipótese *Snowball Earth* ("Terra Bola de Neve"), na qual a terra teria sido congelada quase que completamente durante o Neoproterozóico (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998). Essa hipótese sugere que a deglaciação foi promovida pela atmosfera saturada por gás carbônico, que foi responsável pelo aumento de

temperatura e pela ocorrência de chuva ácida, facilitando o degelo, parte deste CO<sub>2</sub> foi sequestrado pelos processos de intemperismo de carbonatos e, em seguida, de silicatos (Higgins e Schrag, 2003).

Porém, os níveis elevados de pCO<sub>2</sub> durante a deglaciação do *Snowball Earth*, teriam gerado condições desfavoráveis à deposição dos carbonatos, uma vez que a alcalinidade necessária deveria ser muito elevada (Hoffman e Schrag, 2002; Morse et al., 1997).

A terceira hipótese, considera que algumas das estruturas observáveis nas capas carbonáticas são similares a estruturas presentes em carbonatos associados a ambientes metalogênicos modernos. O degelo geraria a inundação de vastas áreas de *permafrost*, cujos clatratos de metano, ao serem desestabilizados, forneceriam a alcalinidade necessária para a deposição de carbonatos, através da oxidação anaeróbia do metano a partir da redução por sulfato (Kennedy et al., 2001a).

A quarta hipótese, proposta por Shields (2005), apresenta três critérios importantes para a formulação de um modelo deposicional das capas carbonáticas, são eles:

- A precipitação de carbonato na superfície da água do mar em escala global durante a deglaciação;
- A precipitação pervasiva da dolomita, com a cimentação e perturbação das camadas após a deposição;
- A precipitação localizada de leques de aragonita diretamente no fundo oceânico.

Shields (2005) conclui que a deposição se deu na forma de CaCO<sub>3</sub>, devido à alta incidência de pirita e de doloesparito, essa precipitação ocorreu em águas pouco alcalinas e com baixa salinidade, então derivada do derretimento de geleiras e da água do mar anteriormente congelada. Esse degelo foi responsável por formar uma lente de água doce sobre os oceanos do globo, na hipótese conhecida como *plumeworld*.

Neste modelo, a deglaciação teria ocorrido abruptamente, sem a ocorrência de intemperismo significativo, assim, a água doce e fria, derivada do derretimento, escoou sobre oceanos densos e frios do Marinoano, gerando uma pluma flutuante, estratificada por densidade, que perdurou por aproximadamente 1500 anos. Neste cenário, a deposição do carbonato de cálcio seria viabilizada, pois, além de sua solubilidade estar reduzida, o baixo volume e a localização tropical favoreceram um rápido aquecimento das águas, aumentando sua saturação por CaCO<sub>3</sub>.

A precipitação de dolomita e a cimentação que ocorreria nos carbonatos está relacionada à baixa velocidade de colonização orgânica e ao aquecimento da Terra, responsável pelo lançamento de oxigênio para a atmosfera. Com isso, a plataforma seria anóxica, com um acúmulo de alcalinidade devido à decomposição anaeróbica da matéria orgânica.

Os precipitados de fundo marinho são descritos por diferentes mecanismos segundo seu tipo, sendo a barita reconhecida como posterior à deposição das capas, devido ao

acúmulo de bário decorrente da dolomitização e anoxia do ambiente profundo, com a precipitação causada pela perturbação do fundo oceânico gerando o contato entre águas ricas em sulfato com os fluidos ricos em bário.

A precipitação de aragonita é explicada através da redução no espaço da plataforma marinha pela redução do nível do mar e baixas temperaturas durante o Marinoano, apresentando um acúmulo anormalmente alto de íons  $\text{Ca}^{2+}$  e/ou alcalinidade.

### 3.2. Contexto geológico das capas carbonáticas da Faixa Paraguai

A área de estudo está inserida no contexto da Faixa Paraguai (Almeida, 1964a), unidade geotectônica Brasiliana-Pan-Africana, com aproximadamente 1.200 Km de extensão, que ocorre na porção central do continente sul-americano, bordeando o Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa (Figura 3.1).

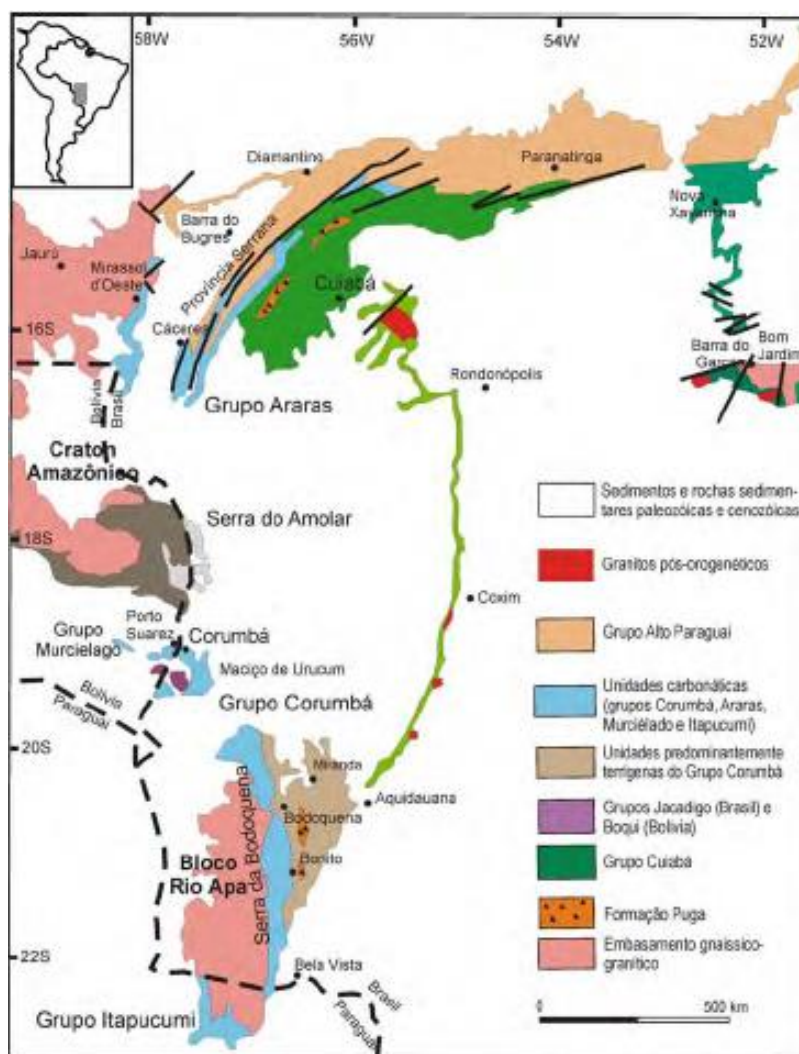


Figura 3.1 - Configuração da Faixa Paraguai (extraído de Bettencourt et al., 2014.)

A Faixa Paraguai é dividida em Faixa Paraguai Setentrional e Meridional (Alvarenga et al. 2009), em função das diferenças estratigráficas entre as duas porções, inclusive das unidades glaciais e pós-glaciais (capas carbonáticas).

O primeiro registro de sedimentação glacial, no contexto da Faixa Paraguai, é o da Formação Puga, descrita no morro homônimo (Maciel 1959), posteriormente estendida para outras exposições na Serra da Bodoquena (Almeida, 1965a).

Posteriormente aos trabalhos pioneiros da Estratigrafia da Faixa Paraguai (Almeida, 1964a) os mapeamentos geológicos sistemáticos implicaram em mudanças. Uma delas foi a de definir os diamictitos da Serra da Bodoquena, originalmente inseridos na Formação Puga, como metaconglomerados do Grupo Cuiabá, interpretado como unidade mais antiga que o Grupo Corumbá em função da ênfase dada na época à Geologia Estrutural, em detrimento da caracterização faciológica sedimentar nas definições estratigráficas, presente nos estudos da década de 1980. Nessa linha, o Grupo Cuiabá era considerado mais antigo, por apresentar três fases de deformação, enquanto o Grupo Corumbá seria mais novo por apresentar duas fases.

As relações estratigráficas da Faixa Paraguai ficaram mais bem definidas após a retomada da definição de Almeida (1965a), principalmente para o Grupo Corumbá. Nesta definição, o que foi reinterpretado como metaconglomerado do Grupo Cuiabá, se trata de porções distais dos diamictitos da Formação Puga, mais deformados, o que também passou a ser adotado nos mapas geológicos sistemáticos mais recentes.

No trabalho de Maciel (1959), o autor cita a presença de calcários vermelhos sobre os diamictitos, sem, no entanto, interpretá-los como capa carbonática. Nogueira et al. (2003) interpretou a capa carbonática na Faixa Paraguai Setentrional, sobre diamictitos da Formação Puga, porém as características desta capa, são distintas da capa carbonática do Morro homônimo, o que leva a formular a hipótese de que o que é identificado genericamente como Formação Puga, sejam registros glaciais não contemporâneos, implicando na possível redefinição desta nomenclatura estratigráfica, o que somente será possível através de futuras datações radiométricas.

### **3.3. Evolução dos conhecimentos sobre capas carbonáticas**

A sobreposição de rochas carbonáticas a sedimentos glaciais era algo que intrigava os geólogos que estudavam sucessões pré-cambrianas (Deyoux & Trompette, 1976), visto que associava a maioria dos modelos de sedimentação carbonática a climas quentes, o que levou alguns pesquisadores a reinterpretar esses depósitos glaciais em contexto de tectônica ativa, (Hambrey & Harland, 1985). Posteriormente, (Embleton & Williams, 1986) publicaram dados paleomagnéticos dos varvitos periglaciais da Formação Elatina (Sul da Austrália) que corroboram para comprovar sua ocorrência também em baixas latitudes durante os eventos de glaciação Marinoana (680 Ma).

Esses eventos ligados à glaciação em baixas latitudes foram reforçados através do trabalho de Mikhail Budyko (1969), um dos primeiros cientistas a calcular o efeito albedo (*Albedo feedback*), uma medida de reflectância da superfície terrestre que sugere que o efeito

das capas de gelo em baixas latitudes teve por consequência o resfriamento de boa parte do globo, uma vez que esse gelo teria sido responsável pela reflectância de até 90% da energia solar.

O estudo de Budyko (1969) foi essencial para que trabalhos posteriores postulassem a teoria de uma glaciação global.

Kirschvink (1992) refez as investigações paleomagnéticas da Formação Elatina e, a partir da confirmação das glaciações em baixas paleolatitudes, formulou a hipótese da Terra bola de neve (*Snowball Earth*), a qual ficou adormecida até a publicação do trabalho de Hoffman et al. (1998), quando uma série de outras publicações contrárias e/ou favoráveis àquela hipótese vieram à luz.

Os sedimentos carbonáticos que recobrem os diamictitos e tilitos foram amplamente descritos ao longo da história e nem sempre foram classificados como capas carbonáticas. Geralmente estes sedimentos eram caracterizados por apresentar cores avermelhadas, laminações milimétricas, pseudomorfos de aragonita, presença de barita, estruturas tubulares (*tubestones*) e outras que se assemelham a *tepees* e estromatólitos, além de textura peloidal e marcante ritmicidade (Peryt et al. 1990). Apesar das descrições serem sempre semelhantes, diversos nomes foram atribuídos antes da utilização do termo “capa carbonática”, que passou a ser mais empregado após as associações propostas posteriormente (Hoffman et al., 1998; Hoffman & Schrag., 2002).

Na plataforma sul-americana são retratadas diversas evidências de sedimentação glacial criogeniana no Cráton São Francisco, sul do Cráton amazônico, Cráton Rio de La Plata e Faixa Paraguai (Misi et al., 2007).

A Faixa Paraguai foi amplamente descrita, e nela, além das capas carbonáticas, também foram estudadas as formações ferríferas (Freitas., 2010; Freitas et al., 2011), que podem ser associadas, mas não somente, às coberturas de gelo que permitiram separar o oceano da atmosfera, viabilizando o acúmulo de elementos redutores, tal como  $\text{Fe}^{2+}$  nas águas marinhas. Quando a camada de gelo derreteu, possibilitou a entrada de oxigênio e o contato entre ar e hidrosfera possibilitou a deposição e acumulação de óxido e hidróxido de ferro. Em uma analogia semelhante pode-se justificar o acúmulo das capas carbonáticas, já que após o derretimento do gelo, o  $\text{CO}_2$  reagiu rapidamente com os íons de  $\text{Ca}^{2+}$ , formando carbonatos.

### **3.4. Capas Carbonáticas**

As Capas carbonáticas têm sua deposição associada a dois períodos geológicos, o Stuartiano (em torno de 700 Ma) e o Marinoano (635 Ma) e são definidas como camadas contínuas de calcário  $\text{CaCO}_3$  e/ou dolomito ( $\text{Ca}_{0.55}\text{Mg}_{0.45}\text{CO}_3$ ), por vezes, apresentando contato abrupto com depósitos glaciais Neoproterozoicos, podendo atingir dezenas de metros de espessura (Aitken, 1991; Fairchild, 1993; Kennedy, 1996; James et al., 2001). Essas capas

carbonáticas, são transgressivas e tipicamente se estendem muito além do seu depósito glacial antecessor, cobrindo também rochas pré-glaciais (Aitken, 1991). Elas abrangem desde depósitos de águas profundas (Kennedy, 1996), passando por fácies de plataforma agitada (James et al., 2001), *grainstones* e estromatólitos costeiros, até bacias típicas de supramaré (Deynoux & Trompette, 1976).

Hoffman e Schrag (2002) classificaram as capas carbonáticas como predominantemente dolomíticas, localmente calcíticas, com laminação fina, fenestrais, endurecidas, podendo apresentar estratificações cruzadas *hummocky*, estruturas similares a *tepees*, e eventualmente estromatólitos, *tubestones* e leques de pseudomorfos de aragonita.

Enfatizando o que foi abordado anteriormente, os estudos das capas carbonáticas e suas formações têm tido um papel essencial na compreensão das glaciações do final do Proterozoico e na delimitação do limite inferior do Ediacarano. Kirschvink (1992) propôs o modelo *Snowball Earth*, no qual a Terra, quase completamente congelada, teria deixado evidências globais dessa ocorrência, registradas nas capas carbonáticas. Essas enigmáticas unidades carbonáticas que recorrentemente sucedem unidades glaciogênicas, definem uma das mais pronunciadas excursões de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  no registro geológico, registrando um curto período de anomalia pós-glacial na química dos oceanos (Kennedy, 1996). Um traço característico desses dados é a presença de resultados negativos de isótopos de C, geralmente com valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  ao redor de -5‰ (Kaufman & Knoll, 1995; Kaufman et al., 1997).

No trabalho de Hoffman et al. (1998), a Terra teria passado pelo intervalo climático mais frio da sua história, provavelmente caracterizada pela completa cobertura dos oceanos pelo gelo, isolando-os da atmosfera. Esse congelamento surgiu por uma conjunção de fatores, entre eles as altas taxas de intemperismo, proporcionadas pela concentração intertropical das massas continentais (um supercontinente), que promoveram o sequestro de gás carbônico atmosférico e a redução do efeito estufa. Esse fenômeno teria sido acentuado pelo aumento progressivo da reflectância (albedo) do calor solar, menor nos tempos pré-cambrianos, com o concomitante aumento da calota de gelo.

Por muito tempo as capas dolomíticas foram consideradas paradoxais por sugerirem uma abrupta transformação de condições glaciais para tropicais, observáveis em todos os lugares do planeta (Williams, 1979; Fairchild, 1993). Base para a comprovação da hipótese *Snowball Earth* (Hoffman & Schrag 2002; Kirschvink 1992), a origem dessas capas está intimamente relacionada aos sistemas transgressivos (Van Wagoner et al., 1988) de sequências deposicionais (sequências de capas carbonáticas) associadas com aumentos pós-glaciais do nível do mar (Hoffman & Schrag 2002).

O intemperismo pós-glacial de rochas siliciclásticas e carbonáticas (Hoffman & Schrag 2002), catalisou o processo de diagênese das capas, intensificado também pela dissolução das plataformas carbonáticas expostas pelo rebaixamento do nível do mar durante as

glaciações (Boggiani 2010). No modelo *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998), a diminuição do intemperismo das áreas continentais, devido à cobertura por gelo, teria levado ao aumento dos níveis de CO<sub>2</sub> atmosféricos, causando condições extremas de efeito estufa e, conseqüentemente, rápido degelo e igualmente rápida formação das capas carbonáticas (Hoffman & Schrag, 2002; Boggiani, 2010).

Geocronologicamente, as capas carbonáticas são restritas às sucessões glaciais neoproterozoicas amplamente distribuídas por todos os continentes na sua configuração atual (Evans, 2000) são, porém, inexistentes nos raros registros glaciais paleoproterozoicos, como o da Formação Gowganda (2,3 Ga) do Canadá (Young e Nesbitt, 1999) e nas unidades glaciais fanerozoicas. Os principais eventos de glaciação Neoproterozoica são característicos de duas épocas denominadas com o nome dos seus depósitos correspondentes na Austrália: *Sturtian* e *Marinoan* - sendo a primeira a mais antiga (Young, 1992; Powel *et al.*, 1993; Evans, 2000).

As capas carbonáticas nas unidades glaciogênicas do Marinoano distribuídas pelo mundo, quando comparadas entre si, possuem grande similaridade. Dadas as variações locais esperadas, algumas fácies sedimentares podem ser relacionadas quase que perfeitamente (Kennedy 1996), assim, todas as suas características, leques de aragonita, *grainstones* peloidais, *graded beds* e estromatólitos incomuns estão presentes, mesmo que com leves diferenças.

As capas dolomíticas dessa época, por sua vez, possuem excursão negativa de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ , com variação entre aproximadamente -5 e -1, per mil, diminuindo da base para o topo (Kennedy 1996; James *et al.* 2001). Essas rochas têm como principais características o fato de serem finamente laminadas, podendo ser fenestrais, e em certos locais apresentam estruturas de *hummockys* e estruturas que se assemelham a *tepees* (Hoffman e Schrag 2002; James *et al* 2001).

As capas relativas ao Sturtiano são pretas, ritmicamente laminadas, ricas em matéria orgânica, classificadas como um calcário peloidal (Kennedy 1996). Nessas rochas todos os calcários são calcíticos e pobres em ferro (James *et al.*, 2001).

### **3.5. Capas carbonáticas da Faixa Paraguai**

Dentro do foco da pesquisa, a Formação Puga, interpretada por Maciel (1959) como de origem glacial, apresenta em sua estratigrafia calcários calcíticos laminados com cores que variam do branco ao vermelho que recobrem os diamictitos, sendo que no Morro do Puga, ocorre a camada mais expressiva dessas capas, com cerca de 12 m de espessura e valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  ao redor de -5 ‰ (Boggiani *et al.* 2003) e razão de Sr de 0,7077.

O valor considerado mais significativo para a razão de Sr (0,7077) é coerente com o posicionamento pós-marinoano da capa carbonática do Morro do Puga e semelhante aos

valores ao redor de 0,7080 encontrados na capa carbonática de Mirassol do Oeste (Grupo Araras) por Nogueira *et al.* (2003).

Outras ocorrências de capas carbonáticas sobre diamictitos podem ser observadas, também nos núcleos de anticlinais na Serra da Bodoquena, como nos da Fazenda Santa Terezinha e Anhumas. Na ocorrência da Fazenda Santa Terezinha, dolomitos cinza maciços capeiam dolomitos róseos laminados. Os dolomitos não recobrem diretamente os diamictitos, pois há uma camada de aproximadamente 5 m de folhelhos separando as duas litologias (Boggiani *et al.* 2003).

### **3.6. Estruturas do tipo tepee e estruturas tubestones.**

Durante o desenvolvimento do presente trabalho de formatura, foi observada a ocorrência de estruturas do tipo *tepee* e *tubestones* na seção do Forte de Coimbra.

As estruturas do tipo *tepee* se assemelham a uma letra “V” invertida, elas são formadas devido à expansão e a ruptura da crosta endurecida, fruto do arqueamento e retrabalhamento das camadas, que implicaram na cimentação precoce da lama carbonática.

O contexto paleoambiental de formação desta estrutura nas capas carbonáticas foi amplamente debatido, inicialmente interpretado como supramaré (Kendall & Warren, 1987), sendo associado a um ambiente de águas rasas, sujeitas às exposições subaéreas dos carbonatos, porém não são observadas evidências de exposição subaérea nestas ocorrências. Estudos posteriores (Hoffman & Schrag 2002, Allen & Hoffman 2005) sugerem que as estruturas *tepee*, chamadas de *megaripples* são oriundas de fluxo oscilatório constante em águas profundas causado pelos ventos alísios de alta velocidade, inferindo um contexto paleoambiental distinto do proposto inicialmente.

As estruturas tubulares são outra das feições típicas das capas carbonáticas associadas ao Evento Marionano (635 Ma). Elas são caracterizadas pelo formato cilíndrico e sub-cilíndrico, preenchidos por dolomicritos e doloesparitos, que cortam os dolomitos laminados e podem atingir comprimentos métricos e estão sempre associadas a estromatólitos, como rocha encaixante (Corsetti & Grotzinger, 2005).

Autores como Bosak *et al.*, (2013) e Corsetti & Grotzinger (2005) sugerem que estas estruturas ocorrem apenas em capas carbonáticas da base do Ediacarano, a partir disso, a associação destas estruturas com estromatólitos foi utilizada na Faixa Paraguai como ferramenta cronoestratigráfica (Romero *et al.* 2016) em depósitos da região da Serra da Bodoquena.

A origem dos *tubestones* nas capas carbonáticas é controverso, alguns autores atribuem sua formação às exalações de metano resultante da desestabilização de clatratos, também interpretado como uma das causas da deglaciação (Kennedy *et al.*, 2001a), tal como detalhado no item 3.1. Esta estrutura também está associada ao crescimento estromatolítico (Hoffman *et al.*, 2002; Corsetti & Grotzinger, 2005; Romero *et al.*, 2012; Romero *et al.*, 2016).

### **3.7. Razões de Sr, C e O das capas carbonáticas e sua importância na subdivisão do Ediacarano**

Uma questão relativamente nova no estudo das capas carbonáticas e de grande importância para a subdivisão do Ediacarano, é a variação da razão de Sr das capas Carbononáticas (Xiao *et al.*, 2016).

O Sr ocorre em minerais contendo Ca, sendo evidenciado em plagioclásios, anfibólios, piroxênios, apatita, calcita e dolomita. Ele tende a se concentrar nas porções mantélicas, e seus resultados permitem interpretar a evolução isotópica da água do mar, já que os carbonatos tendem a apresentar a mesma razão isotópica da água na qual foram depositados.

Uma compilação de dados de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do Ediacarano (Figura 3.2) foi apresentada no trabalho de Xiao *et al.*, 2016. Nele a curva de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  é demarcada pela linha acinzentada, a qual tem seu início com valores próximos a 0,7073 até um patamar de valores ao redor 0,7080, seguido de um pico que chega a 0,7090, com posterior queda até 0,7085. Os valores anômalos foram relacionados à alteração diagenética ou às águas de derretimento de geleiras (Liu *et al.*, 2014c), enquanto os valores mais elevados, estão relacionados à mais negativa excursão de  $\delta^{13}\text{C}$  já documentada, a qual ocorre na Formação Shuram em Oman (Xiao *et al.*, 2016).

Os resultados isotópicos das capas carbonáticas podem ser associados às idades deposicionais que, por sua vez, estão relacionadas à curva de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , permitindo obter uma datação indireta e, desta forma, correlacionar com os eventos ocorridos no Neoproterozoico tardio.

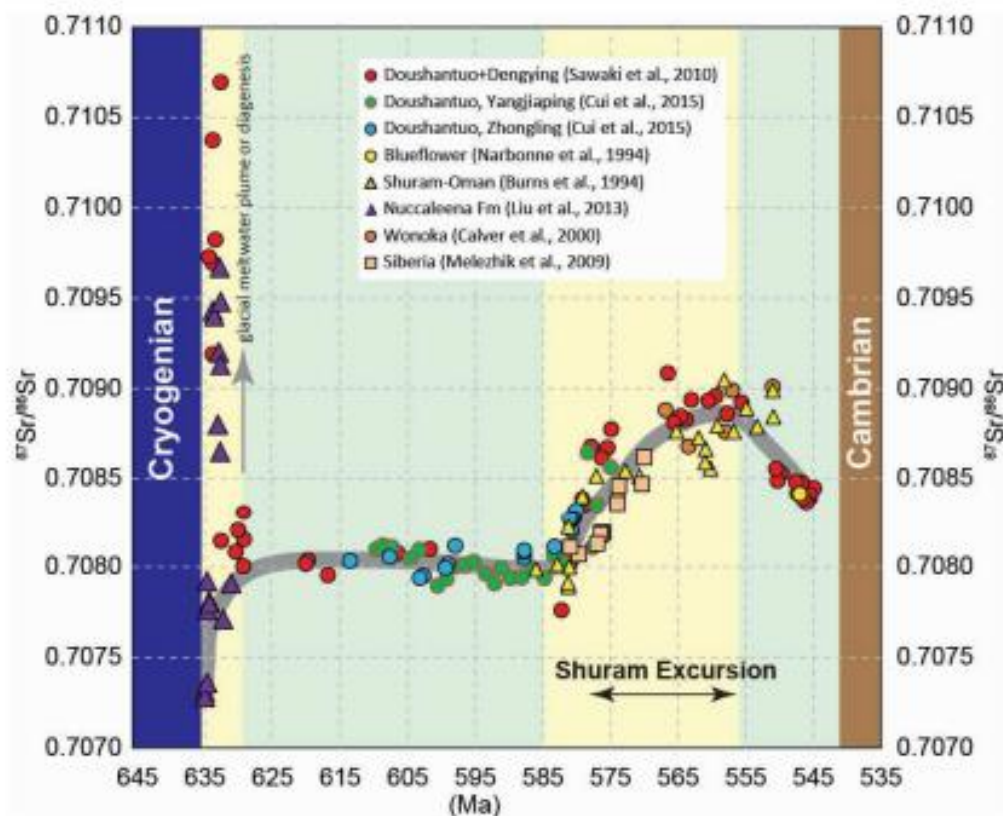


Figura 3.2 – Compilação dos dados referentes à  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Xiao et al., 2016.)

Para a construção dessas curvas globais de variação, diversos trabalhos têm associado os resultados de Sr com os valores isotópicos de carbono e oxigênio (Walter *et al.*, 2000, Halverson *et al.*, 2007), sustentando a importância desses marcadores quimiostratigráficos para o Neoproterozoico.

Ressalta-se que, enquanto os resultados de Sr tendem a apresentar valores crescentes ao longo das unidades carbonáticas, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  apresentam flutuações positivas e negativas, denotando características únicas no registro Neoproterozoico, essas variações significativas de  $\delta^{13}\text{C}$  das assinaturas de Sr, C e O obtidas nos carbonatos refletem as características da água dos oceanos no momento da deposição (Kaufman & Knoll, 1995).

Os resultados de carbono ao redor de -5‰ estariam associados às emanações vulcânicas submarinas, ou seja, ao carbono primordial (Des Marais & Moore, 1984).

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1. Classificação de rochas carbonáticas

Pretende-se aqui fazer uma interpretação paleoambiental, que permita correlacionar a textura e as propriedades dos grãos com as características ambientais. Para isso, os trabalhos de Folk (1962) e Dunham (1962) relativos à classificação de rochas carbonáticas se mostram os mais adequados.

Selecionou-se para o estudo, amostras de quatro afloramentos carbonáticos: a) Morro do Puga, b) Forte de Coimbra, c) Morraria do Sul e d) Fazenda Santa Terezinha, as quais já apresentam alguns resultados de isótopos de Sr, C e O de trabalhos anteriores, requerendo, porém, sistematização dos dados e interpretação, assim como a obtenção de novos valores isotópicos e maior detalhamento da petrografia.

Como supracitado, a caracterização petrográfica das rochas carbonáticas foi realizada com base na classificação proposta por Dunham (1962), que utilizou três critérios para classificação a partir da sua textura deposicional, são eles:

- Diferenciação a partir da presença ou ausência (*grainstone*) de lama carbonática;
- Subdivisão dos carbonáticos lamosos em *mudstones* (<10% de grãos) e *wackstones* (>10% de grãos);
- Presença de componentes originais ligados à deposição (*boundstone*).

A classificação proposta por Dunham (1962) demonstra ser suficiente para a definição das rochas carbonáticas, permitindo inferir a energia do ambiente onde elas se formaram.

A partir da definição de *boundstone* proposta por inicialmente por Dunham, a classificação foi atualizada Embry & Klovan (1971) permitindo abranger as diferentes formas de crescimento orgânico. Para isso os autores criaram os termos *framestone*, *blindstone* e *bafflestone*, para os organismos de recifes, e os termos *rudstone* e *floatstone* para as rochas detríticas associadas aos recifes. A Tabela 4.1 exemplifica a classificação após as adaptações.

Tabela 4.1 - Classificação de rochas carbonáticas (adaptado pelo autor de Embry e Klovan, 1971)

| Calcário alóctone<br>componentes originais não ligados organicamente durante a deposição |            |                                 |                      |                                |                              | Calcário autóctone Componentes originais organicamente ligados durante a deposição |                          |                                             |
|------------------------------------------------------------------------------------------|------------|---------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|---------------------------------------------|
| Menos de 10% dos clastos > 2 mm                                                          |            |                                 |                      | Mais de 10% dos clastos > 2 mm |                              | Boundstone                                                                         |                          |                                             |
| Contém lama carbonática (<0.03 mm)                                                       |            |                                 | Sem lama carbonática | Matriz suportado               | Suportado por clastos > 2 mm | Organismos como barreiras que aprisionam sedimento                                 | Organismos que encrustam | Organismos que constroem estruturas rígidas |
| Estrutura suportada por lama                                                             |            | Estrutura suportada por Clastos |                      |                                |                              |                                                                                    |                          |                                             |
| <10% grãos < 2 mm                                                                        | >10% grãos |                                 |                      |                                |                              |                                                                                    |                          |                                             |
| Mudstone                                                                                 | Wackestone | Packstone                       | Grainstone           | Floatstone                     | Rudstone                     | Bafflestone                                                                        | Blindstone               | Framestone                                  |

Fonte: Embry & Klovan, 1971.

#### 4.2. Petrografia de rochas carbonáticas

A petrografia de rochas carbonáticas apresenta algumas complexidades, dentre as quais, é necessário diferenciar o cimento e a matriz, o primeiro é definido como um precipitado químico que ocorre entre os grãos já depositados, enquanto a definição de matriz é caracterizada como um material de granulometria fina que preenche os interstícios entre os clastos no momento da deposição.

Folk (1962), definiu a matriz de granulometria argila pelo termo micrita, o qual foi constantemente debatido por diversos autores; Friedman & Sanders (1978) associaram o termo à lama carbonática litificada depositada mecanicamente em ambiente de baixa energia, já outros autores (Tucker & Wright, 1990) empregaram o termo micrita com o significado de cimento, diante da não padronização do termo micrita. Para este trabalho, optou-se pela definição descrita inicialmente por Folk (1962).

No ambiente deposicional com correntes marinhas fortes, a micrita, por ser muito fina é levada junto à corrente, restando somente os aloquímicos, unidos por cristais translúcidos de calcita/dolomita. O precipitado que percola e se deposita entre os sedimentos já depositados, é chamado esparito.

A título de evolução histórica do conhecimento sobre as capas carbonáticas, o trabalho clássico de Peryt (1990) exemplifica bem a importância da petrografia na interpretação sobre a gênese das capas.

O mencionado autor estudou os enigmáticos cristais radiais da base da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) (figura 4.1). Antes mesmo de interpretar esses depósitos como capa carbonática, primariamente interpretou-os como pseudomorfos de aragonita - com base apenas na observação petrográfica das terminações retas dos cristais, e não triangulares, da forma que seriam se os cristais originais fossem de gipsita, como se interpretava originalmente.

Os *aragonite fans* são atualmente uma das principais características das capas carbonáticas e estão presentes em todo o mundo, tal como se observa em Mirassol do Oeste, porém, curiosamente, não observada na capa carbonática do Morro do Puga.



Figura 4.1 – Detalhe dos *aragonite fans* da capa carbonática de Samba (A), da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí), interpretadas originalmente como pseudomorfos de aragonita por Peryt (1990) com base na observação da terminação reta dos cristais em seção delgada (B), (fotografias extraídas de Vieira et al 2005).

#### 4.3. Análise isotópica de carbonatos

As amostras de C e O foram realizadas através da reação do pó de carbonato com  $\text{H}_3\text{PO}_4$  a 100%, sob temperatura de 72 °C. O  $\text{CO}_2$  liberado foi analisado pelo espectrômetro de massa Delta V Advantage do Laboratório de Isótopos Estáveis (LIESP – CPGeo) da Universidade de São Paulo.

As análises de Sr foram realizadas no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas – CPGeo – USP, e as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  foram obtidas pelo método de dupla lixiviação, e a composição isotópica foi medida no espectrômetro de massas por termoionização TIMS-Thermo Triton.

## **5. RESULTADOS**

### **5.1. Caracterização Geológica das seções estudadas**

Duas seções foram estudadas em detalhe no presente trabalho, a do Morro do Puga e a do Forte Coimbra, ambas às margens do Rio Paraguai, complementadas com o conjunto estromatolítico de Morraria do Sul e alguns pontos na Serra da Bodoquena, como Fazenda Santa Terezinha.

A Seção do Morro do Puga situa-se em morraria próxima ao Porto Esperança, ao Sul de Corumbá, onde originalmente a Formação Puga foi definida por Maciel (1959), o qual mencionou, em suas descrições, a presença de dolomititos vermelhos, porém sem os caracterizar como capa carbonática, uma vez que tal definição ainda não existia.

Apesar da não correlação inicial dos carbonatos descritos por Maciel (1959) como um carbonato de capa, na seção Morro do Puga essa interpretação é hoje bastante evidente, visto que os carbonatos estão depositados sobre os diamictitos de origem glacial, sendo desta forma, descritos como capa carbonática.

A seção do Forte de Coimbra ocorre na Fortificação em morraria, ao Sul do Morro do Puga, e apresenta intercalações de dolomicritos, por vezes laminados e margas e com estruturas sedimentares que sugerem constituir capa carbonática.

Apesar da provável associação dos carbonatos existentes com as capas carbonáticas, devido às semelhanças sedimentológicas da seção do Forte de Coimbra com os outros afloramentos da região, a ausência de diamictitos, não permite afirmar se os dolomicritos analisados ocorrem no contexto de capa carbonática.

O trabalho aqui exposto, apresenta a análise de amostras novas e já coletadas de quatro afloramentos da Formação Puga: 1) Morro do Puga, 2) Forte de Coimbra, 3) estromatólitos de Morraria do Sul e 4) Fazenda Santa Terezinha (Figura 5.1).

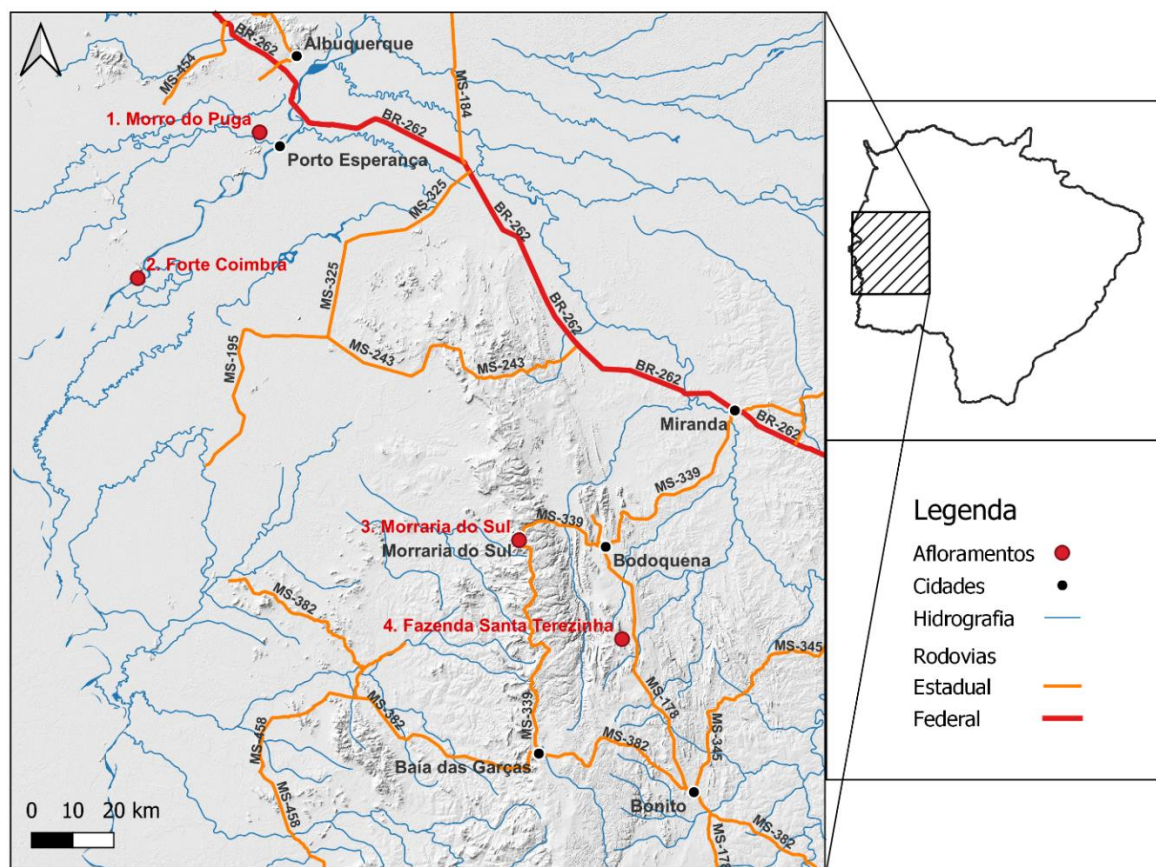


Figura 5.1: Mapa com a localização dos afloramentos estudados.

## 5.2. Seção do Morro do Puga

O morro do Puga localiza-se às margens do Rio Paraguai, onde aflora a seção estudada. Constituída por calcário calcítico, finamente laminado (~3 mm de espessura) com estratificação rítmica e coloração que varia do cinza ao rosa. O material subjacente é representado por diamictitos, com clastos quartzíticos, carbonáticos e graníticos em matriz de Quartzo arenito fino à médio.

A porção sul do Morro do Puga, é caracterizada por dolomitos brancos sacaroidais com laminação fina e laminações onduladas remontantes, que se assemelham a estratificações cruzadas *hummocky*.

A seção Morro do Puga, do topo para a base, é constituída por *mudstone* calcítico com alternância entre camadas claras e escuras, sobre o *dolomudstone* de coloração avermelhada, que recobre os diamictitos (Figura 5.2).

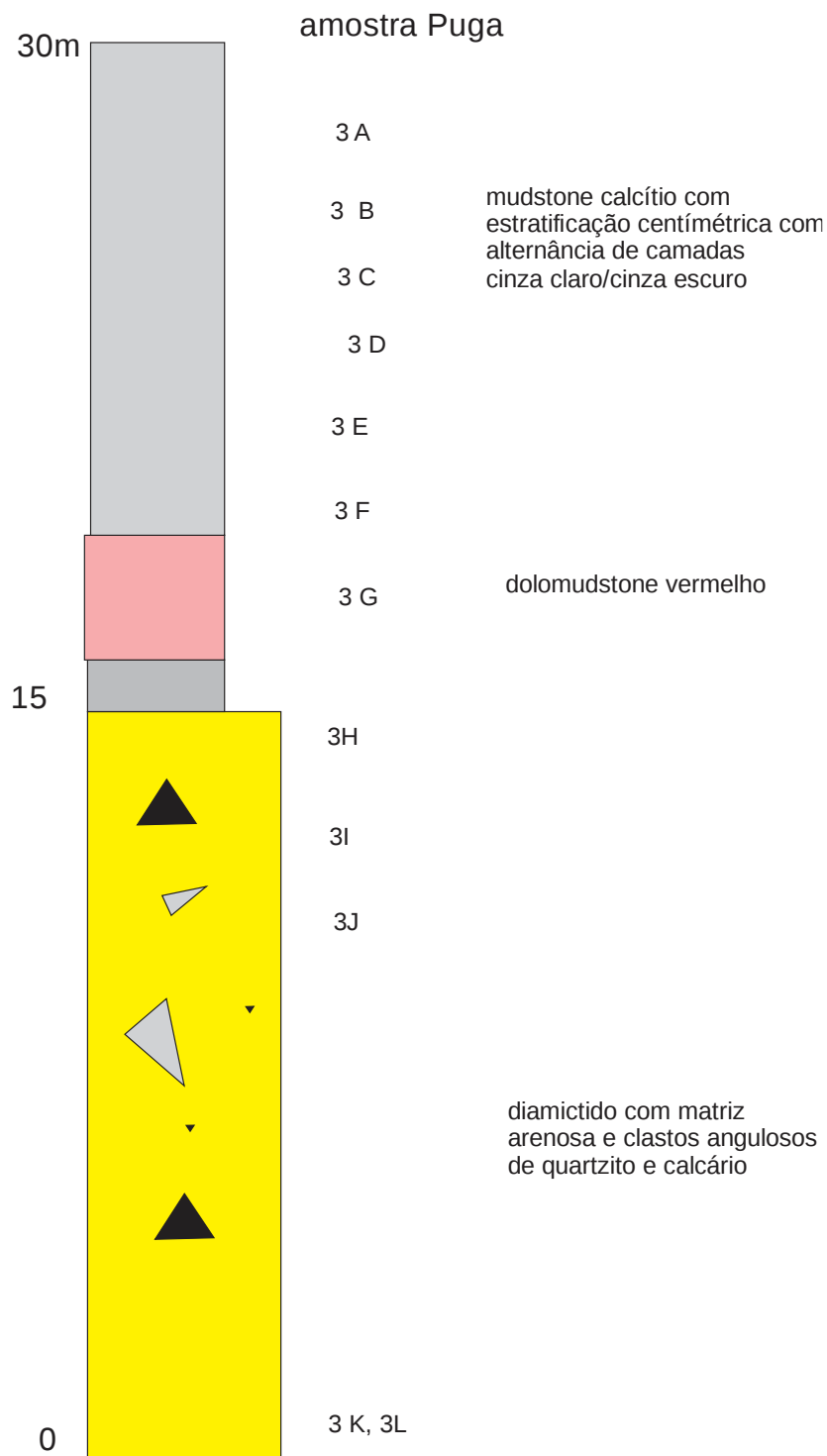


Figura 5.2 – Seção do Morro do Puga (Extraído de Freitas, 2006).

### 5.3. Caracterização petrográfica – Morro do Puga

As rochas carbonáticas da Seção do Morro do Puga apresentam-se homogêneas, com laminação milimétrica rítmica e predomínio de *mudstone* com cores variadas.

Os bandamentos rítmicos observados em algumas amostras, evidenciaram que essa ritmicidade variou de marcante, bem definida, a módica, mimética, em função da cimentação. Ela se apresenta na forma de micrita com textura grumosa (*grumeaux*), a qual está associada a pelóides aglomerados, alternados por lâminas esparíticas, possivelmente recristalizadas.

Ressalta-se que a textura grumosa se refere a coágulos micríticos de até 100  $\mu\text{m}$ , com limites difusos com mais de 20  $\mu\text{m}$  em meio ao cimento microcristalino, essa textura comumente forma aglomerados amalgamados (Turner *et al.*, 2000), que, no caso de boa parte das amostras do Morro do Puga, está cercado por micrita.

Em algumas seções delgadas, observa-se que o bandamento é marcado pelos estilólitos (Figura 5.4C, F), associados à dissolução por pressão (Figura 5.3) (Stockdale, 1922), por vezes, eles revelam uma coloração amarronzada, frequentemente associada à oxidação das piritas.

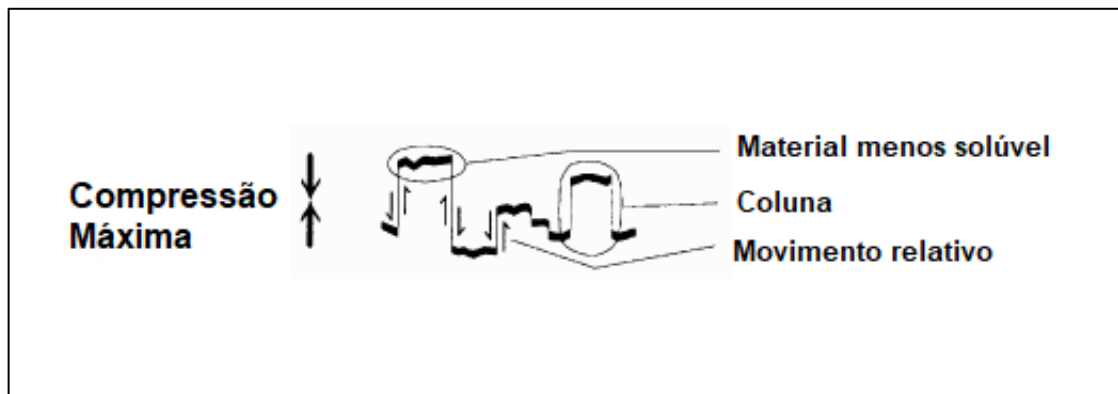


Figura 5.3 – Modelo de Formação dos Estilólitos (extraído de Andrews & Railsback, 1997)

Os aglomerados amalgamados de micrita formam a textura grumosa (Figura 5.4B), e, em algumas amostras, além deste tipo de textura são observados *pellets* (pelotilhas) (Figura 5.4A, E, F).

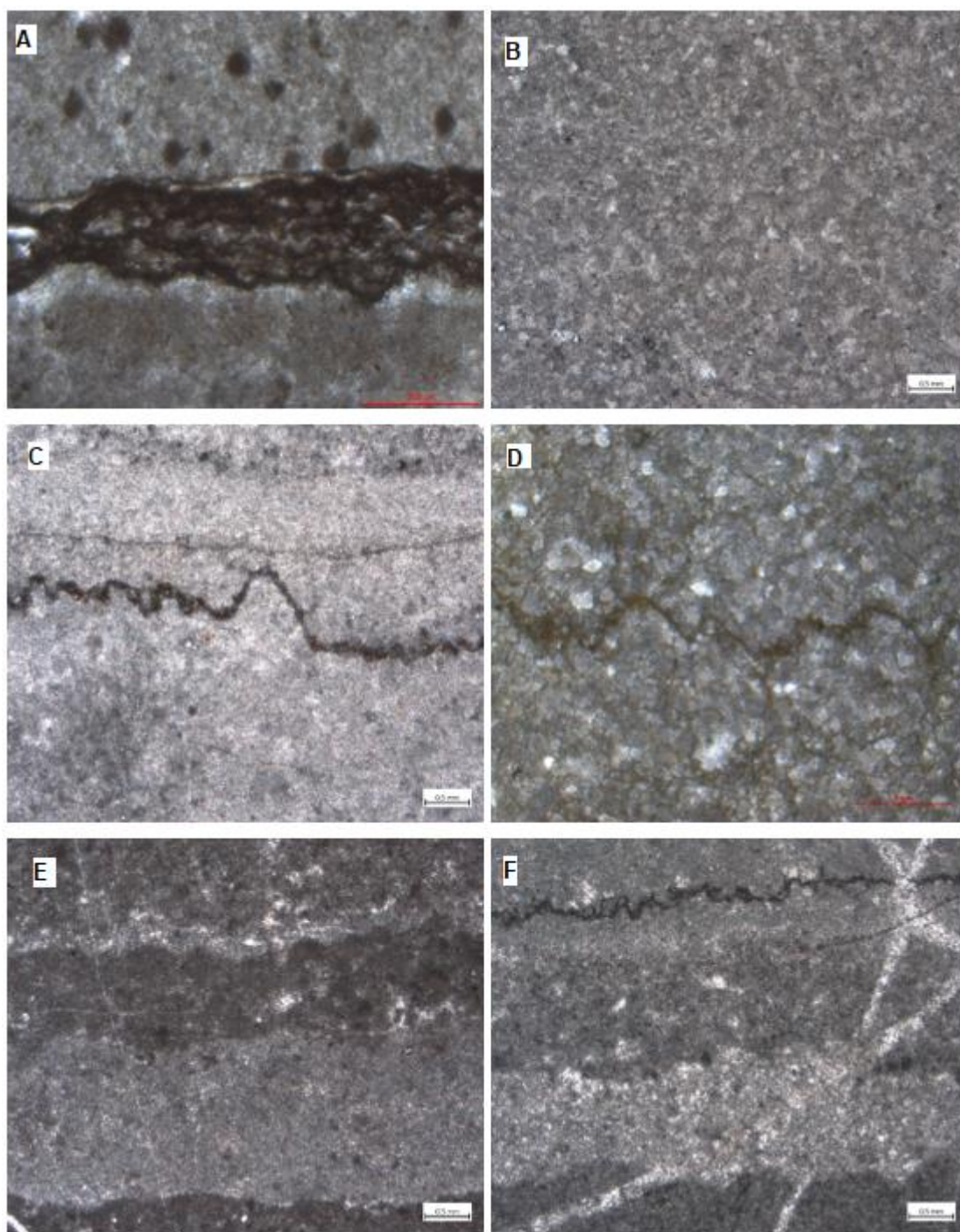


Figura 5.4 – Fotomicrografias da seção Morro do Puga. A) textura grumosa na porção inferior e matriz micrítica com pelotilhas na porção superior; B) textura grumosa; C) matriz micrítica contendo estilólito dolomitizado; D) estilólito preenchido por material opaco e grãos euédricos de pirita, em meio a textura esparítica; E) Laminação rítmica caracterizada pela alternância entre lâminas micríticas e esparíticas; F) estilólito e laminação rítmica.

Os grãos euédricos de pirita ocorrem dispersos e em baixa quantidade (Figura 5.5A), os quais, em algumas seções delgadas apresentam coloração amarronzada, fruto de alteração (Figura 5.5B).

Alguns minerais detríticos exibem coloração acinzentada quando os polarizadores estão cruzados, a Figura 5.5D evidencia uma amostra com maior quantidade de detríticos, porém, sua quantidade ainda é pouco representativa em relação às demais amostras analisadas.

Por vezes, é possível observar estruturas reliquias de grãos envelopados ou pelóides (Figura 5.5C), evidenciando que a Capa Carbonática pode apresentar caráter oolítico localizado.

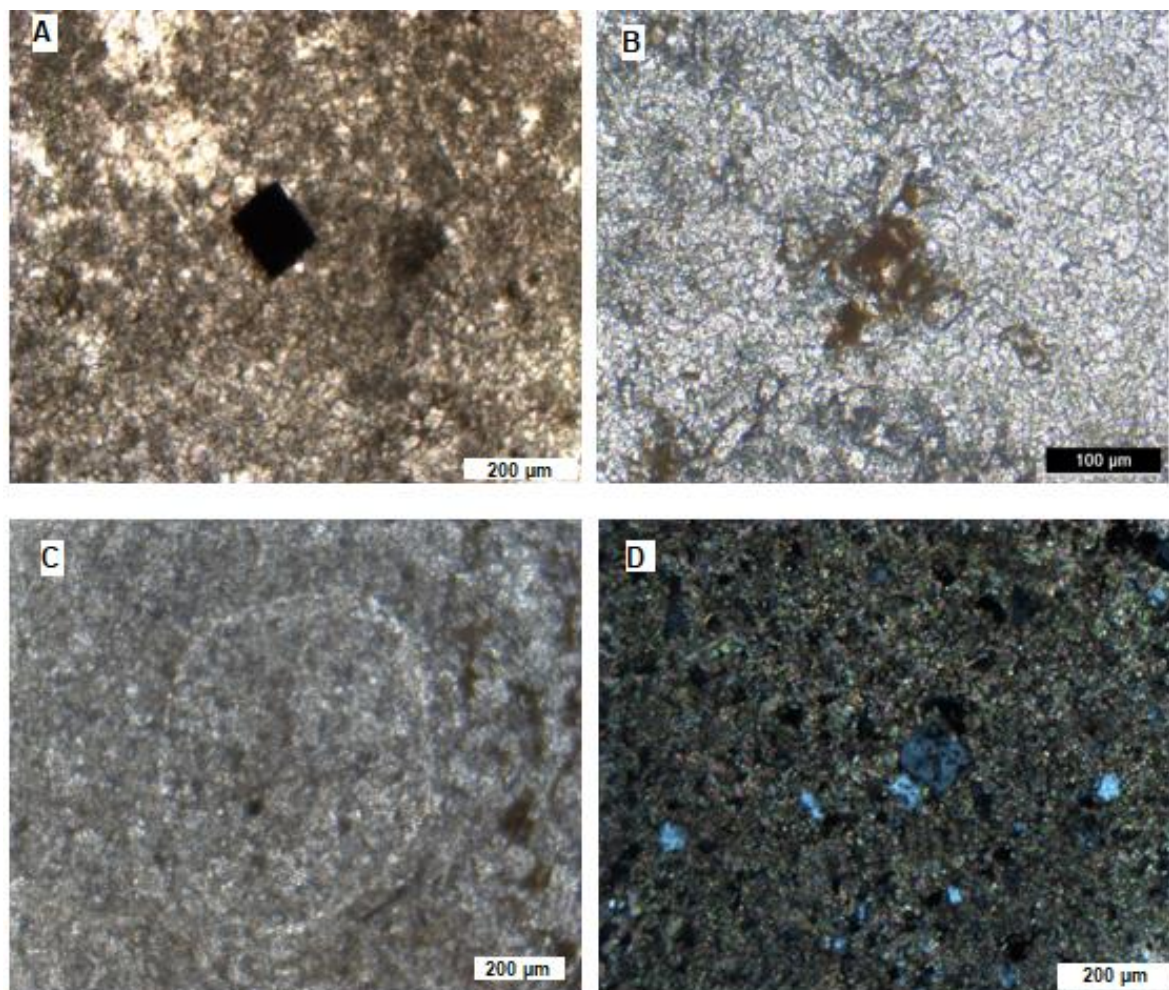


Figura 5.5 – Fotomicrografias da seção Morro do Puga. A) Grão euédrico de pirita; B) Grão de pirita alterado, evidenciando a coloração amarronzada; C) Textura reliquiar de oóide; D) Minerais detríticos, em tons de cinza, com polarizadores cruzados, em meio a matriz micrítica.

Algumas seções delgadas evidenciaram a ocorrência de fraturas, comumente preenchidas por carbonatos normalmente mais bem cristalizados do que o material do entorno.

Nota-se que a contribuição terrígena é bastante reduzida, apresentando somente grãos esparsos de quartzo inferiores à 200 micrômetros, não ultrapassando 5 % da rocha.

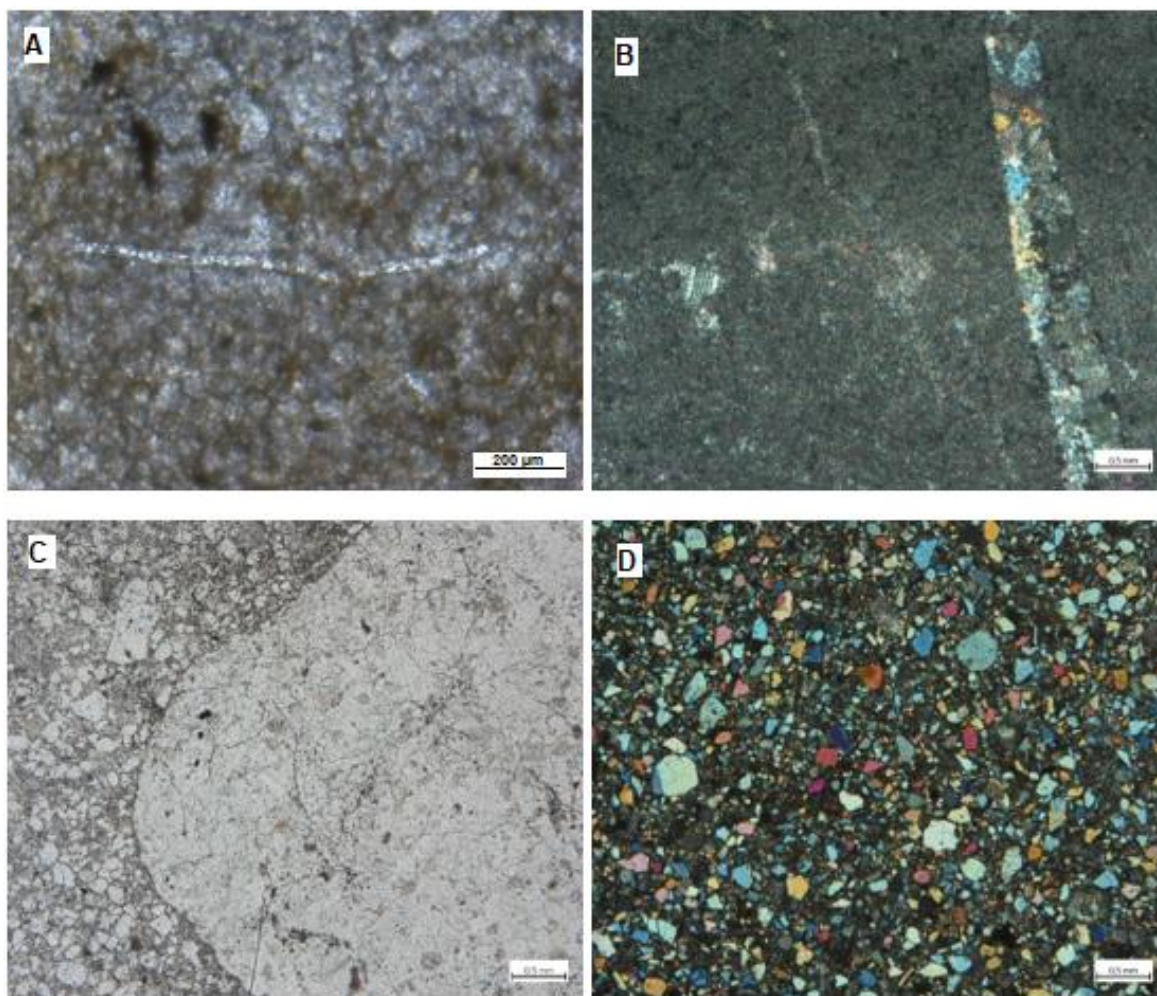


Figura 5.6 – Fotomicrografias da Seção Morro do Puga. A) Textura grumosa com filamento; B) Matriz micrítica com veios preenchidos por material dolomitizado; C) Grainstone oolítico; D) Diamictito.

Ao longo das descrições observou-se a presença restrita de uma bainha ou *Sheath* de estrutura filamentosa (Figura 5.6A) (Turner *et al.*, 2000), caracterizado por um filamento de aproximadamente 700  $\mu\text{m}$  sem ramificação, que grada para a textura grumosa (Figura 5.7). Isto pode indicar que colônias de cianobactérias filamentosas e coccoídeais interagem nestes estromatólitos, posteriormente, a matéria orgânica foi micritizada formando, então, os grumos e a bainha preservadas durante a litificação na diagênese (Turner *et al.* 2000; Romero *et al.* 2020).

No entanto, trata-se de um caso isolado, sendo a maior parte das amostras analisadas representadas pela ritmicidade entre a textura grumosa e os esparitos.

No Morro do Puga, a sucessão sedimentar estudada, apresenta depósitos glaciais sobrepostos por uma capa carbonática, interpretada como oriunda da precipitação microbiana em águas profundas e anóxicas, devido à ritmicidade da estratificação e à ausência de estruturas de retrabalhamento dos sedimentos. Posteriormente, infere-se que este depósito passou a ser representado por um ambiente de águas rasas e agitadas, caracterizado pela presença de *grainstones* oolíticos (Figura 5.6C).

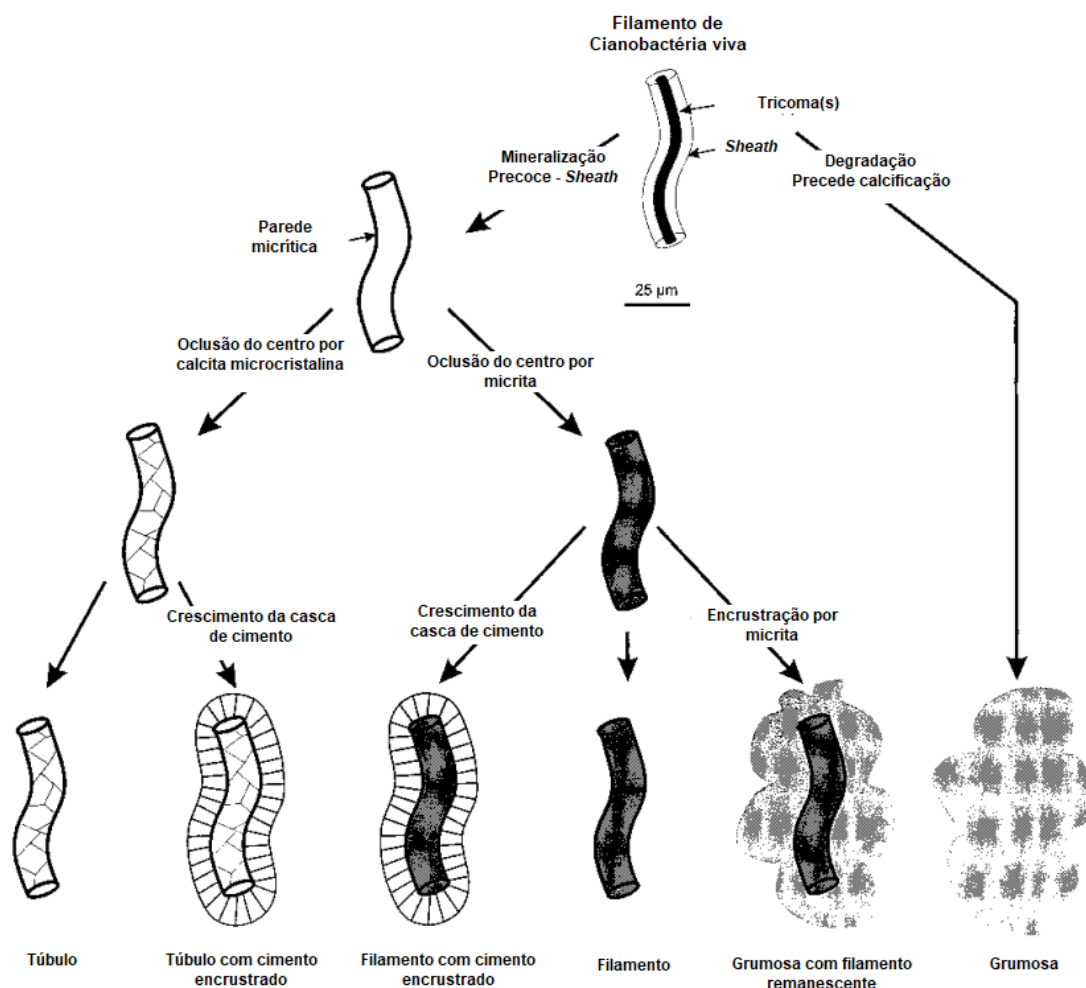


Figura 5.7 – Formas de formação dos filamentos e outras microestruturas. (Extraído de Turner et al., 2000)

#### 5.4. Seção do Forte de Coimbra

O Forte de Coimbra situa-se às margens do Rio Paraguai, a cerca de 116 km ao Sul de Corumbá.

Essa seção é caracterizada por dolomitos róseos com laminação rítmica microbialítica e presença de estruturas tubulares (*tubestone*), esse tipo de estrutura pode ter sua formação relacionada à escape de fluidos, tais como metano (Kennedy *et al.*, 2001a) e formas estromatolíticas incomuns (Hegenberger, 1987).

Ao longo da seção, os *tubestones* (Figura 5.9) mostram-se preenchidos majoritariamente por dolomicritos, e por vezes, por materiais siliciclásticos, também foram documentadas Estruturas do tipo *tepee* ou *megaripple* (Figura 5.9), as quais foram caracterizadas no item 3.7.

Esta seção é caracterizada por apresentar a seguinte sucessão sedimentar, do topo para a base: *Dolomudstone* intercalado por marga sobrepondo a marga de coloração cinza esverdeada, que ocorre sobre o *dolomudstone* laminado de coloração avermelhada, abaixo deste material ocorre a alternância entre camadas de *dolomudstone* com margas e *dolomudstone* cinza de laminação milimétrica, abaixo deste pacote observa-se a presença de

*dolomudstone* vermelho e na base o *dolomudstone* cinza com presença de estruturas *tubestones* (Figura 5.8).

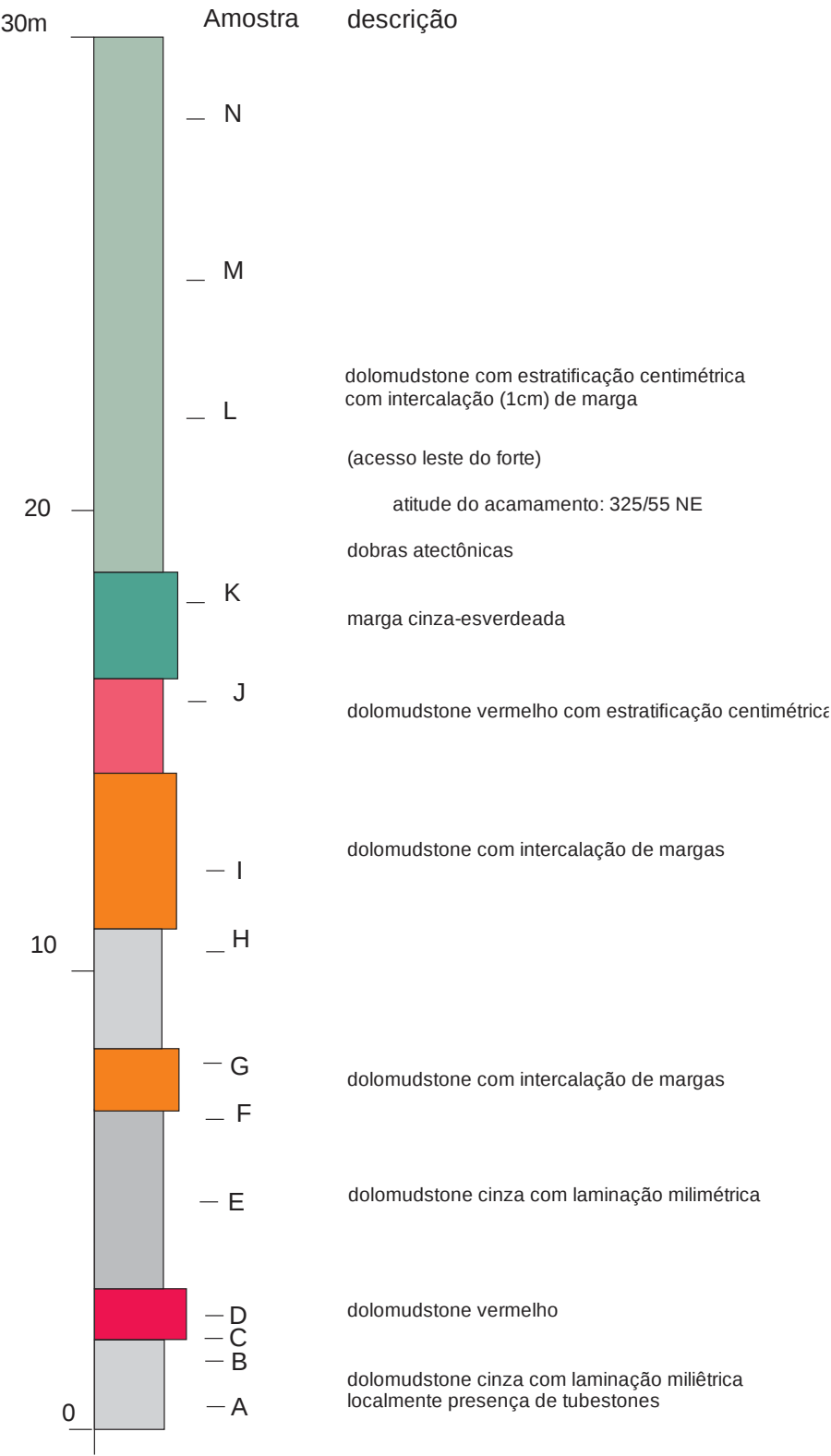


Figura 5.8 – Seção do Forte de Coimbra

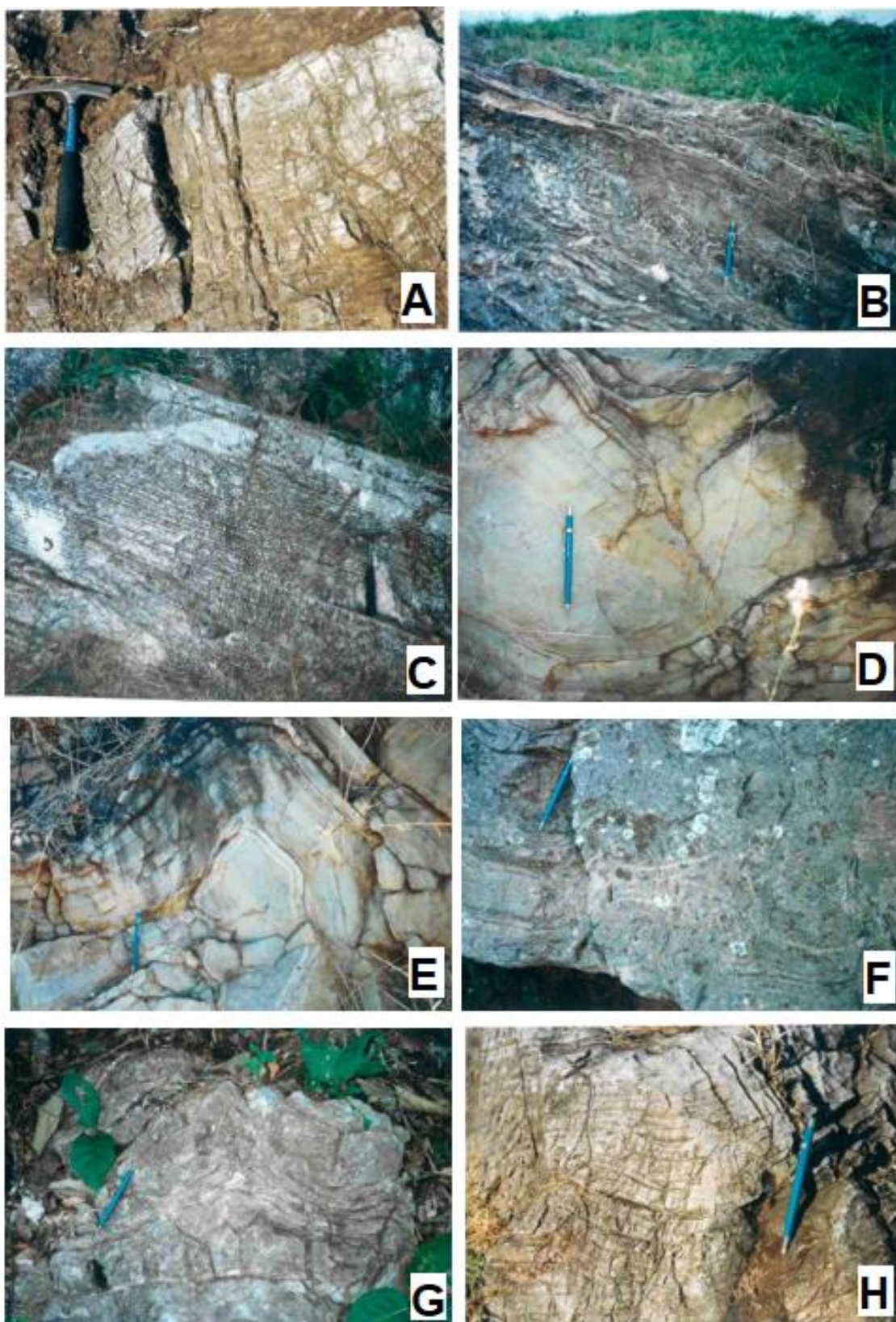


Figura 5.9 – Fotografias de Forte de Coimbra evidenciando estruturas tubestones (A, B, F e H) e do tipo *tepee* ou *megaripple* (D, E, G e H).

Ressalta-se que nesta seção, os microbialitos ocorrem como corpos lenticulares (biohermas) e não com crescimento recifal em forma de camada, constituído principalmente por biostromas.

### 5.5. Caracterização petrográfica – Forte de Coimbra

Apesar dos registros acerca das estruturas microbiais laminadas na seção Forte de Coimbra (Romero, 2015, Romero et al. 2016), as análises petrográficas evidenciaram uma textura constante caracterizada por pelóides com cerca de 50µm amarronzados, dolomicríticos, com pouca evidência de materiais terrígenos ou intraclastos. Estes pelóides foram amalgamados e alongados, sendo transformados em micro-coágulos (*grumes-grumeaux*) dando o aspecto grumoso, envoltos por dolomicrito, e por vezes, por cimentação dolomítica esparítica (Figura 5.10A, B).

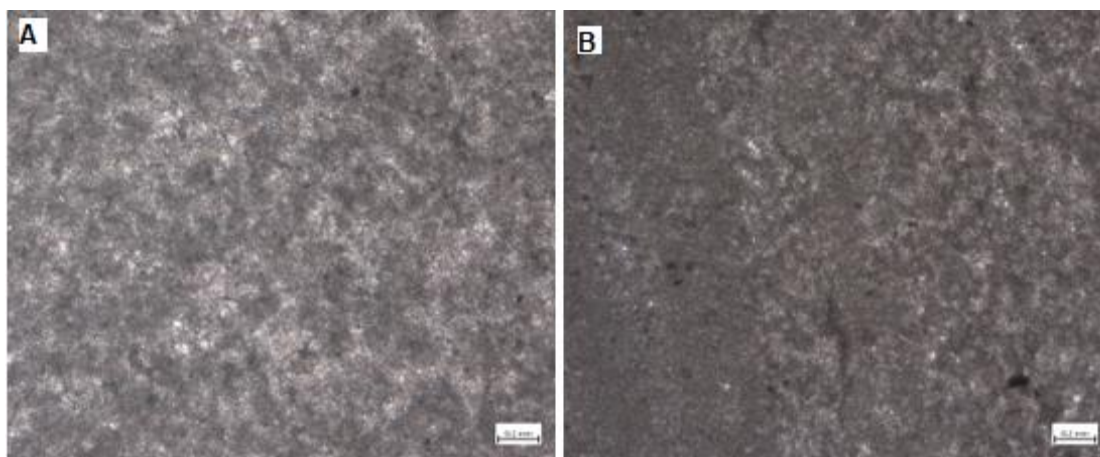


Figura 5.10 – Fotomicrografias das seções delgadas de Forte de Coimbra, evidenciando a textura dos laminitos microbiais. A-B) Dolomicritos interconectados e pelóides amalgamados formando textura grumosa (*grumeaux*), na amostra B também é possível notar a alternância entre camadas finas e mais espessas, característico dos laminitos desta seção.

A análise petrográfica também evidenciou que, eventualmente, ocorrem cristais de quartzo eudrais preenchendo os espaços disponíveis, sendo provavelmente fruto de silicificação pós deposicional.

As estruturas *tubestones* são frequentemente preenchidas por dolomicritos e por doloesparitos que marcam o contato entre esta estrutura e a laminação microbialítica (Figura 5.11A, B), essas estruturas tubulares são semelhantes às descritas por (Corsetti & Groetinger, 2005), indicando condições de supersaturação da água no cenário pós-glacial e permitindo supor que a deposição dessa unidade se deu após a deposição global das capas carbonáticas.

Assim como nas amostras do Morro do Puga, algumas seções delgadas de Forte de Coimbra apresentaram estilólitos envoltos por matriz micrítica (Figura 5.11C) e por matriz esparítica (Figura 5.11D), outra característica dessas amostras é a alternância entre as lâminas representadas por porções mais claras e mais escuras (Figura 5.11 E, F).

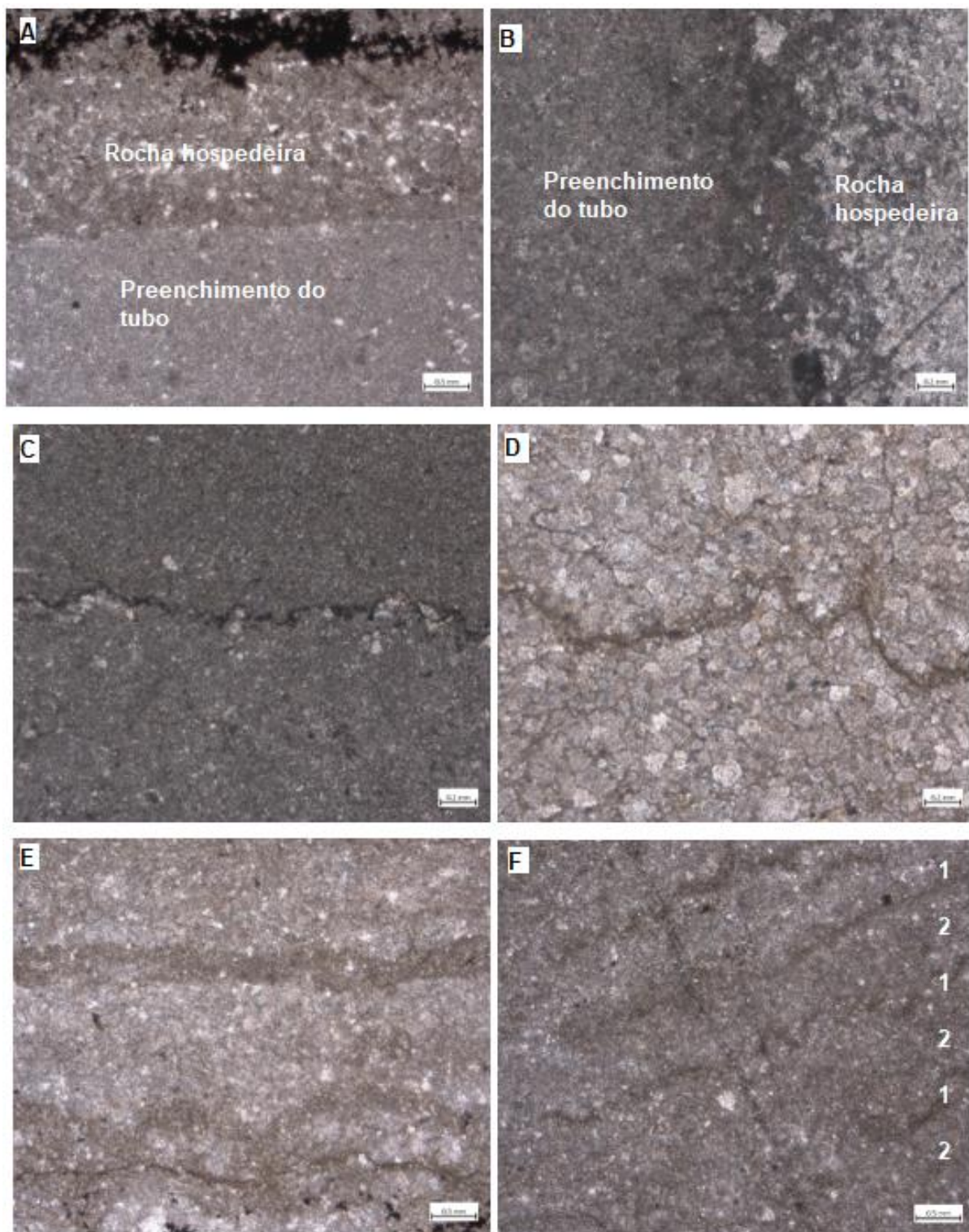


Figura 5.11 – Fotomicrografias das seções delgadas de Forte de Coimbra A e B) observa-se o contato abrupto entre o laminito microbial e o dolomicrito compacto que preenche os tubos. C) estilólito em matriz micrítica. D) estilólito em matriz esparítica. E) Alternância irregular entre porções mais claras e mais escuras. F) Alternância irregular de lâminas concavas sub-milimétricas, representadas por 1 – porções escuras e 2 – porções claras.

A relação paleoambiental de Forte de Coimbra, indica um ambiente calmo e sem aporte de material siliciclástico, as feições sedimentares analisadas são típicas de capas

carbonáticas pós-Marinoanas, indicando a associação entre estruturas tubulares e laminitos microbianos (*boundstones*).

### 5.6. Estromatólitos de Morraria do Sul

Morraria do Sul é o nome do vilarejo situado 40 quilômetros a oeste da cidade de Bodoquena, o afloramento homônimo consiste em laminitos microbiais dolomíticos de coloração avermelhada, com laminações finas que estão relacionadas à extensos biostromas (Romero, 2015). Os estromatólitos se posicionam diretamente sobre o embasamento Gnáissico-Granítico e constituem um corpo com cerca de 15 metros de espessura em área de 20 por 10 km, aproximadamente 200 Km<sup>2</sup> e estão associados a rochas dolomíticas com porções fosfáticas (Boggiani, 1998).

A sequência sedimentar é composta por dolomitos basais sobrepostos por folhelhos, os quais estão subjacentes à dolomitos com estruturas estromatolíticas tubulares preenchidas por material arenoso semelhantes à *tubestones* (Corsetti & Groetzinger, 2005) e brechas com clastos do tamanho de blocos e composição arenítica rudítica cimentada por carbonato.

Os estromatólitos apresentam laminações de 2 a 3 mm de espessura com alternância de porções dolomíticas e silicosas, eles apresentam fenestras parcialmente preenchidas por cristais bem formados de quartzo hialino de até 2 cm de comprimento constituído por pequenos geodos e drusas nas paredes (Figura 5.14).

### 5.7. Caracterização petrográfica – Morraria do Sul

As seções delgadas analisadas apresentam-se porosas e moderadamente dolomitizadas, com cristais planares euedrais e parte da textura original grumosa preservada (Figura 5.12) e a ocorrência de pelóides que variam de 40 a 60 µm, sem sinais de material terrígeno.

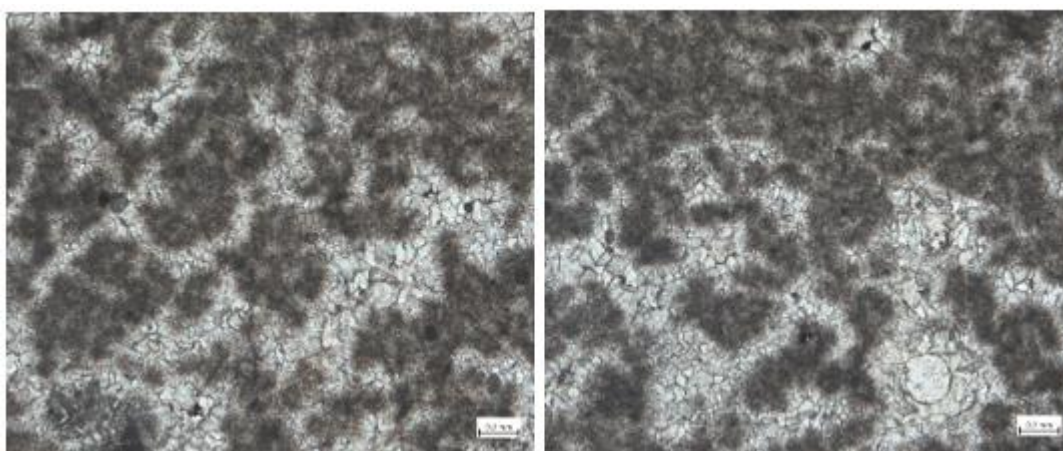


Figura 5.12 – Fotomicrografia dos estromatólitos de Morraria do Sul, com destaque para os grumos envoltos por calcita espática.

O agrupamento de pelóides micríticos, com espaços ocupados por doloesparitos, são condizentes com os resultados obtidos por Romero (2015), que atribuiu este aspecto textural às colônias de bactérias cocoidais que foram micritizadas durante a diagênese (Turner *et al.*, 2000).

O ambiente de formação dos estromatólitos de Morraria do sul está relacionado a eventos de transgressão marinha, o qual é caracterizado pelo avanço do mar por grande área do embasamento granítico-gnáissico, gerando condições de águas rasas.

Nestas condições de ambiente lagunar, os estromatólitos de Morraria do Sul tiveram condições para serem gerados e o ambiente de baixa energia favoreceu a formação de um corpo estromatolítico de grandes proporções.

### **5.8. Anticlinal da Fazenda Santa Terezinha**

A Fazenda Santa Terezinha foi mapeada nos projetos Bodoquena e Bonito-Aquidauana, sendo descrita anteriormente como metaconglomerados do Grupo Cuiabá.

Na rodovia de acesso à Fazenda Santa Terezinha estão expostos os dolomitos laminados, interpretados como possível carbonato de capa.

Os dolomitos apresentam coloração cinza, são maciços e capeiam os dolomitos róseos também laminados, apesar das características sedimentológicas permitirem inferir que este carbonato ocorre como capa carbonática, essa hipótese não pode ser confirmada, devido ao fato deles não estarem dispostos diretamente sobre o diamictito, mas por uma camada de folhelhos com cerca de 5 metros de espessura que recobrem os diamictitos.

### **5.9. Razões de Sr, C e O das capas carbonáticas da Formação Puga**

No presente trabalho, foram revisados os valores disponíveis de razão de Sr para as capas carbonáticas da Formação Puga.

Os resultados isotópicos obtidos anteriormente de Carbono e Oxigênio da seção Morro do Puga (Boggiani *et al.*, 2003) são expostos na tabela 5.1 e os resultados isotópicos inéditos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das seções Morro do Puga e Forte de Coimbra são expostos na tabela 5.2.

Tabela 5.1 – Dados de isótopos Carbono e Oxigênio da capa carbonática do Morro do Puga (Boggiani et al, 2003.)

| Amostra | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$ |
|---------|--------------------------------------------|--------------------------------------------|
| Puga 1  | -4,80                                      | -7,92                                      |
| Puga 2  | -4,87                                      | -8,92                                      |
| Puga 3  | -4,80                                      | -8,39                                      |
| Puga 4  | -4,79                                      | -9,22                                      |
| Puga 5  | -4,89                                      | -9,34                                      |
| Puga 6  | -5,06                                      | -9,54                                      |
| Puga 7  | -5,13                                      | -9,54                                      |
| Puga 8  | -5,27                                      | -9,99                                      |
| Puga 3A | -4,36                                      | -9,20                                      |
| Puga 3B | -4,76                                      | -8,70                                      |
| Puga 3C | -4,52                                      | -9,10                                      |
| Puga 3D | -4,79                                      | -9,40                                      |
| Puga 3E | -5,08                                      | -9,70                                      |
| Puga 3F | -5,16                                      | -10,20                                     |
| Puga 3G | -4,96                                      | -9,10                                      |

Os dados analisados para a seção Morro do Puga (Tabela 5.1) apresentaram valores de  $\delta^{13}\text{C}$  ao redor de -5‰, resultados similares à outras capas carbonáticas do globo e à composição isotópica do carbono derivado do manto.

A distribuição dos resultados  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Tabela 5.2) foram associados à coluna estratigráfica (Figura 5.13), estes dados indicam valores entre 0,7078 e 0,7091 para o  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  na seção de Morro do Puga.

Tabela 5.2 – Valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da seção do Morro do Puga e Forte de Coimbra.

| Amostra          | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Erro (2s) |
|------------------|---------------------------------|-----------|
| 04-Puga 3C       | 0,70833                         | 0,000018  |
| 04-Puga 3D       | 0,70812                         | 0,000019  |
| 04-Puga 3F       | 0,70902                         | 0,000018  |
| 04-Puga 3G       | 0,70917                         | 0,000017  |
| Puga 3A          | 0,70788                         | 0,000018  |
| Forte de Coimbra | 0,71579                         | 0,000015  |

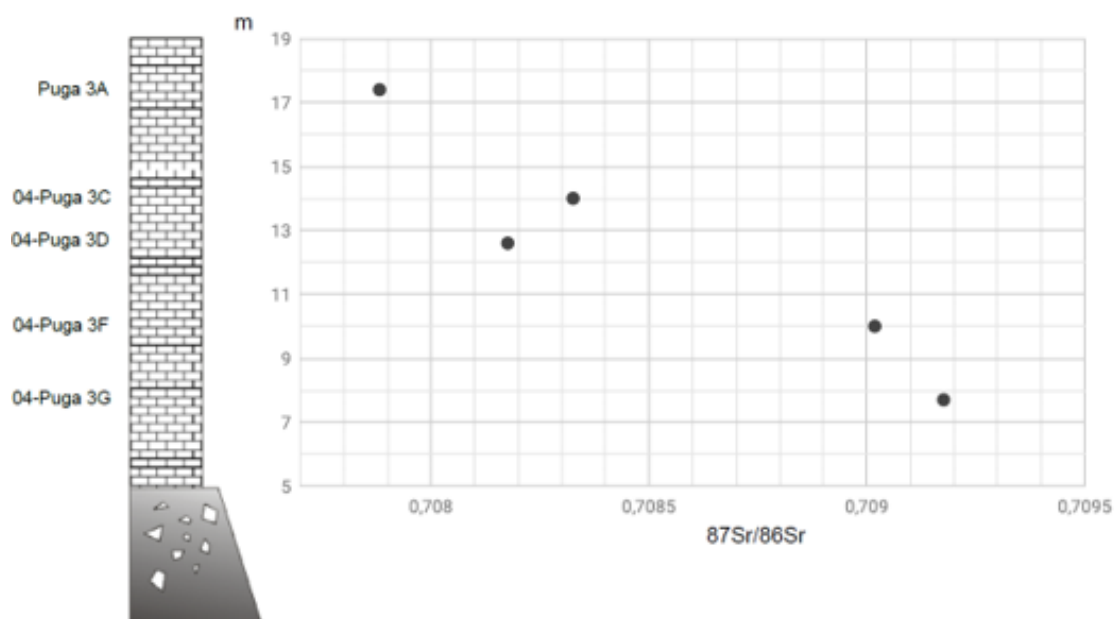


Figura 5.13 – Distribuição dos valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  na seção da Seção Morro do Puga

Os valores de Sr obtidos para a capa carbonática de Morro do Puga, são coerentes com o posicionamento pós-marinoano, se aproximando dos valores encontrados no Grupo Araras, em Mirassol do Oeste = 0,7080 (Nogueira *et al.*, 2003).

Em relação aos valores de Carbono e Oxigênio obtidos nos dolomitos que ocorrem sobre os diamictitos expostos no anticlinal Fazenda Santa Terezinha, observa-se que os resultados de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  estão próximos a zero, variando de -0,35 a 0,80 ‰ (Tabela 5.3). Apesar dos valores não serem os esperados para uma possível capa carbonática, essas rochas carbonáticas posicionam-se diretamente sobre diamictitos da Formação Puga, expostos em núcleos de anticlinais.

Tabela 5.3 – Dados de isótopos Carbono e Oxigênio dos dolomitos da base da seção sobre os diamictitos do Anticlinal da Fazenda Santa Terezinha.

| Amostra    | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$ |
|------------|--------------------------------------------|--------------------------------------------|
| 12/05 . 5A | 0,32                                       | -3,90                                      |
| 12/05 . 5B | 0,59                                       | -4,15                                      |
| 12/05 . 5C | 0,48                                       | -4,10                                      |
| 12/05 . 5D | 0,80                                       | -3,99                                      |
| 12/05 . 7A | -0,28                                      | -3,96                                      |
| 12/05 . 7B | -0,35                                      | -3,68                                      |

Os estromatólitos de Morraria do Sul apresentam estruturas *tubestones* e laminações bastante evidentes, os pontos amostrados para a obtenção de novos valores isotópicos de Carbono e Oxigênio (Figura 5.14), forneceram resultados de Carbono entre -2,07 e -3,54‰ (Tabela 5.4).

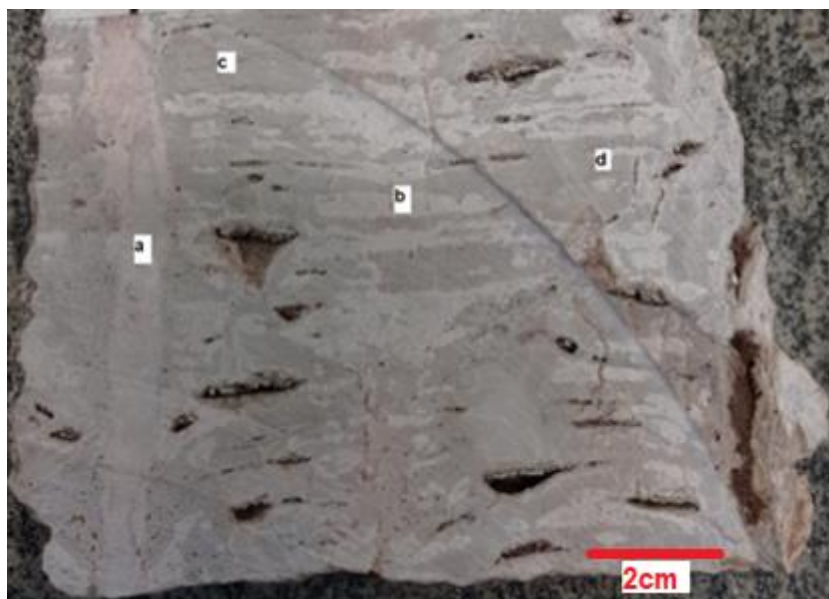


Figura 5.14 – Amostra cortada e polida de um Laminito microbial com estrutura Tubestone e pequenos geodos preenchidos por quartzo, as marcações a, b, c e d representam os pontos de coleta para análise isotópica.

Tabela 5.4 – Dados de isótopos Carbono e Oxigênio de Morraria do Sul

| Amostra | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$ |
|---------|--------------------------------------------|--------------------------------------------|
| MS1 - a | -3,45                                      | -6,40                                      |
| MS1 - b | -3,54                                      | -8,55                                      |
| MS1 - c | -2,44                                      | -5,76                                      |
| MS1 - d | -2,07                                      | -5,71                                      |

Os valores de isótopos de C e O do material que preenche o tubo (MS1-a) se mostrou muito próximos aos valores das porções cortadas pelos tubos, o que descarta totalmente a possibilidade de associação dos tubestones a processos de escape de gás, ou outros fluídos. Dada a semelhança dos materiais, seria mais provável mesmo serem resultantes de preenchimento de material retrabalhado dos próprios corpos de estromatólitos.

Os valores de Carbono ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ) e Oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ) obtidos para a seção Forte de Coimbra, são apresentados na tabela 5.5, as análises demonstram valores bastante heterogêneos de  $\delta^{13}\text{C}$ , porém os resultados são majoritariamente negativos, variando de -5,66 a 2,11 e podendo estar associados às águas marinhas profundas empobrecidas em  $^{13}\text{C}$  (Grotzinger & Knoll, 1995), desestabilização dos clatratos de metano (Kennedy *et al.*, 2001a), entre outros.

Tabela 5.5 – Dados de isótopos Carbono e Oxigênio da Seção Forte de Coimbra

| Amostra       | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$ |
|---------------|--------------------------------------------|--------------------------------------------|
| Gruta A (B-1) | -0,28                                      | -4,61                                      |
| Gruta B (B-2) | -0,42                                      | -5,62                                      |
| CO A (B-3)    | -1,66                                      | -5,48                                      |
| CO B (B-4)    | -1,90                                      | -5,85                                      |
| CO C (B-5)    | -1,98                                      | -6,06                                      |
| CO D1 (B-6)   | -1,78                                      | -1,99                                      |
| CO D2 (B-7)   | -1,94                                      | 1,34                                       |
| CO E (B-8)    | -2,94                                      | -6,25                                      |
| CO F (B-9)    | -3,13                                      | -5,87                                      |
| CO G (B-10)   | -5,66                                      | -6,29                                      |
| CO H (B-11)   | -3,43                                      | -3,25                                      |
| CO I (B-12)   | 0,77                                       | -3,94                                      |
| CO J (B-13)   | 0,62                                       | -4,45                                      |
| CO K (B-14)   | 1,64                                       | -2,92                                      |
| CO L (B-15)   | 0,57                                       | -4,16                                      |
| CO M (B-16)   | 1,89                                       | -2,98                                      |
| CO N (B-17)   | 2,11                                       | -2,60                                      |
| B-18          | -4,46                                      | -11,34                                     |

Os resultados expostos, indicam valores majoritariamente negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , além de valores pouco radiogênicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . A partir disso, sabe-se que as variações das razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  na água dos oceanos está relacionada ao aumento e diminuição de erosão do embasamento cristalino, bem como às taxas de vulcanismo oceânico. Visto que o Sr é precipitado junto ao carbonato de cálcio, sua variação de composição isotópica vai ser semelhante às do oceano que está relacionado no momento da deposição.

Interpreta-se que durante o Criogeniano o fluxo total de erosão foi baixo, esse fator combinado à intensa atividade vulcânica e/ou hidrotermal aumentaram as características redutoras do oceano favorecendo a preservação de matéria orgânica.

Outro ponto que merece destaque em relação aos eventos glaciais do Criogeniano, são as incursões negativas de  $\delta^{13}\text{C}$ , provavelmente oriundas da quebra na estratificação das águas oceânicas e o surgimento de correntes marinhas ascendentes, causando mudanças intensas no ambiente oceânico, misturando águas enriquecidas em  $^{12}\text{C}$  com águas superficiais, de forma a favorecer a formação de carbonatos com estes valores negativos (Kaufmann *et al.*, 1991, Kaufmann & Knoll, 1995).

## 6. CONCLUSÕES

O presente trabalho de formatura teve por objetivo caracterizar as capas carbonáticas no contexto das glaciações Neoproterozoicas. Para isso, foram analisadas as Seções Morro do Puga e Forte de Coimbra, bem como as exposições de Morraria do Sul e do Anticlinal da Fazenda Santa Terezinha.

O registro sedimentar atípico do Neoproterozoico, ressalta a necessidade de correlacionar os processos sedimentares, biológicos e geoquímicos a fim de melhor compreender os eventos que permitiram que esse registro fosse gerado.

Os laminitos microbianos (*boundstones*) e as estruturas tubulares observadas no extenso corpo estromatolítico em Morraria do Sul, ocorre diretamente sobre rochas do embasamento e corroboram para a teoria de que esta feição sedimentológica está associada às capas carbonáticas do Marinoano, com sua existência relacionada aos microbialitos, os quais tem sua diagênese associada à micritização das colônias de cianobactérias coccoidais.

O desenvolvimento destas estruturas é favorecido por um ambiente protegido e de águas calmas, sem contribuição de siliciclásticos e que favorece o processo de formação de extensos corpos estromatolíticos, os quais não apresentam relação estratigráfica com os demais estromatólitos da Formação Bocaina, sendo provavelmente mais antigos e associados aos processos pós-glaciais (Formação Puga).

No tocante à capa carbonática do Morro do Puga, a fácies ritmito, caracterizada pela alternância entre porções micríticas com textura grumosa e porções esparíticas, é comumente observada em outras capas do globo (Hoffman & Schrag, 2002), podendo ser definida como uma feição característica das capas carbonáticas que sucedem depósitos de origem glacial.

Uma característica marcante nas capas carbonáticas da Faixa Paraguai Sul, em contraste com a de Mirassol do Oeste (Faixa Paraguai Norte) é a ausência de *aragonite fans*, muito comuns em demais carbonatos de capa que ocorrem pelo mundo. Uma possível explicação seria o fato de não se ter o registro completo acerca desses carbonatos na parte sul da Faixa Paraguai, sendo que o registro de aragonita estaria em porções superiores das capas, sem preservação nas estudadas.

Com relação aos valores de razões de Sr, nota-se variação delas ao longo da seção do Morro do Puga, com valores entre 0,7078 e 0,7091. Esse resultado, comparado à compilação feita por Xiao et al. (2016), permite inserir a Capa do Morro do Puga tanto nos intervalos pós-Marinoano, como no da Excursão Shuram.

A falta de dados geocronológicos mais precisos para datação, tanto das capas como dos sedimentos glaciais subjacentes, não permite melhor definição destas idades, tanto para os eventos glaciais como para suas respectivas capas. O valor da razão de Sr da possível capa da Seção do Forte de Coimbra é de 0,71579, muito superior aos valores encontrados

nas demais do mundo, mas seria o mesmo da Capa Carbonática de Wonoka (Calver et al. 2000).

Duas hipóteses que descrevem o clima do Neoproterozoico permanecem em debate. Uma delas infere que resfriamentos intensos geraram as condições do *Snowball Earth* implicando no total isolamento das águas oceânicas, em relação à atmosfera oxidante, devido a ocorrência de espessas camadas de gelo responsáveis por provocar a extinção quase total da vida, em virtude da paralisação do ciclo hidrológico do carbono (Hoffman et al., 1998).

A outra hipótese propõe eventos glaciais menos intensos (*Slushball Earth*), sugerindo condições de congelamento parcial onde a manutenção de uma faixa equatorial sem gelo, teve por consequência preservar a zona fótica, o ciclo hidrológico ativo e consequentemente a biota (Hyde et al., 2000).

Por fim, ressalta-se que as interações entre a atmosfera e a hidrosfera ao final do Criogeniano e ao longo do Ediacarano, foram responsáveis por formar um padrão anômalo de sedimentação autigênica, o qual foi observado na região da Faixa Paraguai meridional com base em estudos petrográficos e geoquímicos, que permitiram inseri-la nesse intervalo singular da história terrestre.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aitken, J.D., 1991, The Ice Brook Formation and Post-Rapitan, Late Proterozoic glaciation, Mackenzie Mountains, Northwestern Territories: Geological Survey of Canada/Bulletin, 43 p.
- Allen, P.A., Hoffman, P.F., 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation: Nature, v. 433, p. 123-127
- Almeida, F.F.M., 1964A, Geologia do Centro-Oeste Mato Grossense: Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, v. 215, p. 1-137.
- Almeida, F.F.M., 1964B, Glaciação Eocambriana em Mato Grosso. Notas preliminares e estudos: Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, v. 11, p. 1-11.7
- Almeida, F.F.M., 1965A. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso) Brasil: Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, v. 219, p. 1-96
- Alvarenga, C.J.S., Boggiani, P.C., Babinski, M., Dardenne, M.A., Figueiredo, M.F., Santos, M.F., Dantas, E.L., 2009, The Amazonian Palaeocontinent: Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology: Elsevier, v. 16, p. 15-28.
- Andrews, L.M., Railsback, L.B., 1997. Controls on stylolite development: morphologic, lithologic, and temporal evidence from bedding-parallel and transverse stylolites from the US Appalachians: Journal of Geology, v.105, p. 59–73.
- Boggiani, P.C. 1998, Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozoico) – Mato Grosso do Sul [Tese de Doutorado] Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 181 p.
- Boggiani, P. C., Ferreira, V. P., Sial, A. N., Babinski, M., Trindade, R. I. F., Aceñolaza, G., & Parada, M. A., 2003, The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger Glaciation: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Salvador, p. 324-327.
- Boggiani, P.C., 2010, Sedimentação autigênica neoproterozóica e mineralização associadas – um registro não uniformitarista. [Tese de Livre Docência] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 136 p.
- Bosak, T., Knoll, A.H., Petroff, A.P., 2013, The Meaning of Stromatolites: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v.41, p.21-44.
- Budyko, M.I., 1969, The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth: Tellus, v.21, n.5, p.611-619.

- Calver, C. R. 2000, Isotope stratigraphy of the Ediacarian (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification: *Precambrian Research*, v.100(1-3), p. 121-150.
- Corsetti, F.A., Grotzinger, J.P., 2005, Origin and Significance of Tube Structures in Neoproterozoic Post-glacial Cap Carbonates: Example from Noonday Dolomite, Death Valley, United States: *Palaios*: V. 20, No. 4, p. 348-362.
- Des Marais, D.J., Moore, J.G., 1984, Carbon and its isotopes in mid-oceanic basaltic glasses: *Earth and Planetary Science Letters*, v.69, p.43-57.
- Deynoux, M., Trompette, R., 1976, Late Precambrian mixtite: glacial and/or non-glacial? Dealing especially with the mixtite of West Africa: *American Journal of Science*, no. 276, p. 117–125.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonates rocks according to depositional texture., *Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir.*, v. 1, p. 108-121.
- Embleton, B.J.J., Willians, G.E., 1986, Low paleolatitude deposition for late Precambrian periglacial varvites in South Australia: Implications for paleoclimatology.: *Earth and Planetary Science Letters*, V:79, pp: 419-430.
- Embry, A. F., Klován, J. E., 1971, A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT: *Bulletin of Canadian petroleum geology*, v. 19, p. 730-781.
- Evans, D.A.D., 2000, Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox: *American Journal of Science*, no. 300, p.347–433.
- Fairchild, I.J., 1993, Balmyshores and icy wastes: the paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times *In* V.P. Wright., ed., *Sedimentology Review 1*: Oxford, UK, Blackwell, p. 1–16.
- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types: *Classification of Carbonate Rocks*, Memoir of American Association of Petroleum Geologists, v.1. p.62-84.
- Freitas, B.T., 2006, Caracterização Geológica da Capa Carbonática do Morro do Puga – Grupo Corumbá (Neoproterozóico III – Ediacarano), Mato Grosso do Sul. [Projeto de Iniciação Científica] Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 50 p.
- Freitas, B.T., 2010, Tectônica e sedimentação do Grupo Jacadigo (Neoproterozoico, MS) [Dissertação de Mestrado] Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 144 p.

- Freitas, B.T., Warren, L.V., Boggiani, P.C., Almeida, R.P., Piacentini, T., 2011, Tectono-sedimentary Evolution of the Neoproterozoic BIF-bearing Jacadigo Group, SW-Brazil: *Sedimentary Geology*, v.238, p. 48-70.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E., 1978, *Principles of Sedimentology*. New York, Wiley, 792p.
- Grotzinger, J.P., Knoll, A.H., 1995, Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian?: *Palaaios*, v.10, p. 578–596.
- Halverson, G.P., Dudás, F.Ö., Maloof, A.C., Bowring, S.A. 2007, Evolution of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of Neoproterozoic seawater: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 256, p. 103-129.
- Hambrey, M.J., Harland, W.B., 1985, The Late Proterozoic Glacial Era: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v.57, p.255-272.
- Hegenberger, W., 1987, Gas Escape Structures in Precambrian Peritidal Carbonate Rocks: *Communications of the Geological Survey South West Africa, Namibia*, v.3, p.49-55.
- Higgins, J.A., Schrag, D.P., 2003, Aftermath of a snowball Earth: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, p. 1-20.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G. P., Schrag, D. P., 1998, A Neoproterozoic snowball: *Earth. Science*, v. 281, p. 1342-1346.
- Hoffman, P.F., Schrag, D.P., 2002, The Snowball Earth Hypothesis: Testing the Limits of Global Change: *Terra Nova*, v. 14, p. 129–55.
- Hyde, W.T., Crowley, T.J., Baum, S.K., Peltier, W.R., 2000, Neoproterozoic “Snowball Earth” simulations with a coupled climate/ice-sheet model: *Nature*, v. 405, p. 425-429.
- James, N.P., Narbonne, G.M., Kyser, T.K., 2001, Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 38, p. 1229–1262.
- Jiang, G., Kennedy, M.J., Christie-Blick., N., 2003, Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates: *Nature*, v. 426, p. 822–826.
- Kaufman, A.J., Haynes, J.M., Knoll, A.H., Germs, G.J.B., 1991, Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism: *Precambrian Research*, v. 49, p. 301-327.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., 1995, Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications: *Precambrian Research*, v. 73, p. 27-49.

- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Narbonne, G.M., 1997, Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history: PNAS, v. 94, p. 6600– 6605.
- Kendall, G.ST.C., Warren, J., 1987, A review of the origin an setting of tepees and their associated fabrics: Sedimentology, v.34, p. 1007-1027.
- Kennedy, M.J., 1996, Stratigraphy, sedimentology, and isotope geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, d13C excursions, and carbonate precipitation: Journal of Sedimentary Research, v. 66, p. 1050–1064.
- Kennedy, M.J., Christie-Blick, N., Sohl, L.E., 2001a, Are Proterozoic cap carbonates and isotope excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals: Geology, v. 29, p. 443–446.
- Kirschvink, J.L., 1992, Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth: The Proterozoic Biosphere, v. 52, p. 51–52.
- Knoll, A.H., Bambach, R.K., Canfield, D.E., Grotzinger, J. P., 1996, Comparative Earth history and Late Permian mass extinction: Science, v. 273, p. 452-457.
- Knoll, A.H., Walter, M.R., Narbonne, G.M., Christie B. N., 2004, A new period for geologic time: Science, v. 305, p. 621-622.
- Liu, C., Wang, Z., Raub, T.D., Macdonald, F.A., Evans, D.A.D., 2014c, Neoproterozoic cap-dolostone deposition in stratified glacial meltwater plume: Earth and Planetary Science Letters, v. 404, p. 95-104.
- Maciel, P., 1959, Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso: Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 81, p. 31-39.
- Morse, J.W., Wang, Q., Tsio, M.Y., 1997, Influences of temperature and Mg:Ca ratio on the mineralogy of CaCO<sub>3</sub> precipitated from seawater: Geology, v. 25, p. 85–87.
- Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J.B.G., Sanches, A.L., Iyer S.S.S., 2007, Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic sucessions in South America: Chemical Geology, v.237, p.143-167.
- Narbonne, G.M., Xiao, S., Shields, G.A., 2012, The Ediacaran Period, *in* Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., Ogg, G., eds., Geological Time Scale 2012: Oxford, UK, Elsevier, p. 413-435.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C., Fairchild T.R., 2003, Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid ice-house-greenhouse transition in snowball earth: Geological Society of America, v. 31, p. 613-616.

- Peryt, T.M., Hoppe, A., Bechstadt, T., Koster, J., Pierre, C., Richter, D.K., 1990, Late Proterozoic aragonitic cement crusts, Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil: *Sedimentology*, v. 37, p. 279–286.
- Powell, C.M., Li, Z. X., McElhinny, M.W., Meert, J.G., Park, J.K., 1993, Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana: *Geology*, v. 21, p. 889-892.
- Romero, G.R., Morais, L., Sanchez, E.A.S., Fairchild, T.R., Boggiani, P.C., Nogueira, A.C.R., 2012, Same structures, different origins? Tubestones in stromatolitic mounds from the Ediacaran of Brazil: *Fermor Meeting of the Geological Society: The Neoproterozoic Era: Evolution, Glaciation, Oxygenation*. Londres, p. 125.
- Romero, G.R., Sanchez, E.A.M., Morais, L., Boggiani, P.C, Fairchild, T.R., 2016, Tubestone microbialite association in the Ediacaran cap carbonates in the southern Paraguay Fold Belt (SW Brazil): Geobiological and stratigraphic implications for a Marinoan cap carbonate: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 71, p. 172-181.
- Romero, G.R., Sanchez, E.A.M., Soares, J.L., Nogueira, A.C.R., Fairchild, T.R., 2020, Waxing and waning of microbial laminites in the aftermath of the Marinoan glaciation at the margin of the Amazon Craton (Brazil): *Precambrian Research*, v.348, artigo 105856.
- Sawaki, Y., Ohno, T., Tahata, M., Komiya, T., Hirata, T., Maruyama, S., Windley, B.F., Han, J., Shu, D., Li, Y., 2010, The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China: *Precambrian Research*, v. 176, p. 46–64.
- Shields, G.A., 2005, Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing models and the plumeworld hypothesis: *Terra Nova*, v. 17, p. 299-310.
- Silva da Glória, M., Rocha Neto, M.B., Jost, H., Kuyumjian, R.M., (Orgs.). *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Belo Horizonte: CPRM, 2014.
- Sohl, L.E., Christie-Blick, N., Kent, D.V., 1999, Paleomagnetic polarity reversals in Marinoan (ca. 600 Ma) glacial deposits of Australia: Implications for the duration of low-latitude glaciation in Neoproterozoic time: *GSA Bulletin*, v. 111, p.1120-1139.
- Stockdale P.B., 1922, Stylolites: their nature and origin: *Indiana University Studies*, v.9, p.1-97.
- Tucker, M., Wright, V.P., 1990, *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, p.479.
- Turner, E.C., James, N.P., Narbonne, G.M., 2000, Taphonomic Control on Microstructure in Early Neoproterozoic Reefal Stromatolites and Thrombolites: *Palaios*, v.15, p.87-111.

- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In*: C. K. Wilgus., H. Posamenier., C. A. Ross., C. G. St. C. Kendall., eds., *Sea-Level Changes an Integrated Approach*. SEPM. Special Publication, v. 42, p. 39–45.
- Vieira, L. C., Nédélec, A., Fabre, S., Trindade, R. I., & De Almeida, R. P. 2015. Aragonite crystal fans in Neoproterozoic cap carbonates: a case study from Brazil and implications for the post–snowball earth coastal environment: *Journal of Sedimentary Research*, v. 85, p. 285-300.
- Walter, M.R., Veevers, J.J., Calver, C.R., Gorjan, P., Hill, A.C., 2000. Dating the 840-544 Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models: *Precambrian Research*, v. 100, p. 371-433.
- Williams, G. E., 1979, *Sedimentology, Stable-isotope Geochemistry and Palaeoenvironment of Dolostones Capping Late Precambrian Glacial Sequences in Australia*: *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 26, p. 377–86.
- Xiao, S., Narbonne, G. M., Zhou, C., Laflamme, M., Grazhdankin, D. V., Moczyłowska-Vidal, M., Cui, H., 2016, Towards an Ediacaran time scale: problems, protocols, and prospects: *Episodes*, v. 39, p. 540-555.
- Young, G.M., Nesbitt, H.W., 1999, *Paleoclimatology and Provenance of the Glaciogenic Gowganda Formation (Paleoproterozoic), Ontario, Canada: A Chemostratigraphic Approach*: *Geological Society of America/Bulletin*, v. 111, p. 264-274.