

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA**

**ALINE SENNA DE ALMEIDA**

**INVESTIGAÇÃO DA ORIGEM MICROBIAL EM ROCHAS DA FORMAÇÃO IRATI  
POR MEIO DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

**Caçapava do Sul  
2021**

**ALINE SENNA DE ALMEIDA**

**INVESTIGAÇÃO DA ORIGEM MICROBIAL EM ROCHAS DA FORMAÇÃO IRATI  
POR MEIO DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza

Coorientadora: Ma. Marlise Colling Cassel

**Caçapava do Sul  
2021**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos  
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do  
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

A447i Almeida, Aline Senna de  
INVESTIGAÇÃO DA ORIGEM MICROBIAL EM ROCHAS DA FORMAÇÃO  
IRATI POR MEIO DE ANÁLISE PETROGRÁFICA / Aline Senna de  
Almeida.  
91 p.  
  
Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade  
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2021.  
"Orientação: Ezequiel Galvão de Souza".  
  
1. Folhelhos Negros. 2. Paleoambiente. 3. Ação Biogênica.  
I. Título.

**ALINE SENNA DE ALMEIDA**

**INVESTIGAÇÃO DA ORIGEM MICROBIAL EM ROCHAS DA FORMAÇÃO  
IRATI POR MEIO DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

Trabalho de Conclusão de  
Curso apresentado ao Curso de  
Geologia da Universidade Federal do  
Pampa, como requisito parcial para  
obtenção do Título de Bacharel em  
Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 30 de outubro de  
2021.

Banca examinadora:

---

Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza  
Orientador  
UNIPAMPA

---

Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina  
UNISINOS

---

Dra. Rosália Barã da Cunha  
PUC-RS

---

Assinado eletronicamente por **EZEQUIEL GALVAO DE SOUZA, PROFESSOR DO MAGISTERIO  
SUPERIOR**, em 04/10/2021, às 16:17, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as



normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **ROSALIA BARILI DA CUNHA, Usuário Externo**, em 05/10/2021, às 10:26, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site [https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador\\_externo.php?acao=documento\\_conferir&id\\_orgao\\_acesso\\_externo=0](https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **0630709** e o código CRC **0322D568**.

Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul

Dedico este trabalho à mulher forte, guerreira e persistente. Mãe, obrigada por tudo! Essa conquista é sua. És o meu exemplo de luta e dedicação!

## AGRADECIMENTO

Agradeço primeiramente a Deus, por me permitir encerrar mais um ciclo, ter forças para concluir meu objetivo e poder ultrapassar todos os obstáculos para chegar até aqui e poder trilhar novos caminhos. Estas páginas são fruto de muito esforço, dedicação e tempo ao longo destes anos.

Agradeço aos meus pais, Valmir e Graça, por todos os ensinamentos, incentivo, confiança, amor incondicional e por me proporcionar a melhor educação possível. Aos meus irmãos, Junior e Fabiano, no qual me espelho muito, obrigada pela confiança, companheirismo e incentivo depositado em mim, agradeço imensamente. Obrigada por acreditarem e me ajudarem tanto durante estes anos de graduação. Vocês são a melhor parte de mim, e só eu sei o quanto vocês são importantes. A eles dedico esta conquista. Eu amo muito vocês!

Agradeço ao Victor, meu namorado, pela paciência, incentivo, apoio e por estar comigo nos momentos difíceis, tanto em minha vida acadêmica quanto pessoal. Te amo!

Agradeço ao meu orientador Ezequiel Galvão e a minha coorientadora Marlise Cassel por terem embarcado nessa minha vontade em trabalhar com folhelhos e por toda confiança que depositaram em mim, obrigada por todos os aprendizados, conselhos, dicas, conhecimentos geológicos compartilhados, o que fizeram com que este trabalho fosse realizado com êxito. Tenho grande admiração e me inspiro no grande profissional que vocês são. Obrigada por me ensinarem tanto, por serem extremamente atenciosos e bem-humorados, isso mostra que é possível ser bom como profissional e pessoa.

Agradeço aos membros da banca Dr. Ernesto Lavina e Dr<sup>a</sup>. Rosalia Barili por aceitarem o convite e por todas as contribuições apresentadas.

Agradeço aos amigos, que tive o prazer e sorte de conhecer ao longo da minha trajetória por Caçapava do Sul, pela parceria, suporte e momentos memoráveis. Em especial Daniele Martins, Jonas Henrique, Yuri Faé, Mateus Kroth, Adriano Oliveira, Carolina Kwamme, Samara Capitol, Guilherme Pazinato, Bianca Carreño, Rebeca Araujo e Jonas Santos. Foi muito bom conhecer cada um de vocês. Espero reencontrá-los sempre.

Agradeço a figura da Universidade Federal do Pampa - UNIPAMPA, a todos os professores do curso de Geologia que tive o prazer de conhecer e que compartilharam

seus conhecimentos geológicos durante todos esses anos. E aos demais funcionários que possibilitam o bom andamento desta universidade.

Agradeço a figura da Universidade do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS, pela disponibilidade e todo suporte laboratorial. Em especial, à Rita, que me auxiliou durante a descrição petrográfica e na parte escrita do TCC. Muito obrigada por toda atenção, paciência, dicas e pelos ensinamentos os quais foram muito importantes para a formação do meu conhecimento geológico. A Joice e Julia pela ajuda e apoio durante a realização deste trabalho.

Agradeço ao Serviço Geológico do Brasil - CPRM pela disponibilidade dos testemunhos de sondagem.

Agradeço à Geologia por ser essa ciência da Terra fascinante que me proporciona olhar para o mundo com outros olhos e acreditar que até as menores frações granulométricas podem conter histórias evolutivas fascinantes, algumas delas tem até alguns organismos que podem nos dizer como era a vida deles naquele tempo.



“No fim das contas, o fato de que nós, humanos, meras coleções de partículas fundamentais da natureza, fomos capazes de alcançar alguma compreensão das leis que nos governam – e nosso universo – é um tremendo triunfo.”

- Stephen Hawking, Breves respostas para grandes questões.

## RESUMO

Os folhelhos negros representam um momento importante de ausência de oxigênio no fundo do mar e, devido a isso, apresentam grande relevância econômica, visto que são as principais fontes de óleo e gás. Apesar de diversos estudos indicarem que estes tipos de depósitos apresentam características complexas em relação a sua gênese, os fatores controladores da geração de folhelhos são bastante detalhados. Entretanto, estudos sob o ponto de vista descritivo das interações entre os microrganismos e o substrato ainda são poucos. Dada esta importância, este trabalho buscou compreender a ação microbiana na gênese dos folhelhos negros da Formação Irati no Sul da Bacia do Paraná, durante o Permiano inferior (Cisuraliano). A Formação Irati constitui espessas camadas de folhelhos depositados em um mar epicontinental com flutuações na salinidade e oxigenação do substrato. A partir da análise petrográfica qualitativa de 16 lâminas, foi possível identificar e caracterizar as feições microbiana e suas formas de interação com as partículas sedimentares. As principais feições encontradas foram estrutura de comportamento de carga, estrutura de crescimento *wavy-crinkly*, tramas de aprisionamento – *baffing* e *trapping*, estruturas *roll-ups* e laminação fenestral. A análise destas estruturas contribui para o entendimento da relação entre as esteiras microbianas e as condições geológicas relacionadas a história do seu ambiente deposicional.

Palavras-Chave: Folhelhos negros; Paleoambiente; Ação biogênica.

## **ABSTRACT**

Black shales represent an important moment of lack of oxygen on the seabed and, because of this, have great economic relevance, since they are the main sources of oil and gas. Although several studies indicate that these types of deposits have complex characteristics about their genesis, the controlling factors of shale generation are quite detailed. However, studies from the descriptive point of view of the interactions between microorganisms and the substrate are still few. Given this importance, this study sought to understand the microbial action in the genesis of black shales of the Irati Formation in the South of the Paraná Basin, during the lower Permian (Cisuraline). The Irati Formation constitutes thick layers of shaleded in an epicontinental sea with fluctuations in salinity and oxygenation of the substrate. From the qualitative petrographic analysis of 16 slides, it was possible to identify and characterize the microbial features and their forms of interaction with sedimentary particles. The main features found were load behavior structure, wavy-crinkly growth structure, trapping plots – baffing and trapping, roll-up structures, and fenestral lamination. The analysis of these structures provides better assimilation of the relationship between microbial mats and geological conditions related to the history of their depositional environment.

Keywords: Black shales; Paleoenvironment; Biogenic action.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Ordoviciano – Cretáceo), localizado no interior cratônico da América do Sul. Linhas de contorno mostram a profundidade. As áreas coloridas representam as supersequências que compõem o preenchimento da bacia (adaptado de Milani, 1997). Detalhe mostra a localização da Bacia do Paraná na América do Sul.....	21
Figura 2 - Localização da área de estudo no sul do Brasil. Áreas coloridas representam unidades litoestratigráficas e indicados os poços HV-044 e SC-081 que são o foco do estudo. ....	23
Figura 3 - Formas mais comuns dos estromatólitos. ....	26
Figura 4 - Imagem esquemática da formação de estromatólitos: (A) amostra de estromatólito recente, mostrando a estruturação interna laminada. (B) interação de microrganismos e sedimentos durante a formação da estrutura estromatolítica. ....	27
Figura 5 - Trombólito com formato estratiforme e de domo tendo, como base, camada de coquina. ....	28
Figura 6 - Trombólito com formato estratiforme e de domo tendo, como base, camada de coquina. ....	29
Figura 7 - (A) e (B) Estruturas de escavação (bioturbação) em carbonatos marinhos rasos com traços do icnofóssil thallasinaides (setas vermelhas). ....	30
Figura 8 - (A) Biolaminito. Intercalação de lâminas de esteiras microbianas e carbonato peloidal (setas vermelhas) (px). (B) Esteiras microbianas sobre e intercrescidas a um aglomerado de carbonato de cálcio peloidal de textura grumosa e cimentado por carbonato microcristalino (setas amarelas) (px). ....	31
Figura 9 - Laminações orgânicas fosfatadas (setas vermelhas) (px).....	32
Figura 10 - (A) Partículas sedimentares e carapaças carbonáticas aprisionadas e aglutinadas por esteiras microbianas (setas vermelhas) (px) e (B) Grão de quartzo aprisionado por esteira microbiana (seta amarela) (px). ....	33
Figura 11 - Fábricas de tapetes microbiais endobentônicos e epibentônicos vistas em lâmina. ....	33
Figura 12 - (A) Minerais pesados ligados à lâmina microbiana dentro de sedimentos siliciclásticos de maré (setas vermelhas). (B) Imagem de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) de grãos de quartzo ligados por tapete de superfície microbiana filamentosa (setas amarelas).....	34

Figura 13 - Lâminações onduladas e enrugadas, denominadas laminações wavy-crinkly (setas vermelhas).....	35
Figura 14 - A foto superior mostra estruturas enroladas que resultam do tapete de dessecação (Escala: cerca de 10cm). A foto interior ilustra estrutura roll-up com estrutura interna. (Escala: 1cm).....	36
Figura 15 - Laminação fenestral (seta branca), provavelmente relacionada a dessecação (seta preta).....	37
Figura 16 - Pelóides (Pe) apresentando formas arredondadas e retangulares e por vezes fraturados (FAT).....	38
Figura 17 - Comparação do comportamento de carga de uma camada de silte sem esteiras microbiais e uma com a presença de esteiras microbiais: (A) o silte é capaz de afundar na camada argilosa formando pequenas pillows (setas brancas); (B) a matéria microbiana resistindo à carga e a camada siltosa forma leves depressões (setas vermelhas).....	39
Figura 18 – (A) Lâminas onduladas de pirita cristalina fina (setas vermelhas) em camadas de fácies de folhelhos na Formação Newland (Mesoproterozóico, Montana/USA). (B) Lâminas piríticas (setas vermelhas) em folhelhos. ....	39
Figura 19 - Fotomicrografia da amostra MC-088 apresentando feição deposicional. (A) Estruturas boudinadas assimétricas, entrelaçadas e similar a “mica-fish” a luz natural (pp) (círculo vermelho) e (B) Zoom da estrutura boudinadas apresentando forma alongada a nicóis cruzados (px) (setas vermelhas).....	41
Figura 20 - Fotomicrografias da amostra MC-277 evidenciando a porosidade do arcabouço. (A) Porosidade secundária móldica e intergranular (px) (setas vermelhas) e (B) Zoom da porosidade secundária presente no arcabouço (px) (círculo vermelho). ....	42
Figura 21 - Fotomicrografia evidenciando grãos detríticos dispersos pelo arcabouço. (A) Amostra MC-153, contendo mica (muscovita) (círculo preto) e monazita (círculo rosa) (px); (B) Amostra MC-153, apresentando celadonita (círculo vermelho) e quartzo (círculo verde) (px); (C) Amostra MC-099, apresentando biotita (círculo laranja) (px); (D) Amostra MC-153, apresentando fluorita (círculo roxo) (px); (E) Amostra MC-099, mostrando siderita (círculo amarelo) (px); (F) Amostra MC-151, contendo epidoto (círculo azul) (px).....	43
Figura 22 - Fotomicrografia da amostra MC-277 apresentando matriz com constituição fina. (A) Matriz micrítica substituída por carbonato e estruturas algálicas dispersas pela	

matriz (círculo vermelho) (px) e (B) Zoom das estruturas algálicas presentes na matriz (setas vermelhas) (px).....	43
Figura 23 - Fotomicrografia da amostra MC-090 apresentando a estrutura internal draps of clay. (A) Cortinas internas de argila, descontínuas, com direção preferencial ao acamamento (setas vermelhas) (px) e (B) Zoom nestas cortinas internas.....	44
Figura 24 - Fotomicrografia dos constituintes diagenéticos, em ordem de abundância. (A) Amostra MC-153, evidenciando a pseudo-matriz com fragmentos de grãos detríticos. (px); (B) Amostra MC-295 evidenciando calcita (Cal) em forma de franja ao redor de estruturas hidrotermais (círculo vermelho) (px); (C) Amostra MC-150 evidenciando calcita maclada poiquilótópica (px); (D) Amostra MC-100 evidenciando grãos de pirita framboidal e euédrico dispersos pelo arcabouço (círculo vermelho) (px); (E) Amostra MC-097 evidenciando pirita (Py) distribuída aleatoriamente pelo arcabouço (px); (F) Amostra MC-100 evidenciando agregados de pirita (círculo laranja) (px); (G) Amostra MC-150 evidenciando dolomita com cristais espáticos e morfologia subesférica (px) e (H) Amostra MC-153 evidenciando hematita com forma globular e dispersa pelo arcabouço (círculo amarelo). .....	46
Figura 25 - Fotomicrografias da matéria orgânica distribuída pela matriz. (A) Amostra MC-099 evidenciando finas laminações de matéria orgânica pelo arcabouço (círculo vermelho) (px); (B) Amostra MC-347 evidenciando matéria orgânica dispersa pelo arcabouço (círculo vermelho) (px); (C) Amostra MC-150 evidenciando a matéria orgânica ao redor de cristais de dolomita espática (setas vermelhas) (px); (D) Amostra MC-090 evidenciando a matéria orgânica dispersa pelo arcabouço (círculo vermelho) (px).....	47
Figura 26 - Fotomicrografia de grãos aloquímicos, identificados como pelóides (Pe) com forma subesférica (círculos vermelhos). (A) e (B) Amostra MC-097 (px); (C). Amostra MC-088 (px) e (D) Amostra MC-280 (px).....	48
Figura 27 - Fotomicrografia das principais estruturas hidrotermais referentes ao poço HV-044. (A) Amostra MC-280 evidenciando calcita, como projeções cristalinas a partir da parede da fratura (px); (B) Amostra Mc-150 evidenciando cristais de calcita (Cal) poiquilótópica (px); (C) Amostra MC-295 evidenciando o veio cortando o arcabouço sem alterar a estrutura primária, preenchidos por sílica blocosa e carbonato (setas vermelhas), indicando diferentes fases hidrotermais (px); (D) Amostra MC-277 evidenciando brecha com pequenos enclaves da matriz sendo englobados pelo material precipitado dentro do veio (setas vermelhas) (px); (px) e (E) Amostra MC-150	

evidenciando a sílica microcristalina (Sr) fibrorradiada, encontrada de forma disseminada na matriz da rocha (px).....	49
Figura 28 - Fotomicrografia apresentando feição microbiana. (A) Estrutura de comportamento de carga de uma camada de silte afundando a camada argilosa, formando pequenas pillows (setas vermelhas). (B) Amostra MC-153 evidenciando a estrutura de comportamento de carga, com pequena depressão (setas amarelas) (px).....	50
Figura 29 - Fotomicrografias evidenciando feição microbiana denominadas de laminação wavy-crinkly (setas vermelhas). (A) Amostra MC-095 (px); (B) e (C) Amostra MC-100 (px) e (D) Amostra MC-151 (px).....	51
Figura 30 - Fotomicrografia indicando feição microbiana denominada estrutura de trama de aprisionamento de grãos formando uma malha filamentosa na matriz (círculos e setas vermelhas). (A) Amostra MC-288 (px); (B), (C) e (D) Amostra MC-347 (px).....	52
Figura 31 - Fotomicrografia apresentando feição microbiana. (A) Estruturas roll-up e (B) Amostra MC-299 indicando estrutura roll-up, formando um ‘caracol” (setas vermelhas) (px).....	53
Figura 32 - Fotomicrografia apresentando feição microbiana denominada laminação fenestral. (A) Estrutura fenestral (seta branca) e lâminas abruptamente descontínuas, provavelmente relacionada a dessecação (seta preta). (B) Amostra MC-299 (setas vermelhas) (px); (C) Amostra MC-091 (setas vermelhas) (px) e (D) Amostra MC-099 (setas vermelhas) (px).....	54
Figura 33 - Caminho hipotético para a formação de pirita euédrica por meio da pirita framboidal. ....	57

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>18</b>
<b>2 OBJETIVO.....</b>	<b>19</b>
<b>3 JUSTIFICATIVA.....</b>	<b>19</b>
<b>4 CONTEXTO GEOLÓGICO E ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>20</b>
4.1 Bacia do Paraná.....	20
4.2 Supersequência Gondwana I.....	21
4.3 Formação Irati .....	22
4.4 Área de Estudo.....	23
<b>5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>24</b>
5.1 Teoria dos Métodos e Técnicas.....	24
5.1.2 Estruturas Microbiais (Biogênicas) .....	25
• Macroscópicas .....	25
a) Estromatólitos.....	25
b) Trombólitos.....	27
c) Dendrólito e Leilóito .....	28
d) Bioturbação e Estruturas Bioerosióticas .....	29
• Microscópicas.....	30
<b>6 MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>40</b>
<b>7 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA QUALITATIVA.....</b>	<b>41</b>
7.1 Arcabouço .....	41
a) Grãos Detríticos .....	42
b) Matriz.....	43
c) Constituintes Diagenéticos .....	44
d) Matéria Orgânica.....	47
e) Grãos Aloquímicos.....	48
7.2 Estruturas Hidrotermais (Veios).....	48
7.3 Feições Depositionais .....	50
a) Estrutura de carga.....	50
b) Estrutura de Crescimento .....	50



7.4 Estruturas Microbianas .....	51
a) Tramas de aprisionamento de grãos.....	51
b) Estrutura <i>roll-ups</i> .....	52
c) Laminação Fenestral.....	53
<b>8 INTERPRETAÇÃO DA DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA QUALITATIVA.....</b>	<b>54</b>
<b>9 CONCLUSÕES .....</b>	<b>61</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>63</b>
<b>APÊNDICES .....</b>	<b>71</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Folhelhos negros representam momentos de anoxia no fundo de um corpo d'água. Estas rochas são estudadas devido à sua importância como possíveis fontes geradoras de óleo e gás natural. Apesar disso, mesmo com diversos depósitos pelo mundo, sua gênese ainda é pouco detalhada sob o ponto de vista descritivo das interações entre os microrganismos e o substrato (TISSOT *et al.*, 1980; WIGNALL, 1991; RIMMER, 2004).

Estruturas biogênicas são produzidas a partir da interação dos microrganismos bentônicos com o ambiente, sendo encontradas principalmente em ambientes marinhos costeiros ou hipersalinos (DAMAZIO *et al.*, 2006). Esses ambientes suportam uma grande diversidade de espécies com um amplo espectro de processos metabólicos e de interação com a matéria orgânica disponível nas esteiras microbiais, e produzem importantes produtos como gases e precipitação de minerais (VISSCHER & STOLZ, 2005; COURA, 2011).

A Bacia do Paraná registra um momento singular na sua evolução estratigráfica que representa a restrição da circulação de águas. Na porção superior do Permiano a bacia desenvolve um contexto paleoambiental com oscilações na salinidade e oxigenação. Neste momento acumularam-se carbonatos e evaporitos preferencialmente na porção norte da bacia, e folhelhos betuminosos na porção sul (MILANI *et al.*, 2007), o que corresponde à Formação Irati. Tal formação exhibe conteúdo fossilífero de répteis, restos vegetais, peixes, crustáceos e palinóforos. A formação compõe a Supersequência Gondwana I e corresponde à base do Grupo Passa Dois da Bacia do Paraná. Se divide nos membros: Taquaral, o inferior e Assistência, o superior (LAGES, 2004).

Através da descrição petrográfica qualitativa de 16 lâminas dos testemunhos de sondagem HV-044 e SC-081 foi possível identificar e caracterizar as feições microbiana e suas formas de interação com o substrato. Os testemunhos estão localizados no setor sul da Bacia do Paraná, no estado do Rio Grande do Sul e foram disponibilizados pelo Serviço Geológico Brasileiro - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM). Estes resultados aqui alcançados fornecem ferramentas para o detalhamento do contexto paleoambiental da Bacia do Paraná no Permiano superior, bem como enriquece os estudos acerca da interação microrganismo e substrato.

## 2 OBJETIVO

Este trabalho tem como objetivo geral avaliar a ação microbiana na Formação Irati.

## 3 JUSTIFICATIVA

Algas e bactérias representaram as primeiras formas de vida na Terra. Correspondem aos agentes biológicos na dinâmica de formação dos combustíveis fósseis presentes em rochas como os folhelhos betuminosos da Formação Irati. Compreender o comportamento desses microrganismos e sua interação com o sedimento permite desenvolver interpretações de cunho paleoambiental, quando reconhecidas em lâminas delgadas. A presença de feições microbianas está relacionada com a interação e litificação dos organismos com o sedimento, por meio da captura e ligação de partículas, juntamente com a mineralização destes organismos e das substâncias poliméricas extracelulares (EPS).

Os folhelhos betuminosos da Formação Irati são ricos em matéria orgânica amorfa e têm sua origem relacionada a sedimentação de finos e num geral, contêm pouco material carbonático associado. Com isso, a relação entre a ação microbiana e os folhelhos betuminosos se dá através de dois processos: (i) as cianobactérias fotossintéticas elevam o pH do meio, já supersaturado em  $\text{CaCO}_3$ , causando precipitação mineral e até litificação, a partir de lâminas; (ii) a decomposição da matéria orgânica por bactérias utiliza o  $\text{CO}_2$  do meio e libera íons de  $\text{Ca}^{2+}$  induzindo a degradação do EPS e, por fim, precipitando o carbonato de cálcio (DECHO *et al.*, 2005; DUPRAZ & VISSCHER, 2005).

Diante desses fatores, este estudo justifica-se pela necessidade em ampliar o conhecimento para aspectos da ação biogênica na sedimentação dos folhelhos, podendo contribuir para estudos futuros, permitindo a investigação de interações microbianas através de análises petrográficas.

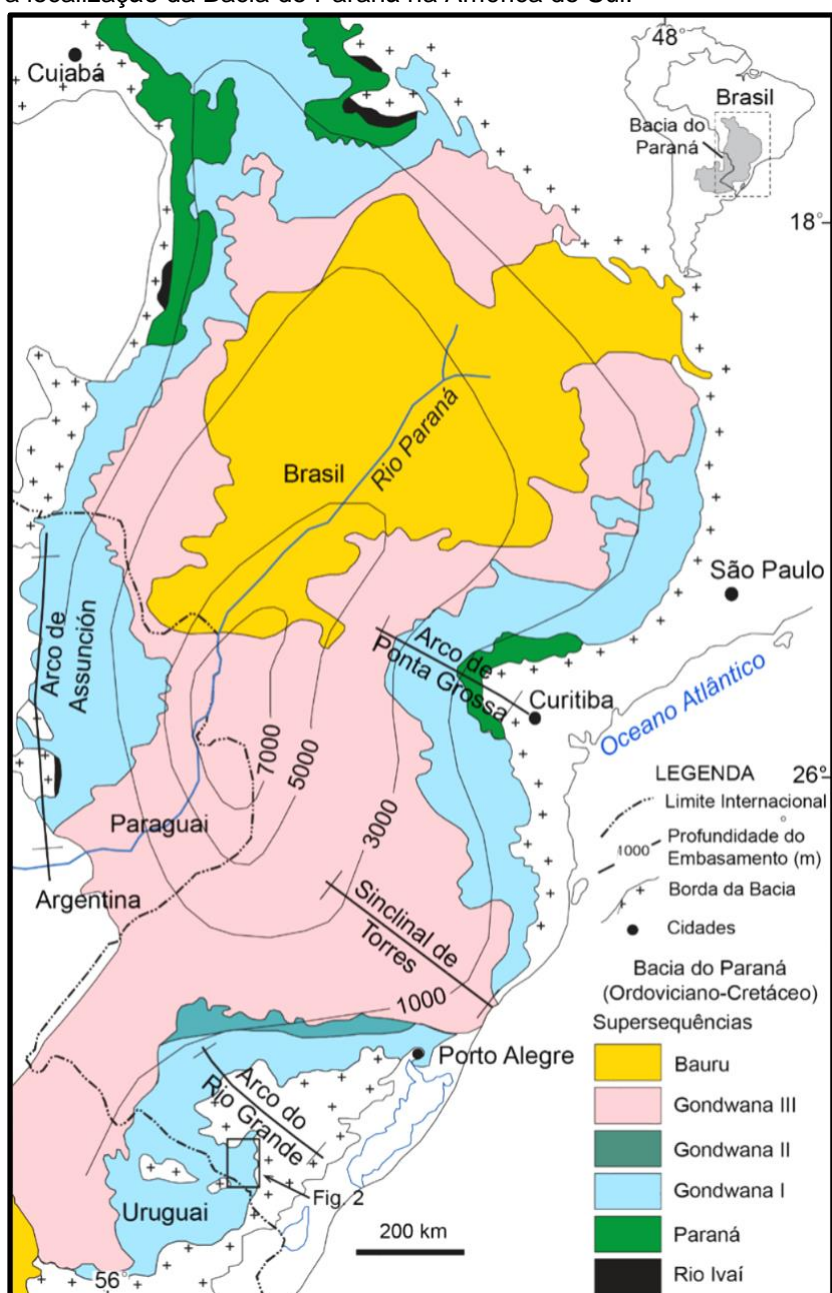
## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO E ÁREA DE ESTUDO

### 4.1 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma ampla bacia sedimentar intracratônica que inclui porções territoriais do centro e sul do Brasil, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai. A área compreende cerca de 1,5 milhão de quilômetros quadrados com forma ovalada a qual possui eixo maior N-S (MILANI *et al.*, 2007). O registro fanerozóico atinge até 8 km de espessura em seu depocentro, abrangendo unidades do Ordoviciano Superior ao Cretáceo. A evolução da bacia está ligada a elevações e subsidência das fases orogênicas do sul do Gondwana (ZALÁN *et al.*, 1990; MILANI, 1997; MILANI & RAMOS, 1998; CAGLIARI *et al.*, 2014 *apud* CASSEL *et al.*, 2019). A Bacia é subdividida em seis supersequências, as quais são denominadas: (i) Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano), (ii) Supersequência Paraná (Devoniano), (iii) Supersequência Gondwana I (Carbonífero – Triássico Inferior), (iv) Supersequência Gondwana II (Triássico), (v) Supersequência Gondwana III (Jurássico-Cretáceo) e (vi) Supersequência Bauru (Cretáceo) (Figura 1) (ZÁLAN *et al.*, 1990; MILANI, 1997; MILANI & RAMOS, 1998; CAGLIARI *et al.*, 2014).

De acordo com Shiraiwa (1994 *apud* MILANI, 2007), a Bacia exibe um flanco leste que é formado pela erosão em função do soerguimento crustal devido à abertura do Atlântico Sul durante o Mesozóico, à medida que a borda oeste é marcada por uma feição estrutural positiva, de direção norte-sul, que caracteriza um *bulge* flexural relacionado à sobrecarga litosférica atribuída à ação do cinturão orogênico andino. Por ser uma bacia no interior de crátons ou áreas continentais exibe uma pequena ocorrência de eventos tectônicos relacionados às margens de placa (MILANI *et al.*, 2007; SILVA *et al.*, 2003).

Figura 1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Ordoviciano – Cretáceo), localizado no interior cratônico da América do Sul. Linhas de contorno mostram a profundidade. As áreas coloridas representam as superseqüências que compõem o preenchimento da bacia (adaptado de Milani, 1997). Detalhe mostra a localização da Bacia do Paraná na América do Sul.



Fonte: Extraído de Cassel *et al.* (2019). Adaptado de Milani (1997) e Cagliari (2014).

## 4.2 Superseqüência Gondwana I

A Superseqüência Gondwana I engloba o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, sucedendo um expressivo hiato deposicional na história tectono-sedimentar da Bacia (ZALÁN, 1991; LÓPEZ-GAMUNDÍ & ROSSELLO, 1993; MILANI, 1997; MILANI *et al.*, 2007). Exibe uma tendência transgressiva-regressiva e uma

mudança paleoambiental gradual, de influência glacial na base para árida no topo (MILANI, 1997). A supersequência compreende uma parte basal transgressiva, correspondendo ao Grupo Itararé e Grupo Guatá. O primeiro, composto pelas formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana, são constituídos por depósitos sedimentares de origem glácio-marinha. O Grupo Guatá é formado por rochas de ambiente deltaico, marinho e litorâneo da Formação Rio Bonito e marinho da Formação Palermo, com a superfície de inundação máxima na sua parte intermediária. A parte superior, regressiva, está registrada nas rochas marinhas e transicionais do Grupo Passa Dois (Formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Rio do Rasto), registrando, ao seu final, o início da instalação de clima desértico na bacia. A sedimentação da Supersequência Gondwana I registra uma progressiva restrição da bacia para incursões marinhas do Panthalassa, o que resultou no período regressivo que contempla a sedimentação com tendência a depósitos não marinhos (LAVINA, 1988; LAVINA, 1992; MILANI, 1997; MILANI *et al.*, 2007).

### **4.3 Formação Irati**

A Formação Irati possui grande extensão lateral, abrangendo toda a área de cobertura da Bacia do Paraná. Possui um membro inferior denominado Taquaral e um membro superior denominado Assistência (MENDES, 1966; MILANI, 1997; BARBOSA & ALMEIDA, 1949; BARBOSA & GOMES, 1958).

O Membro Taquaral é composto por um pacote de folhelhos e siltitos acinzentados na base, frequentemente marcados por laminações paralelas e espessura média de 10 a 20 metros (SCHNEIDER, 1974). Já o Membro Assistência corresponde a intercalações entre folhelhos cinzas, folhelhos pretos betuminosos, e intervalos calcários nos quais é frequente o aparecimento de marcas ondulares, oólitos, brechas intraformacionais e espessura média de 30 metros (SCHNEIDER, 1974).

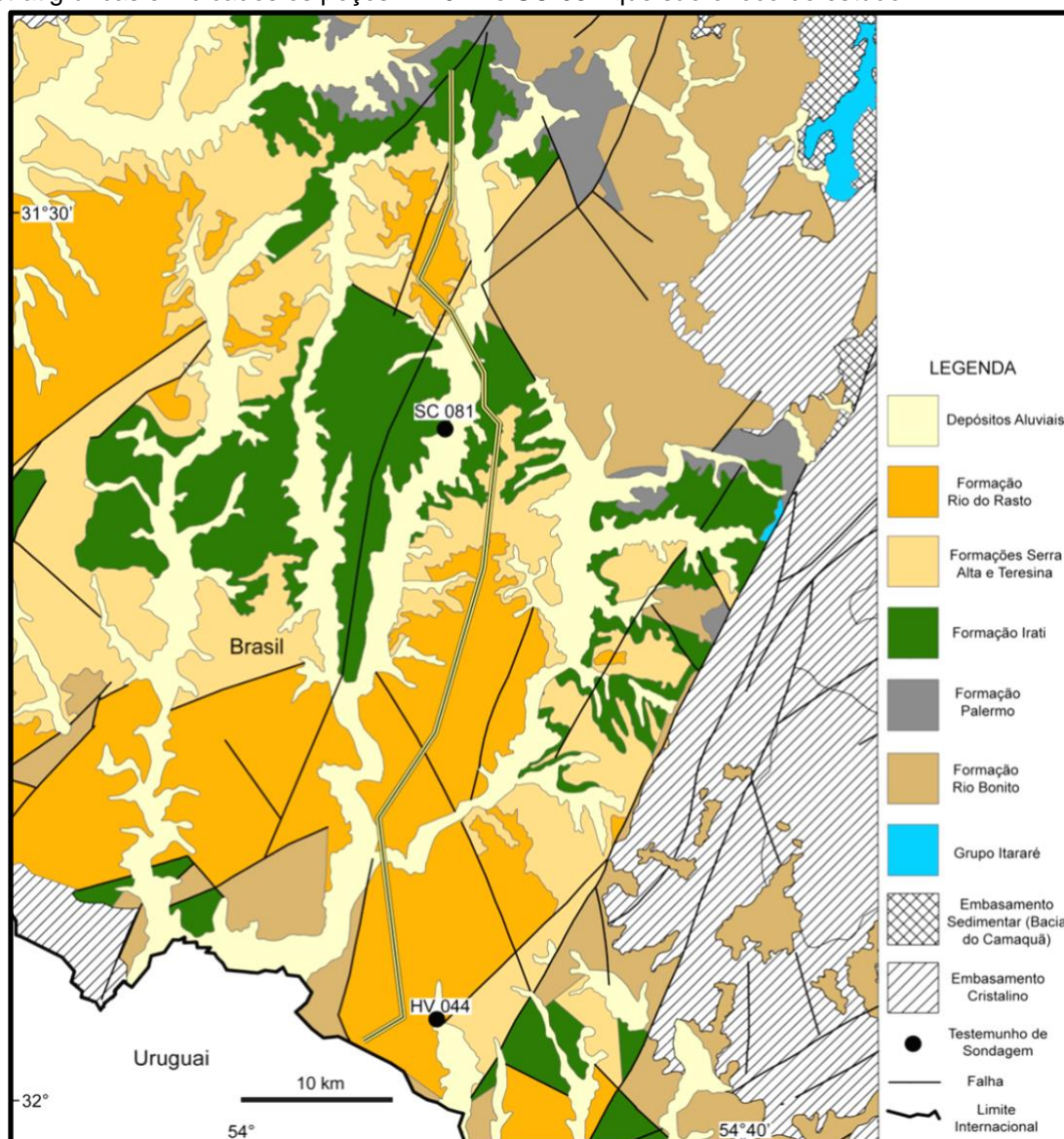
A Formação Irati ocorre em um ambiente epicontinental, com flutuações de salinidade, oxigenação e bioprodutividade do substrato. (LAVINA, 1992; HACHIRO, 1996; ARAÚJO, 2001; RODRIGUES *et al.*, 2010a; RODRIGUES *et al.*, 2010b *apud* CASSEL *et al.* 2019). É um sistema deposicional de rampas carbonáticas, dividida em rampa externa, média e interna (ARAÚJO, 2001 *apud* CASSEL *et al.*, 2019). Esta

associação representa a sedimentação durante a restrição do influxo marinho na Bacia do Paraná (LAVINA, 1992; MILANI *et al.*, 1997).

#### 4.4 Área de Estudo

O presente estudo foi realizado a partir de 16 lâminas petrográficas de amostras coletadas nos testemunhos de sondagem HV-044 e SC-081, disponibilizados pelo Serviço Geológico Brasileiro – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM), estes estão localizados no setor sul da Bacia do Paraná, no estado do Rio Grande do Sul. (Figura 2).

Figura 2 - Localização da área de estudo no sul do Brasil. Áreas coloridas representam unidades litoestratigráficas e indicados os poços HV-044 e SC-081 que são o foco do estudo.



Fonte: Extraído e Modificado de Cassel *et al.* (2019).

## 5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 5.1 Métodos e Técnicas

#### 5.1.1 Trabalhos Anteriores Aplicados à Formação Irati

A Formação Irati é composta por sedimentos siliciclásticos finos, ricos em matéria orgânica, intercalado com carbonatos e evaporitos (SOARES, 2003; CASSEL, 2019). É subdividida em dois membros: Taquaral (inferior) e Assistência (superior). O membro Taquaral é composto por argilitos e siltitos, enquanto o membro Assistência possui siltitos e folhelhos pretos, eventualmente intercalados com carbonatos (MENDES *et al.*, 1966; PADULA, 1968 *apud* CASSEL, 2019; PETRI & COIMBRA, 1982, *apud* CASSEL, 2019; OELOFSEN & ARAÚJO, 1983; LAVINA, 1992; HACHIRO, 1996; MILANI *et al.*, 1997; ARAÚJO, 2001; RODRIGUES, 2010; ALFERES, 2011). O Membro Assistência também se caracteriza pela ocorrência de restos de *Mesosaurus*, correlacionados à Formação Whitehill no sul da África (OELOFSEN & ARAÚJO, 1983; OELOFSEN & ARAÚJO, 1987 *apud* CASSEL, 2019; LAVINA, 1992; SOARES, 2003). Sua espessura varia de 20 a 40 metros (MENDES *et al.*, 1966; GOULART, 1982; OELOFSEN *et al.*, 1983; AMARAL, 1967).

A sedimentação do Irati ocorreu em um contexto subaquoso, situado em uma região aplainada e tectonicamente estável, por meio da interação de sistemas deposicionais carbonáticos e siliciclásticos, configurando um sistema misto (AMARAL, 1967; ARAUJO, 2001). Representa uma fase redutora com relevância dentro de um ciclo de sedimentação mais amplo (MENDES *et al.* 1966; AMARAL, 1967, ARAUJO, 2001).

Para alguns autores foi depositada em ambiente marinho epicontinental restrito, com flutuações de salinidade, oxigenação e bioprodutividade do substrato (HACHIRO, 1996; ARAÚJO, 2001; RODRIGUES *et al.*, 2010a; RODRIGUES *et al.*, 2010b). De acordo com Soares (2003) e Oelofsen & Araújo (1983), no passado, o mar Irati era relativamente raso e normalmente calmo, com baixa salinidade. Este corpo d'água com dimensões continentais possuía estratificação ao longo da coluna d'água, sendo as águas de fundos frias, mais densas, mais salinas, com baixo teor de oxigênio e ricas em sulfato de hidrogênio e com baixa diversidade de organismos vivos (LAVINA, 1992). As águas superficiais eram quentes, menos densas, menos salinas e bem oxigenadas. Nas águas rasas habitava uma fauna diversificada, como, mesossauros, peixes, crustáceos, foraminíferos, ostracodes (SOARES, 2003).



A Formação é constituída por associações de litofácies de um sistema de rampas carbonáticas, dividido em rampas externa, média e interna. Esta associação corresponde à deposição durante a restrição do influxo marinho que operou na Bacia do Paraná (LAVINA, 1992; MILANI *et al.*, 1997; ARAUJO, 2001; ALFERES *et al.*, 2011, CASSEL *et al.*, 2019).

Existe uma relação entre a ação microbial e os folhelhos betuminosos, visto que estes folhelhos são ricos em matéria orgânica e ocorrem devido a interação e litificação dos organismos com o sedimento, por meio da captura e ligação de partículas, juntamente com a mineralização destes organismos e das substâncias poliméricas extracelulares (EPS). Sendo assim, estes agentes biológicos se tornam importantes no processo de sedimentação de partículas e na dinâmica de formação dos combustíveis fósseis. Essa interação dos microorganismos com o meio, deixa no registro geológico estruturas diagnósticas, como a presença de feições microbianas, que quando reconhecidas no estudo de lâminas delgadas permitem traçar interpretações paleoambientais.

### **5.1.2 Estruturas Microbiais (Biogênicas)**

Nesta secção será apresentada uma revisão sobre os conceitos importantes para o desenvolvimento deste trabalho, como, as principais estruturas macroscópicas e microscópicas, bem como suas particularidades. Com isso, a análise petrográfica destas rochas permitirá caracterizar os aspectos texturais que indicam a atividade microbiana nos sedimentos, assim como a interação entre eles. Adicionalmente, definir os fatores controladores para a sua preservação e interpretar o ambiente de deposição em que se formaram.

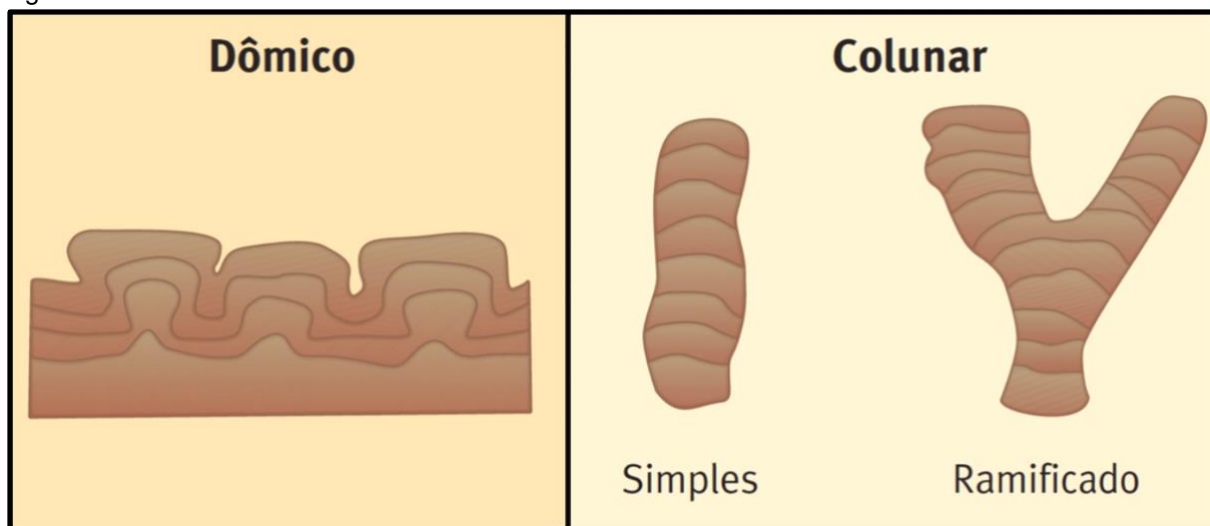
- **Macroscópicas**

- a) **Estromatólitos**

Estromatólitos são estruturas organo-sedimentares formados a partir do contato de microrganismos com o substrato. Se desenvolvem através do trapeamento e captação de sedimentos e minerais precipitados a partir de comunidades microbiotas bentônicas formadoras de esteiras microbianas, através de processos de

armadilhamento (*trapping*) e aglutinação (*bidding*) do substrato. (Figura 4). (GOLUBIC, 1975). Apresentam formas estratiformes, dômicas e colunares (Figuras 3 e 6) as quais geralmente correspondem à forma da superfície subjacente (SALLUN FILHO & FAIRCHILD, 2005).

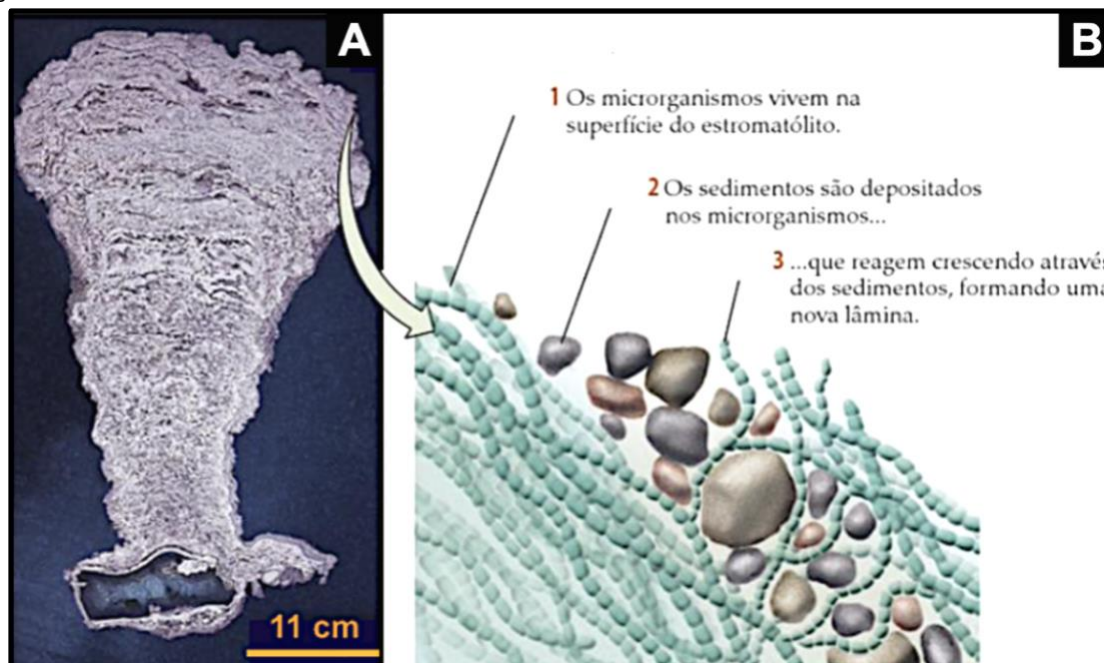
Figura 3 - Formas mais comuns dos estromatólitos.



Fonte: Extraído da Revista Ciência Hoje (2005).

A maior parte de estromatólitos desenvolvem-se *in situ* por organismos como corais, algas, moluscos, gastrópodes, espongiários, com dimensões que variam de decimétricas a métricas, construídas por ação de cianobactérias e pequenas algas, as quais ocupam uma variedade de ambientes, incluindo águas de composição química muito diferentes, e seu envolvimento na sedimentação é igualmente variada (WALTER, 1976; RIDING, 2011).

Figura 4 - Imagem esquemática da formação de estromatólitos: (A) amostra de estromatólito recente, mostrando a estrutura interna laminada. (B) interação de microrganismos e sedimentos durante a formação da estrutura estromatolítica.



Fonte: Adaptado de Grotzinger & Jordan (2013) *apud* Press *et al.*, (2006).

Estruturas estromatolíticas ocorrem em áreas usualmente hipersalinas de águas rasas, onde são locais próprios para seu desenvolvimento, pois são ricos em cálcio e bicarbonato, permitindo a formação do carbonato de cálcio, matéria prima para o desenvolvimento estromatolítico. Ambientes com elevada alcalinidade, temperaturas elevadas, e sob a ação intensa de ondas e correntes marinhas também são locais propícios para a preservação da matéria orgânica (MCNAMARA; AWRAMIK, 1992, *apud* DUPRAZ *et al.*, 2009).

Em ambientes recentes as estruturas estromatolíticas podem ser encontrados em alguns locais do mundo, como *Shark Bay* e *Pink ou Spencer Lake* (Austrália), Golfo Pérsico ou *Solar Lake* (Israel), *Salt Lake*, *Green Lake*, *Yellowstone National Park* e Flórida (Estados Unidos), Ilha de *Hai-Nan* (China), Golfo do México e na Lagoa Salgada (Brasil) (SILVA e SILVA *et al.*, 2004).

## b) Trombólitos

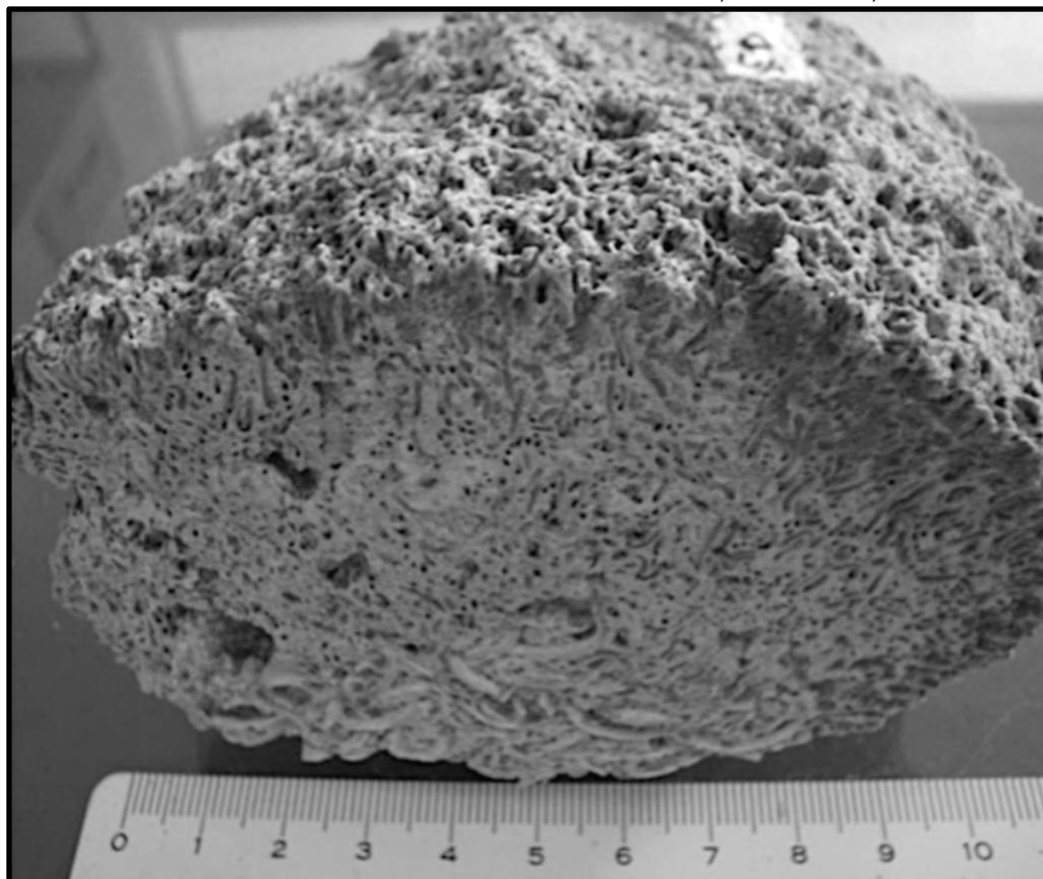
São depósitos organo-sedimentares, resultantes de uma comunidade de micróbios bentônicos, que retêm partículas de sedimentos, formando um esqueleto chamado trombólito, de estrutura compacta e com aspecto de coágulos (*clotted fabric*) ou de esponjosa (AITKEN, 1967 *apud* RIDING, 2011).

Podem interagir com os estromatólitos à medida que os coágulos individuais se tornam distintamente laminados, gerando formas intermediárias designadas de trombólíticas-estromatolíticas, como pode ser observado na figura 5 e 6 (AITKEN, 1967 *apud* RIDING, 2011).

As principais condições para o crescimento desses organismos é um ambiente com um sistema fechado, com quantidades suficientes de nutrientes, dentro da zona fótica e ausência de predadores (MOORE & BURNE, 1994; DUPRAZ *et al.*, 2009; RIDING, 2011).

Nas camadas superiores da estrutura predominam as cianobactérias vivas, enquanto o restante da estrutura constitui-se de apenas um esqueleto morto de carbonato de cálcio (MOORE & BURNE, 1994; DUPRAZ *et al.*, 2009; RIDING, 2011).

Figura 5 - Trombólito com formato estratiforme e de domo tendo, como base, camada de coquina.



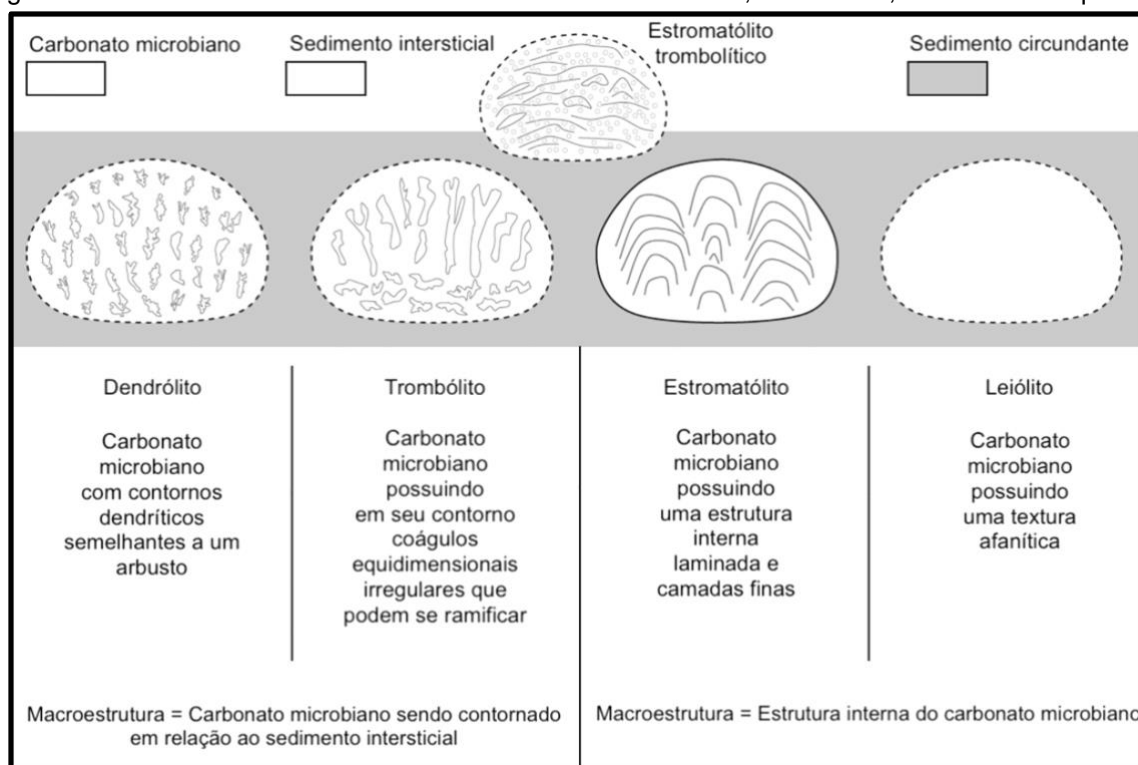
Fonte: Extraído de Silva e Silva *et al.* (2006).

### c) Dendrólito e Leilólito

Riding (2011) classifica ainda os microbialitos em dendrólito e leilólito com base em sua trama, esta associada diretamente a ação de microrganismos. De acordo com

a trama, os dendrólitos possuem contorno dendrítico semelhante a um arbusto enquanto os leiólitos possuem uma textura afanítica (Figura 6).

Figura 6 - Trombólito com formato estratiforme e de domo tendo, como base, camada de coquina.

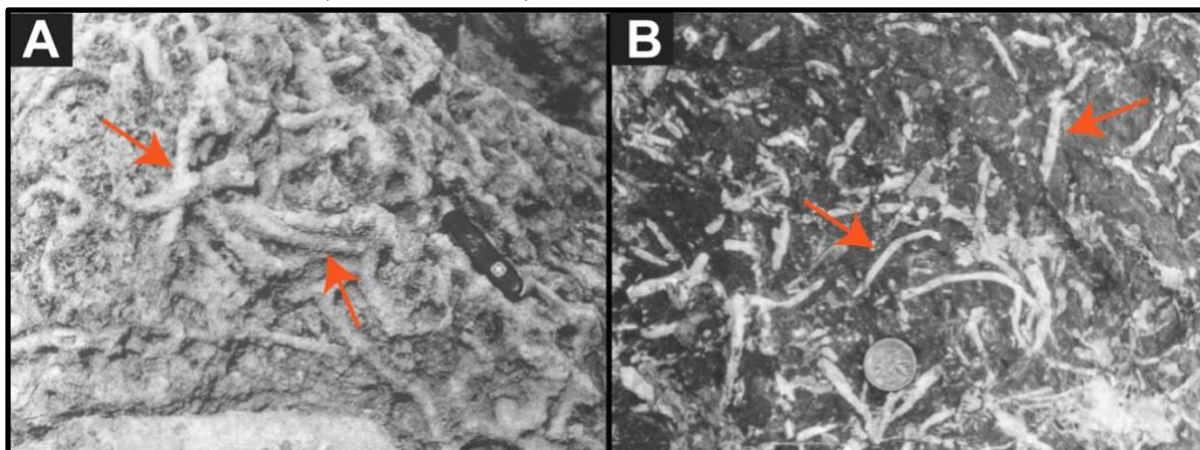


Fonte: Extraído de Riding (2011).

#### d) Bioturbação e Estruturas Bioerosióticas

A bioturbação é caracterizada pela destruição da estratificação original ou da fábrica sedimentar pré-existente pela ação de organismos vivos no substrato (BUATOIS & MÁNGANO, 2011; BROMLEY, 1996 *apud* SANTANA, 2018). Este processo de bioturbação é condicionado principalmente pelo modo de vida dos organismos e pelo grau de coesão do substrato. Ocorrem em ambientes marinhos, onde as correntes das marés e ondas não retrabalham os sedimentos do fundo, deixando-os mais propensos à atuação dos organismos bioturbadores (Figura 7) (BROMLEY, 1996 *apud* SANTANA, 2018; DEMICCO *et al.*, 1994).

Figura 7 - (A) e (B) Estruturas de escavação (bioturbação) em carbonatos marinhos rasos com traços do icnofóssil thalassináides (setas vermelhas).



Fonte: Extraído de Demicco *et al.* (1994).

- **Microscópicas**

As *Microbially Induced Sedimentary Structures* (MISS) são estruturas sedimentares primárias, formadas pela interação de biofilmes e esteiras microbianas sob a ação de processos dinâmicos sedimentares físicos e químicos, sendo estes, primeiramente reconhecidos por Kalkowsky (1908). Segundo Noffke (2010), tais estruturas restringem-se a ambientes de sedimentação siliciclástica, a partir da colonização do substrato por microbiotas bentônicas que, por meio da produção da *Extracelular Polymer Substances* (EPS) e, formação de lâminas orgânicas, respondem de modo diferenciado aos processos físicos. Essas estruturas podem ser distinguidas através de estruturas induzidas pelo crescimento, bioestabilização, confundimento, aprisionamento e ligação (NOFFKE, 2010).

O processo de bioestabilização é a resposta da esteira microbiana ou de biofilmes à erosão e ao comportamento flexível – biologicamente controlado – de uma camada de sedimentos que, caso não houvesse influência de fatores biológicos, seria rúptil. (NOFFKE, 2010). Essa estabilização dos sedimentos é influenciada pela produção de EPS e por superfícies sedimentares (PATERSON & BLACK, 2000).

O biofilme é mantido unido pelo EPS (DECHO 1990) e podem ou não modificar a estrutura primária e induzir a formação das estruturas (NOFFKE, 2003).

Segundo Noffke (2010), o processo de crescimento microbial está relacionado ao enriquecimento de biomassa por replicação celular e é controlado não somente por parâmetros sedimentológicos, mas também por luminosidade, temperatura, umidade e disponibilidade de nutrientes. Eventos de sedimentação induzem o processo de



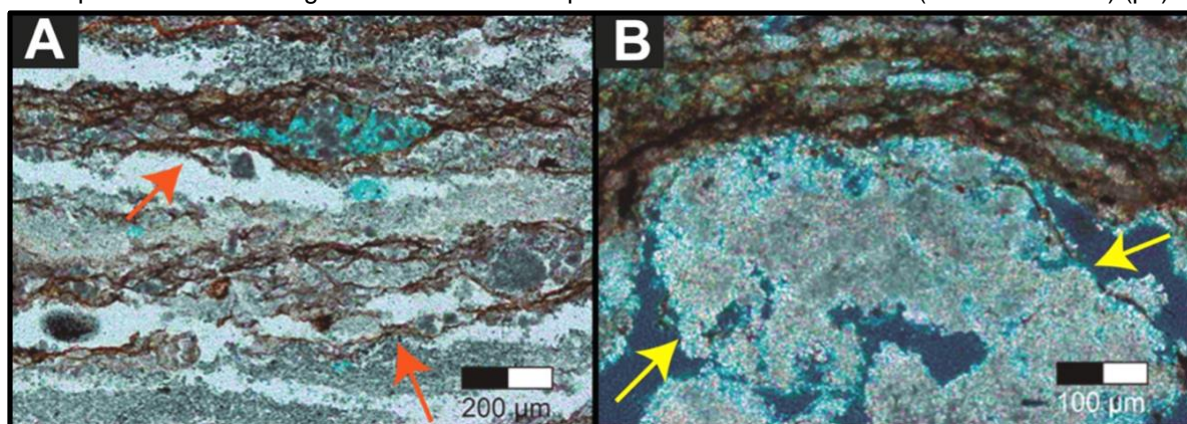
crescimento por estímulos a migração dos organismos formadores das esteiras em direção ascendente à uma nova superfície sedimentar, na busca por luminosidade e, conseqüentemente, estabilizando novamente o substrato (GERDES, 2010). A continuidade desse processo pode formar estruturas de nivelamento laminadas e grãos orientados (SCHIEBER *et al.*, 2007).

Estas estruturas são caracterizadas por sucessões de lâminas de esteiras microbianas, acrescidas sobre a superfície deposicional, com ondulações correspondentes a morfologia do substrato. Estas mesmas ondulações podem mascarar outras estruturas ou formas de leito pré-existent (SCHIEBER *et al.*, 2007).

De acordo com Riding (2000), o metabolismo da esteira microbiana possui um padrão de laminação observado nos biolaminitos, sendo formado pela intercalação de carbonato peloidal, na forma de aglomerados grumosos cimentados por carbonato microcristalino, e matéria orgânica formada por esteiras microbianas (Figura 8 A e B).

Estes aglomerados de carbonato de cálcio de textura grumosa (*clotted*) são interpretados como produto de cianobactérias calcificadas dentro da bainha de mucilagem produzida pelo EPS e, posteriormente, cimentadas por carbonato microcristalino. A partir da associação das esteiras com os aglomerados carbonáticos, é possível indicar que a textura grumosa do carbonato de cálcio, é originada a partir de micro-organismos formadores das esteiras (SCHIEBER *et al.*, 2007).

Figura 8 - (A) Biolaminito. Intercalação de lâminas de esteiras microbianas e carbonato peloidal (setas vermelhas) (px). (B) Esteiras microbianas sobre e intercrescidas a um aglomerado de carbonato de cálcio peloidal de textura grumosa e cimentado por carbonato microcristalino (setas amarelas) (px).

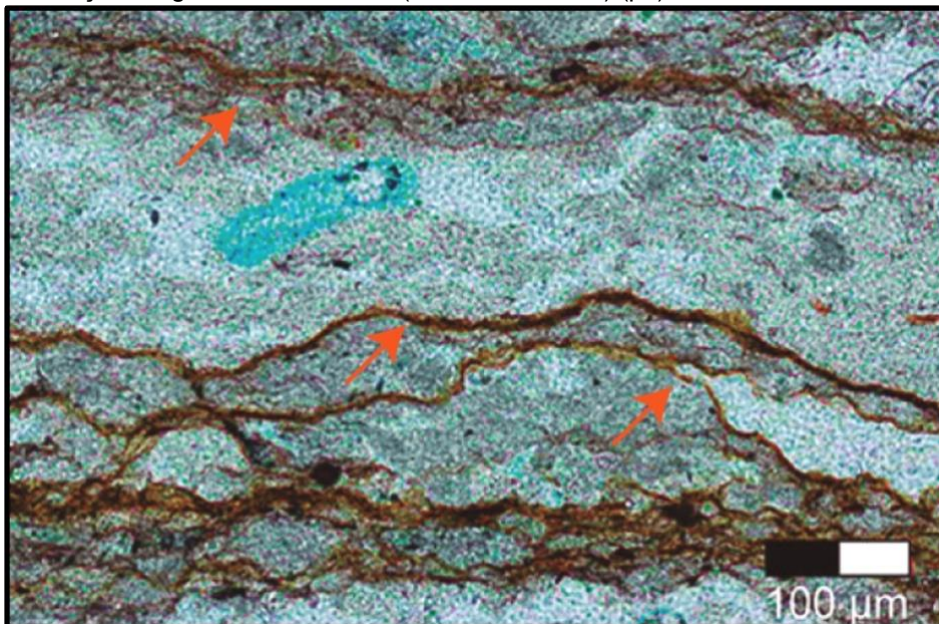


Fonte: Extraído de Sampaio *et al.* (2015).

Normalmente as laminações associadas as esteiras microbianas, apresentam tonalidades amarronadas, isotrópicas a nicóis cruzados (luz polarizada - LP) devido à

presença de matéria orgânica e de óxidos de ferro (FLÜGEL, 2010). Em alguns casos, as lâminas orgânicas podem ser substituídas por fosfato. (Figura 9).

Figura 9 - Laminações orgânicas fosfatadas (setas vermelhas) (px).



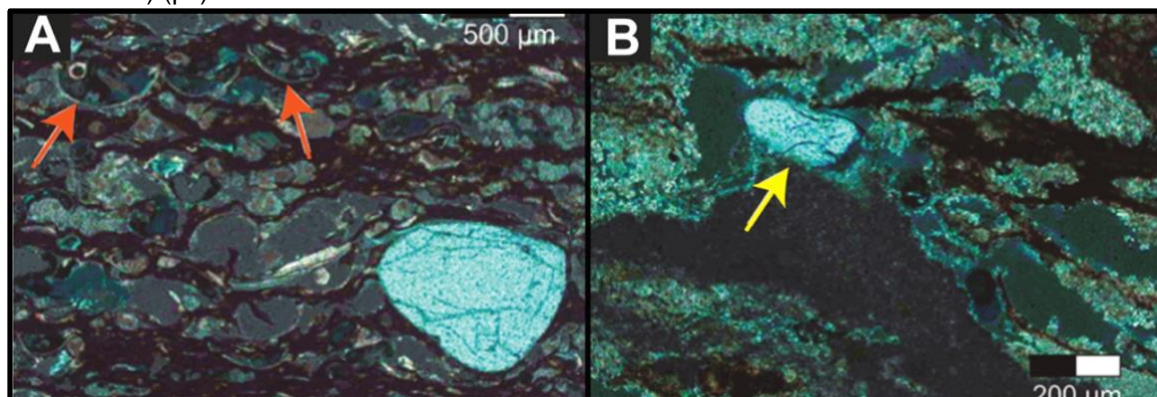
Fonte: Extraído de Sampaio *et al.* (2015).

A preservação de indícios relacionados a matéria orgânica inclui águas agitadas e calmas, oxigenadas ou anóxicas, alcalinas, salinas ou água doce. As características indicadas são importantes para a preservação da matéria orgânica encontrada em folhelhos. A formação desses leitos por meio do crescimento contínuo de esteiras microbianas implica que as primeiras lâminas da esteira foram soterradas e só posteriormente sofreram decomposição, já em um contexto ambiental anaeróbico, cujo precipitação de minerais como a pirita, a siderita e carbonatos ferromagnesianos, é favorecida (SCHIEBER *et al.*, 2007)

As relações existentes entre os biofilmes e as partículas sedimentares são reconhecidas em lâminas petrográficas, por meio da formação de estruturas do tipo tramas de aprisionamento – *baffling* e *trapping* – de sedimentos e grãos esqueléticos. Essas tramas são formadas a partir do contínuo desenvolvimento das esteiras microbianas, as quais circundam e aglutinam partículas pelo processo de *binding* (Figura 10 C e D) (GERDES, 2010).



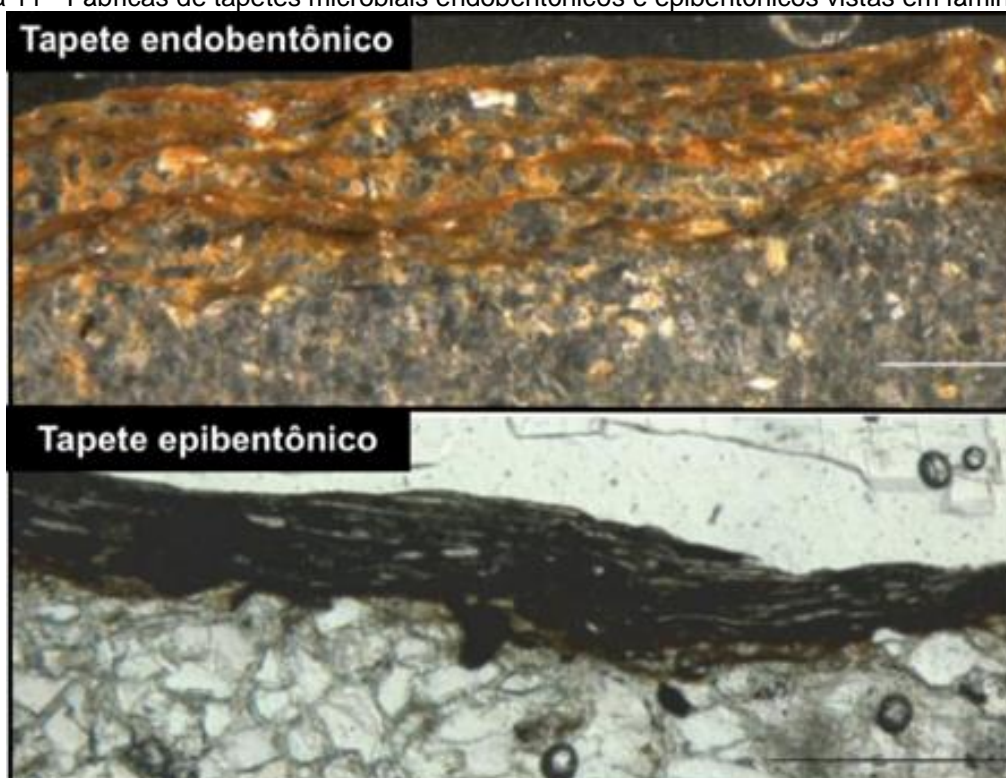
Figura 10 - (A) Partículas sedimentares e carapaças carbonáticas aprisionadas e aglutinadas por esteiras microbianas (setas vermelhas) (px) e (B) Grão de quartzo aprisionado por esteira microbiana (seta amarela) (px).



Fonte: Extraído de Sampaio *et al.* (2015).

Fábricas de tapetes microbiais endobentônicos e epibentônicos podem ser observados em lâminas petrográficas, exibindo microfábricas típicas de tapete (Figura 11), que incluem: (i) as próprias cianobactérias; (ii) suas EPS; (iii) as partículas minerais formadas *in situ* pela decomposição da matéria orgânica; e (iv) grãos detríticos, geralmente de tamanho silte, enriquecidos por estruturas resultantes da formação de barreira filamentosa (*baffling*) e por acumulação de partículas suspensas (*trapping*) (NOFFKE, 2010).

Figura 11 - Fábricas de tapetes microbiais endobentônicos e epibentônicos vistas em lâmina.

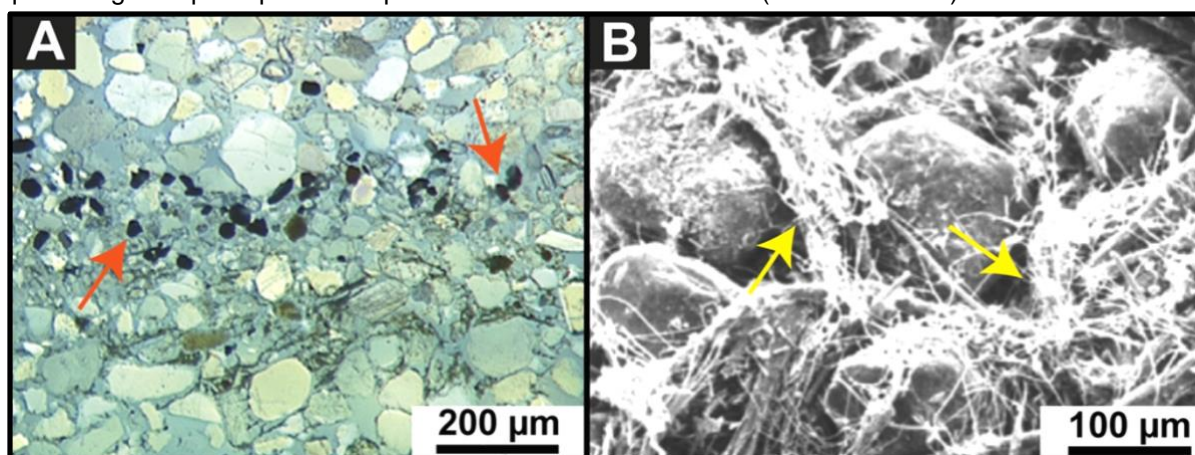


Fonte: Extraído e Adaptado de Noffke (2010).

As cianobactérias em tufos podem aglutinar e defletir material em suspensão, capturando e ligando material em suspensão, criando uma armadilha para o material sedimentar, detritos orgânicos ou precipitados de carbonato de cálcio na coluna de água (Figura 12 A) (SCHIEBER *et al.*, 2007).

Com a formação do biofilme ocorre uma a redução do atrito mecânico dentro da matriz mole em torno dos grãos, rotacionando os grãos para uma posição energeticamente adequada, resultando em grãos orientados com seus longos eixos paralelos à biolâminita (Figura 12 B) (NOFFKE *et al.*, 1997a).

Figura 12 - (A) Minerais pesados ligados à lâmina microbiana dentro de sedimentos siliciclásticos de maré (setas vermelhas). (B) Imagem de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) de grãos de quartzo ligados por tapete de superfície microbiana filamentosa (setas amarelas).



Fonte: Extraído de Schieber *et al.*, (2007).

Os tapetes microbiais possuem características relacionadas ao seu crescimento metabólico e apresentam processos que modificam a solubilidade do carbonato e geram a precipitação de minerais carbonáticos entre e ao longo dos filamentos das esteiras de crescimento (KRUMBEIN, 1974, 1986; GERDES & KRUMBEIN, 1987; CHAFETZ & BUCZYNSKI, 1992; CHAFETZ, 1994). Essa precipitação mineral deixa registros como, oóides irregulares (GERDES & KRUMBEIN, 1987), grãos de carbonato disseminados (KROPP *et al.*, 1997), cimento micrítico entre os grãos detríticos ou mesmo cimento de carbonato altamente específico. Da mesma forma, a ocorrência envoltória de dolomita Mg envolvendo filamentos de cianobactérias, pode ser relacionado a outro efeito metabólico (GEBELEIN & HOFFMAN, 1973).

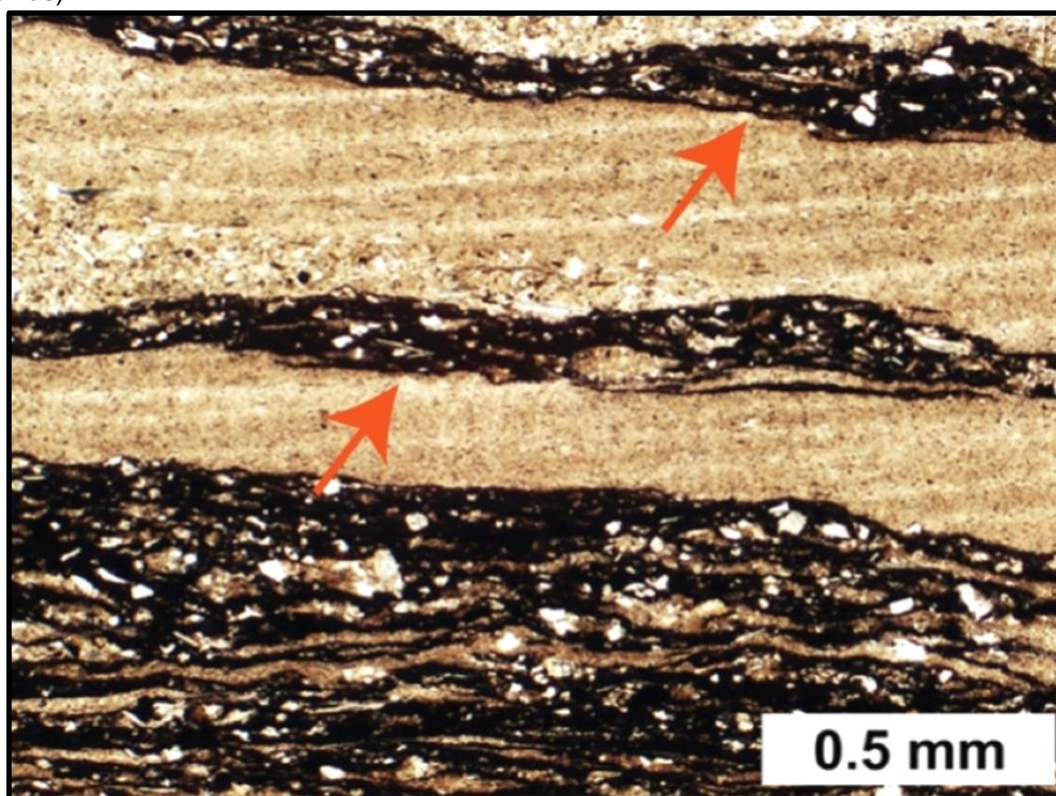
Independentemente do substrato, os tapetes microbianos podem produzir morfologias de superfície únicas, exibindo texturas relacionadas à expansão lateral e



de captura de grãos. Essas texturas podem ser: lisa, enrugada, estriada ou em pináculo. Entretanto, o arranjo dos filamentos dentro da esteira pode ser amplamente perdido com os processos de decomposição e compactação (SCHIEBER *et al.*, 2007).

Outra característica da presença de atividade microbiana são as estruturas de crescimento denominadas de laminações *wavy-crinkly*. (Figura 13). Estas laminações são bem distintas das laminações paralelas encontradas em siltitos formados por suspensão (SCHIEBER, 1986), já que, este tipo de estrutura forma-se quando a superfície está sob condições de energia baixa e flutuante, sob uma superfície deposicional ondulada (SCHIEBER *et al.*, 2007).

Figura 13 - Lâminações onduladas e enrugadas, denominadas laminações *wavy-crinkly* (setas vermelhas).

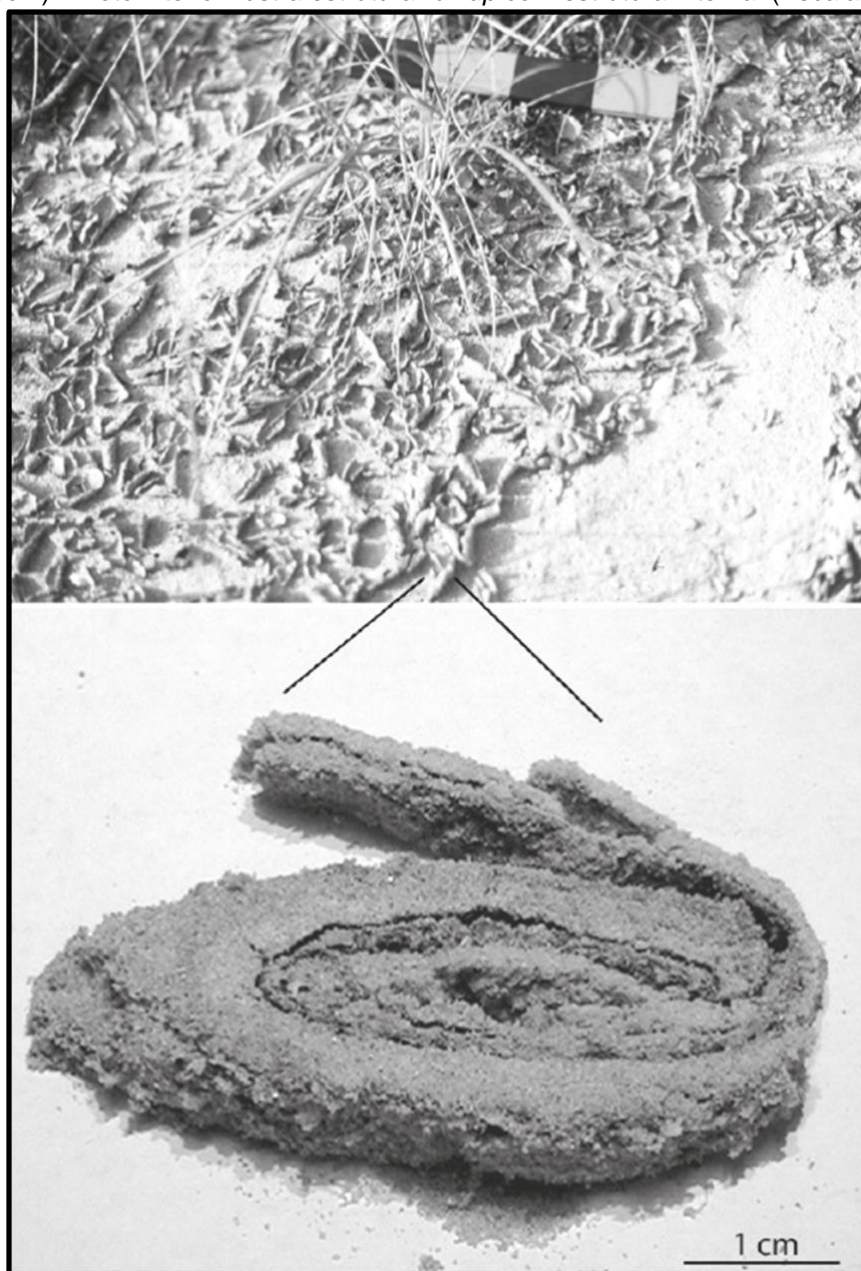


Fonte: Extraído de Schieber *et al.*, (2007).

Estruturas resultantes de bioestabilização das esteiras, denominadas de *roll-ups*, são caracterizadas por porções de uma camada sedimentar bioestabilizada, totalmente contorcidas, adquirindo a forma de um "caracol". (Figura 14). Nesse caso, as bactérias presentes são, provavelmente, endobênticas, já que uma esteira microbiana superficial não é reconhecida, apesar da camada arenosa se comportar como uma (SAMPAIO, 2014). Essas estruturas têm como gênese duas hipóteses: (i)

são fragmentos do tapete microbial que são dobrados, mostrando as bordas da estrutura levemente levantadas, resultantes da dissecação da porção orgânica superior do tapete microbial epibentônico ou, (ii) lascas e pedaços maiores do tapete que são arrancadas e transportadas por rolamento, devido a ação de correntes de fundo (NOFFKE, 2010; RODRIGUES, 2015).

Figura 14 - A foto superior mostra estruturas enroladas que resultam do tapete de dessecação (Escala: cerca de 10cm). A foto interior ilustra estrutura *roll-up* com estrutura interna. (Escala: 1cm).



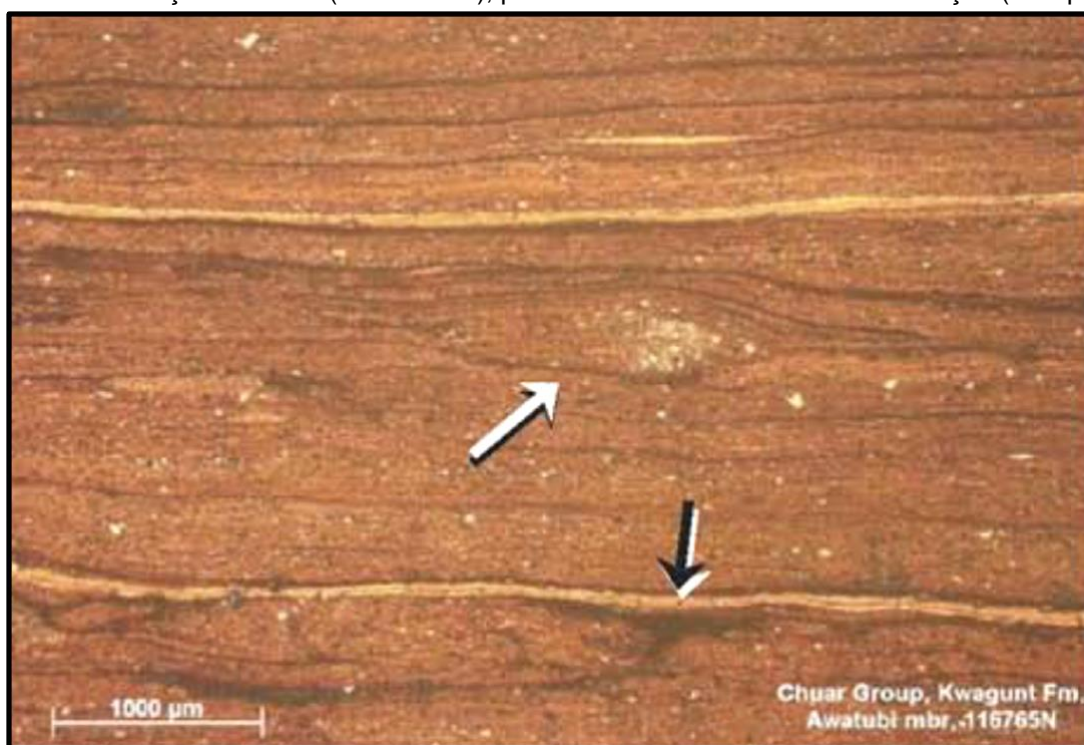
Fonte: Extraído de Noffke *et al.* (2010).

Schieber *et al.*, (2007) indica outra estrutura, denominadas de laminação fenestral, como indicativa da ocorrência de esteiras microbianas. Segundo ele essas



estruturas são indicativas de dissecação da esteira, sendo comumente encontradas em zonas com alta energia próximas a costa (águas mais rasas), através de processos de transporte intermitente de sedimentos sobre um substrato coberto por um tapete microbiano (Figura 15) (SCHIEBER *et al.*, 2007).

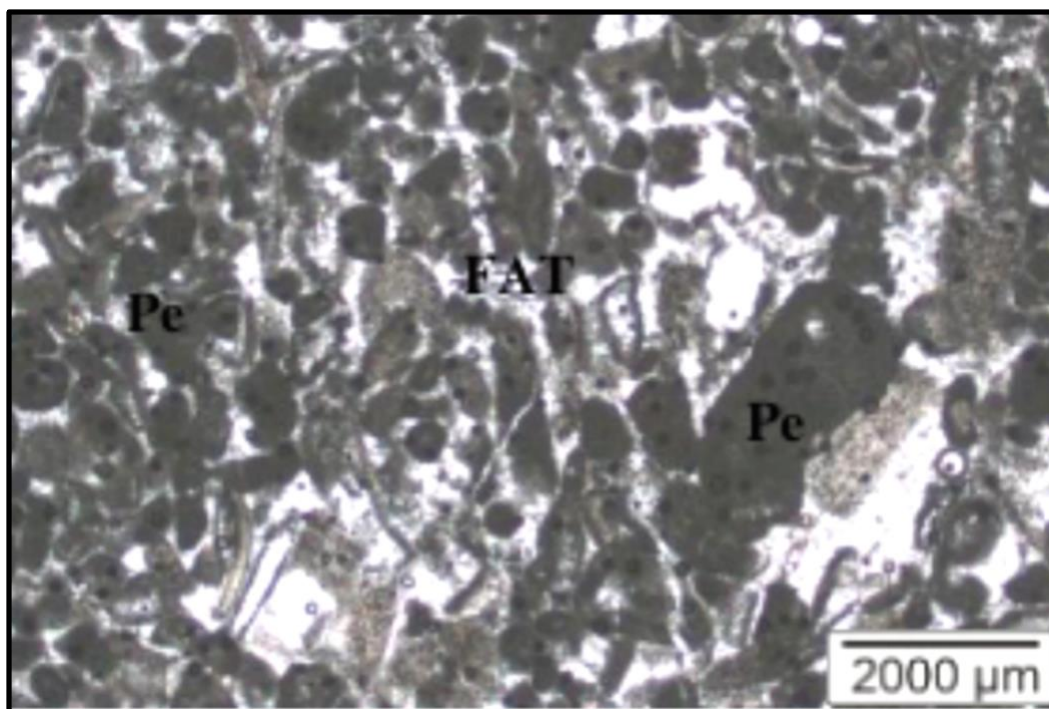
Figura 15 - Laminação fenestral (seta branca), provavelmente relacionada a dissecação (seta preta).



Fonte: Extraído de Schieber *et al.*, (2007).

Outro indicativo é a ocorrência de pelóide que está relacionada com o produto da micritização de bioclastos, fragmentos de algas calcárias e clastos de lama carbonática. Esta partícula indica que estavam presentes no ambiente organismos vivos que ingeriam lama carbonática à medida que se alimentavam. (Figura 16) (MÁXIMO, 2003). De acordo com Boggs (2009), a maioria dos pelóides são produzidos por organismos vivos em ambiente marinho de baixa energia com fundos lamacentos. Formam-se por incrustação de carbonato ao redor de filamentos de cianobactérias, algas endolíticas ou fragmentos de outras algas. Podem também se formar como resultado da atividade bacteriana, por precipitação química em torno de centros de crescimento, por crescimento de cristal em núcleos de origem clástica e por nucleação espontânea de calcita microcristalina (BOGGS, 2009).

Figura 16 - Pelóides (Pe) apresentando formas arredondadas e retangulares e por vezes fraturados (FAT).

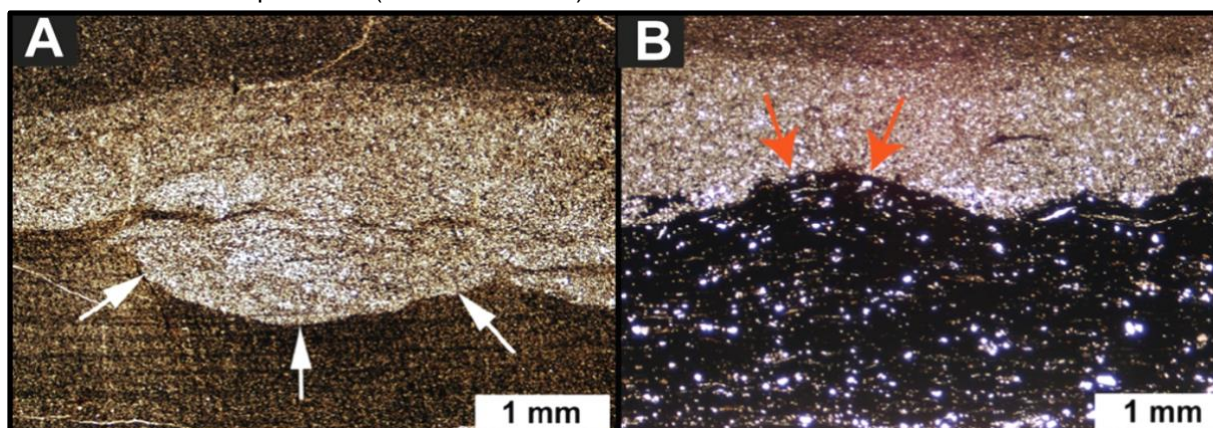


Fonte: Extraído de Máximo (2003).

Conforme Schieber *et al.* (2007), uma das características físicas para a presença de esteiras microbianas é o comportamento físico na interface de contato entre sedimentos de diferentes granulometrias. Segundo esse autor, em sedimentos onde não há a formação de esteiras microbianas, o comportamento esperado é que níveis de sedimentos de menor densidade, como grãos do tamanho argila e silte, ao serem sobrepostos por sedimentos de maior densidade, como a areia, sofram subsidência formando pequenos *pillows*, e a formação de lóbulos ascendentes resultando em estruturas em chama, enquanto que, sedimentos que possuem esteiras, não desenvolveriam tais estruturas, já que as esteiras aumentariam a resistência física da camada menos densa, resultando apenas em leves depressões. (Figura - 17 A e B).



Figura 17 - Comparação do comportamento de carga de uma camada de silte sem esteiras microbiais e uma com a presença de esteiras microbiais: (A) o silte é capaz de afundar na camada argilosa formando pequenas pillows (setas brancas); (B) a matéria microbiana resistindo à carga e a camada siltosa forma leves depressões (setas vermelhas).

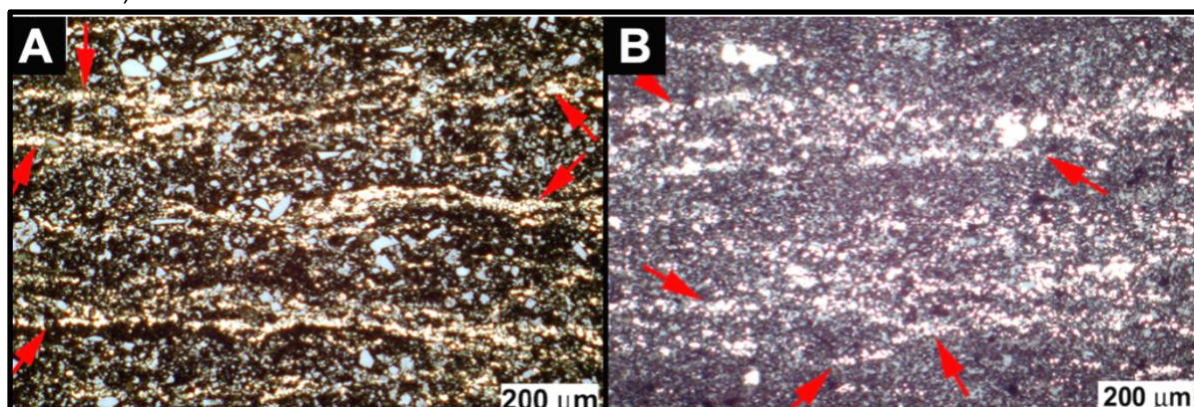


Fonte: Extraído de Schieber *et al.*, (2007).

Minerais autigênicos como a pirita, siderita e dolomita, são comumente encontrados associados as lâminas de material microbial, refletindo o decaimento anaeróbico da matéria orgânica (Figura 18 – A e B) (BAULD, 1981; SCHIEBER *et al.*, 2007).

Em ambientes marinhos com ferro solúvel disponível, as bactérias redutoras de sulfato prosperam no ambiente subaquático, produzindo sulfeto de hidrogênio e proporcionando a formação de pirita (BERNER, 1984).

Figura 18 – (A) Lâminas onduladas de pirita cristalina fina (setas vermelhas) em camadas de fácies de folhelhos na Formação Newland (Mesoproterozóico, Montana/USA). (B) Lâminas piríticas (setas vermelhas) em folhelhos.



Fonte: Extraído de Schieber *et al.*, (2007).

## 6 MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi desenvolvido em duas etapas: (i) revisão bibliográfica e (ii) descrição petrográfica qualitativa de lâminas delgadas de rocha. A revisão bibliográfica objetivou adquirir os principais conceitos relacionados ao estudo, de forma a embasar o trabalho desenvolvido, através de artigos científicos, monografias e teses de mestrado e doutorado.

A etapa de petrografia consistiu na descrição qualitativa das amostras por meio da petrografia óptica convencional. Foram identificados os aspectos texturais e composicionais do arcabouço da rocha, bem como as principais estruturas biogênicas observadas nos folhelhos. A análise petrográfica foi realizada a partir de 16 (dezesseis) lâminas petrográficas cedidas pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos. Estas lâminas têm sua origem em amostras coletadas de 02 (dois) testemunhos de sondagem, HV-044 e SC-081, de propriedade do Serviço Geológico Brasileiro - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM). Das 16 lâminas delgadas descritas, 10 lâminas têm sua origem no poço SC-081 e 6 lâminas no do poço HV-044, localizados no setor sul da Bacia do Paraná, correspondentes a Formação Irati.

A descrição das lâminas ocorreu no Laboratório de Microscopia da Universidade Federal do Pampa – UNIPAMPA. Foi utilizado um microscópio petrográfico binocular ECLIPSE 50i POL da marca *Nikon*, com *charriot* acoplado, com aumentos variando entre 5 e 20 vezes.

As fotomicrografias dos principais constituintes do arcabouço bem como das feições microbianas, foram obtidas com o uso de uma câmera acoplada no microscópio óptico, *Zeiss Axio Lab. a1.*, no Laboratório de Microscopia da Universidade Do Vale do Rio dos Sinos – (UNISINOS). Posteriormente, as imagens foram tratadas no programa *Adobe Illustrator* a fim de inserir as identificações das principais feições microbianas.

Para a identificação dos principais constituintes carbonáticos utilizou-se a técnica de colorimetria através do uso da solução de Alizarina 0,2%. Esta técnica foi utilizada com o objetivo de identificar composicionalmente os diferentes tipos de carbonatos uma vez que tal mineral reage com a solução alterando sua cor de acordo com a sua composição química: tons rosados indicam tratar-se de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ); tons violeta indicam concentrações de ferro associadas a calcita; tons azulados e



esverdeados indicam dolomita ferrosa e, a ausência de tingimento, indica tratar-se de dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) (TUCKER, 1988; RODRIGUES, 2015).

## 7 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA QUALITATIVA

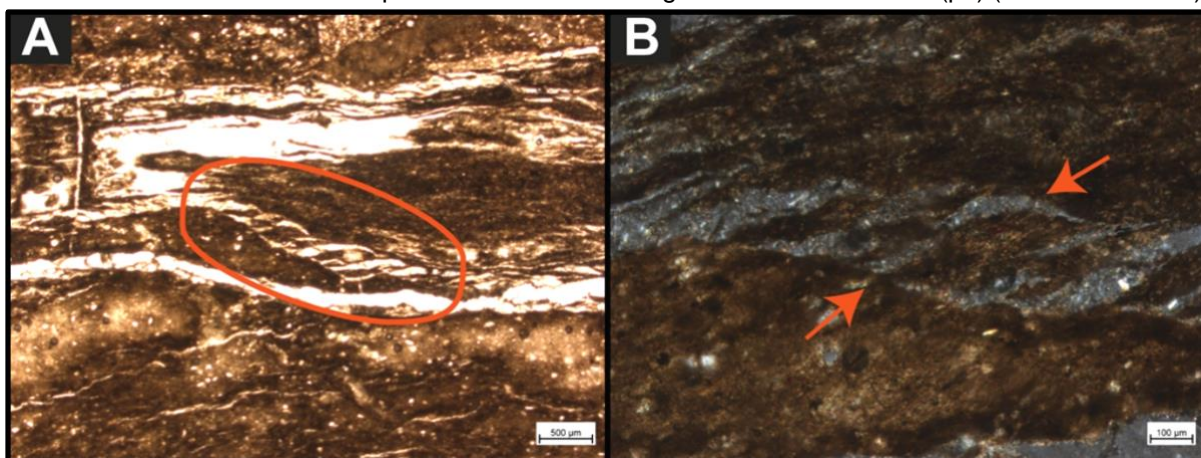
Este capítulo descreve sucintamente, de forma organizada e qualitativa, o conteúdo do arcabouço das lâminas utilizadas, a ocorrência de estruturas ligadas a processos hidrotermais (veios) e de estruturas microbianas identificadas em lâmina com base na bibliografia consultada. As observações aqui contidas servem de embasamento para o capítulo de interpretação dos resultados.

### 7.1 Arcabouço

O arcabouço das lâminas analisadas apresenta-se finamente laminado, com alguns *boundins* gerados por processos de cisalhamento atuantes durante o transporte dos sedimentos (ROSIN, 2018).

Estas estruturas boudinadas são assimétricas similares a “*mica-fish*”, com forma alongada e espessura milimétrica, variando de 0,05 mm a 0,3mm, aproximadamente. Em algumas amostras estas laminações são preenchidas por sílica microcristalina e mica (muscovita) e aparecem de forma entrelaçada na maioria das amostras. (Figura 19 - A e B).

Figura 19 - Fotomicrografia da amostra MC-088 apresentando feição deposicional. (A) Estruturas boudinadas assimétricas, entrelaçadas e similar a “*mica-fish*” a luz natural (pp) (círculo vermelho) e (B) Zoom da estrutura boudinadas apresentando forma alongada a nicóis cruzados (px) (setas vermelhas).



Fonte: Autora.

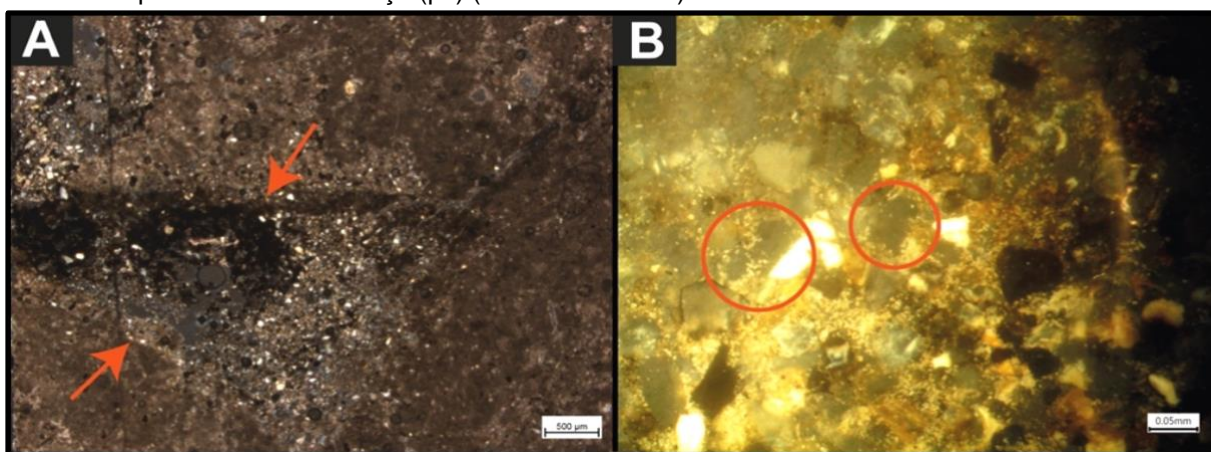
De forma geral, o arcabouço das lâminas descritas apresenta grãos detríticos imersos em uma matriz, distribuídos aleatoriamente, com granulometria variando de

silte a areia ( $\Phi$  0,0457mm), sub-angulares a angulares, com esferecidade baixa e contatos pontuais e flutuantes.

Os principais constituintes do arcabouço são: (a) grãos detríticos; (b) matriz; (c) constituintes diagenéticos; (d) matéria orgânica e (e) grãos aloquímicos.

A porosidade do arcabouço é baixa (<1%), com o predomínio de porosidade secundária associada aos processos de dissolução parcial dos grãos detríticos ou mesmo da matriz (Figura 20 – A e B).

Figura 20 - Fotomicrografias da amostra MC-277 evidenciando a porosidade do arcabouço. (A) Porosidade secundária móldica e intergranular (px) (setas vermelhas) e (B) Zoom da porosidade secundária presente no arcabouço (px) (círculo vermelho).



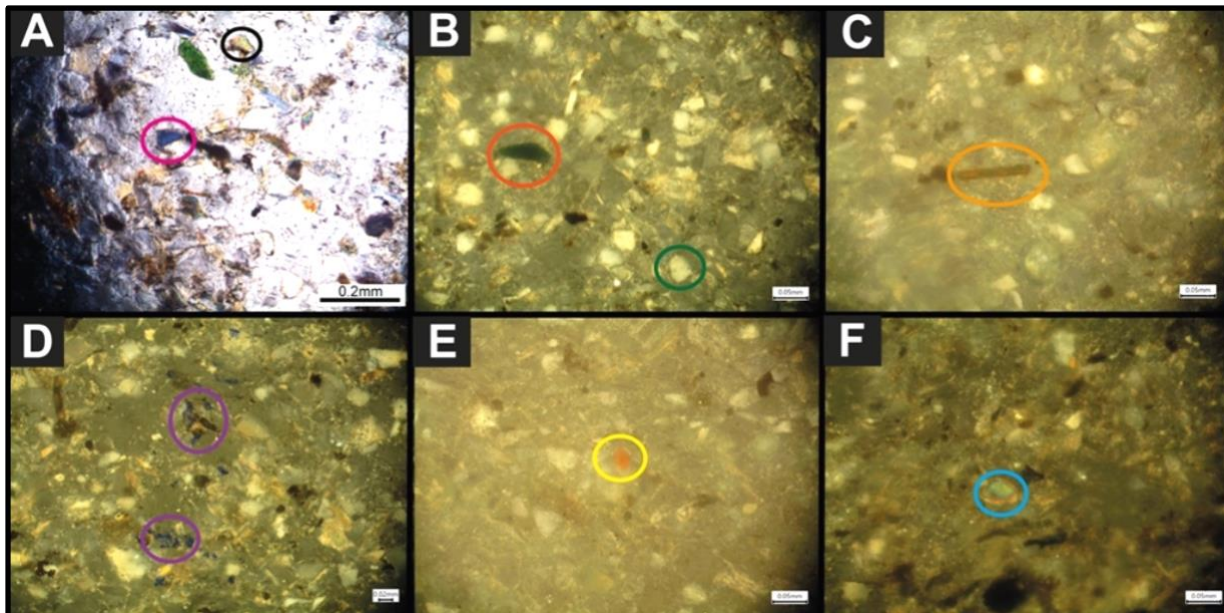
Fonte: Autora.

### a) Grãos Detríticos

Os principais grãos detríticos identificados foram grãos de composição siliciclástica como quartzo, feldspatos (ortoclásio e plagioclásio, esse com macla polissintética) e micas (biotita e muscovita). Além dos grãos siliciclásticos listados, secundariamente, foram reconhecidos, dispersos sobre o arcabouço das lâminas monazita, celadonita, epidoto, siderita, margarita e fluorita (Figura 21).



Figura 21 - Fotomicrografia evidenciando grãos detríticos dispersos pelo arcabouço. (A) Amostra MC-153, contendo mica (muscovita) (círculo preto) e monazita (círculo rosa) (px); (B) Amostra MC-153, apresentando celadonita (círculo vermelho) e quartzo (círculo verde) (px); (C) Amostra MC-099, apresentando biotita (círculo laranja) (px); (D) Amostra MC-153, apresentando fluorita (círculo roxo) (px); (E) Amostra MC-099, mostrando siderita (círculo amarelo) (px); (F) Amostra MC-151, contendo epidoto (círculo azul) (px).

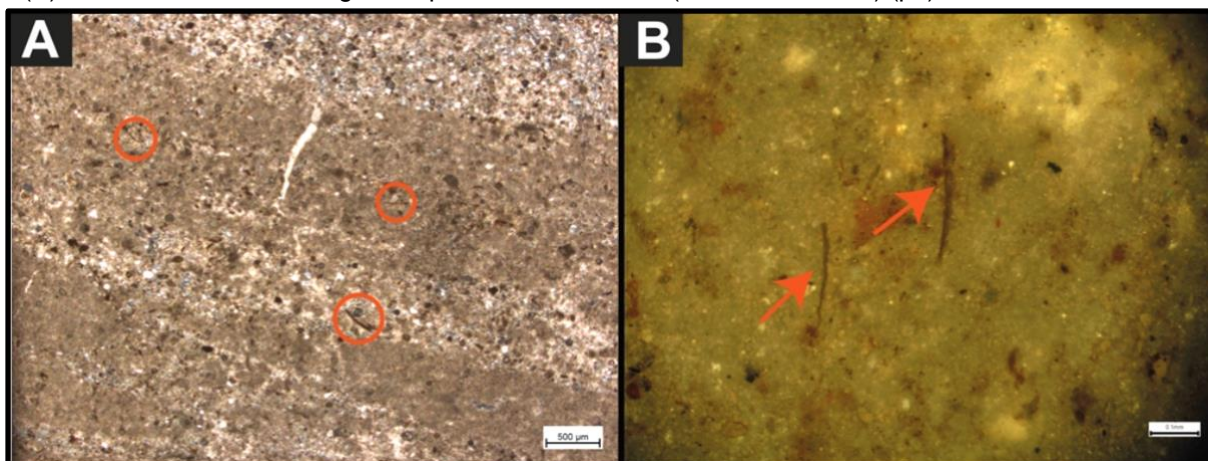


Fonte: Autora.

## b) Matriz

A matriz da rocha apresenta constituição fina, sendo composta predominantemente por argila de origem terrígena e por micrita, estas eventualmente substituídas por sílica microcristalina (Figura 22).

Figura 22 - Fotomicrografia da amostra MC-277 apresentando matriz com constituição fina. (A) Matriz micrítica substituída por carbonato e estruturas algálicas dispersas pela matriz (círculo vermelho) (px) e (B) Zoom das estruturas algálicas presentes na matriz (setas vermelhas) (px).

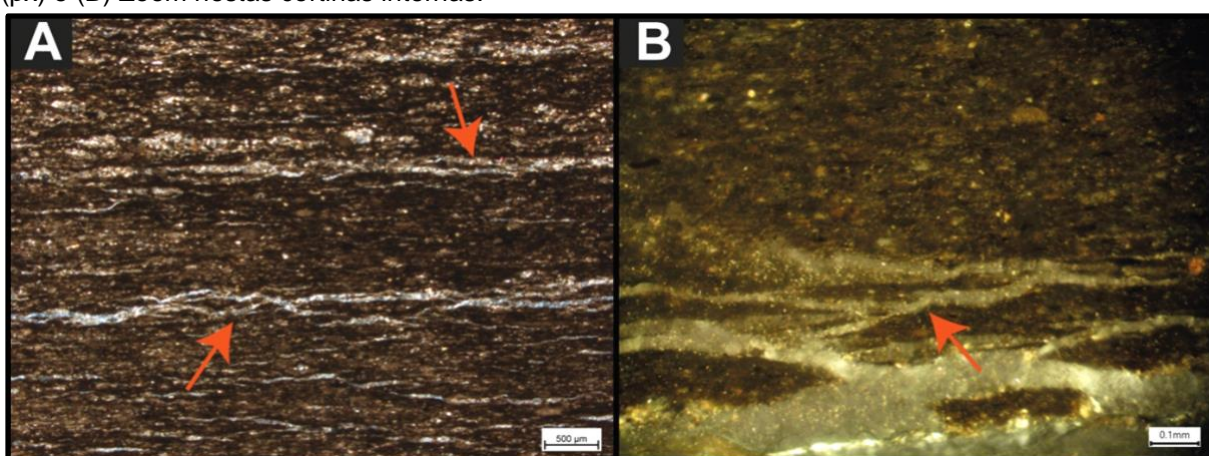


Fonte: Autora.

A presença de estruturas denominadas cortinas de argila (*internal draps of clay*) é bastante comum nas amostras. (Figura 23 – A e B). Estas estruturas apresentam uma espessura média de 0,091 mm, são descontínuas e possuem uma direção preferencial paralela ao acamamento

Em algumas amostras a argila foi substituída por dolomita ferrosa e sílica microcristalina.

Figura 23 - Fotomicrografia da amostra MC-090 apresentando a estrutura *internal draps of clay*. (A) Cortinas internas de argila, descontínuas, com direção preferencial ao acamamento (setas vermelhas) (px) e (B) Zoom nestas cortinas internas.



Fonte: Autora.

### c) Constituintes Diagenéticos

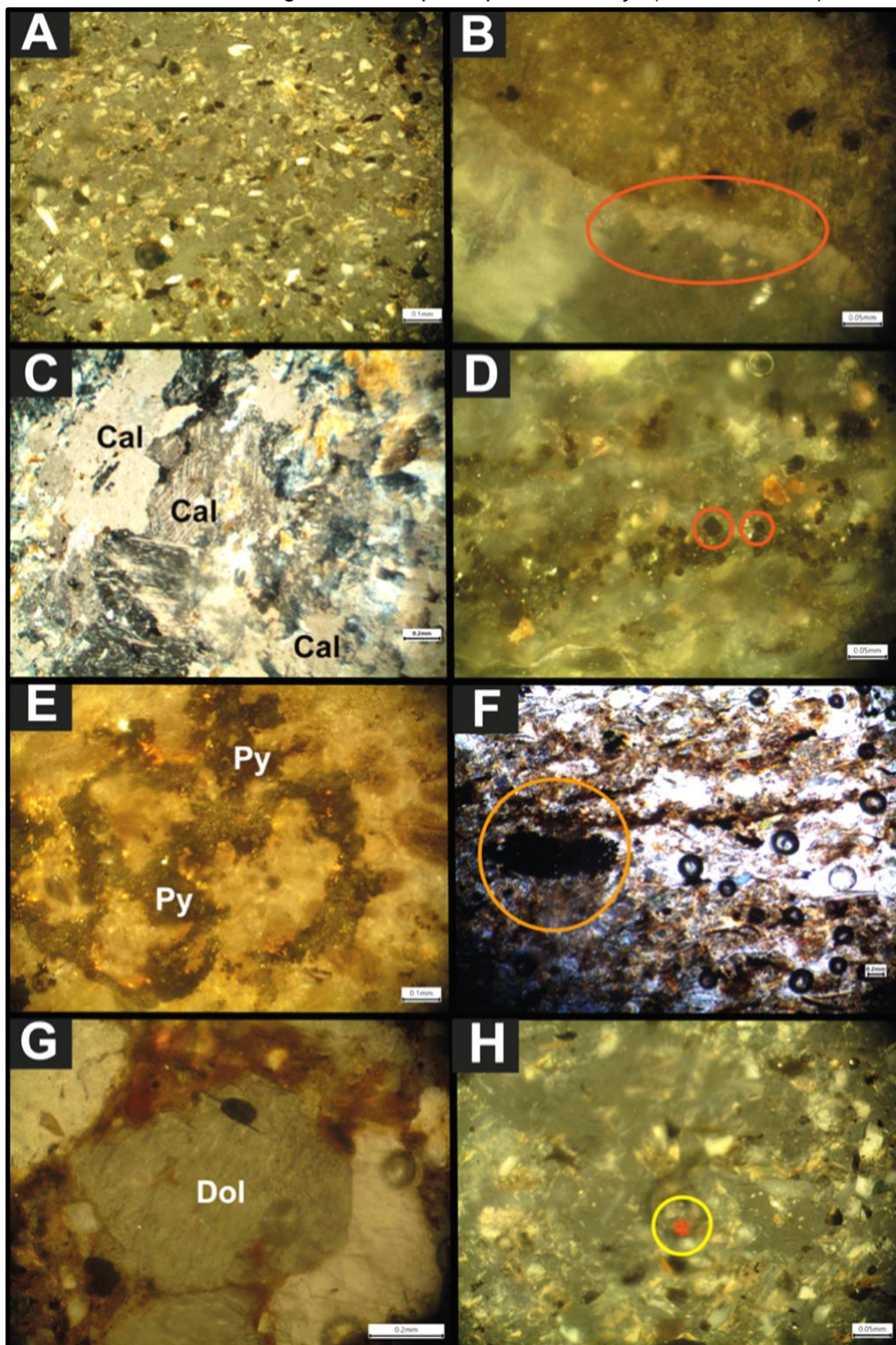
Durante a análise qualitativa foi possível identificar, em ordem de abundância, os seguintes constituintes diagenéticos:

- Pseudo-matriz – Formada pela desagregação e compactação de grãos detríticos que compõe o arcabouço da rocha durante processos de transporte e soterramento (Figura 24 – A);
- Calcita – Ocorre envolvendo os grãos detríticos e estruturas hidrotermais na forma de franja, como pequenos cristais espáticos, como micrita substituindo a matriz argilosa ou, mais raramente, na forma de cristais maiores poiquilotópicos. (Figura 24 – B e C);
- Pirita - Com hábito euédrico e framboidal ou formando agregados, distribui-se aleatoriamente sobre o arcabouço ou encontra-se disposta entre as finas lâminas que compõe a estrutura laminada da rocha (Figura 24 – D, E e F);

- Sílica microcristalina – É encontrada de forma disseminada na matriz da rocha substituindo a micrita ou mesmo a argila terrígena;
- Dolomita - Ocorre em franja ao redor dos grãos detríticos ou como cristais espáticos (Figura 24 - G);
- Hematita – Apresenta hábito globular e distribui-se aleatoriamente sobre a matriz (Figura 24 – H).



Figura 24 - Fotomicrografia dos constituintes diagenéticos, em ordem de abundância. (A) Amostra MC-153, evidenciando a pseudo-matriz com fragmentos de grãos detríticos. (px); (B) Amostra MC-295 evidenciando calcita (Cal) em forma de franja ao redor de estruturas hidrotermais (círculo vermelho) (px); (C) Amostra MC-150 evidenciando calcita maclada poiquilótópica (px); (D) Amostra MC-100 evidenciando grãos de pirita framboidal e euédrico dispersos pelo arcabouço (círculo vermelho) (px); (E) Amostra MC-097 evidenciando pirita (Py) distribuída aleatoriamente pelo arcabouço (px); (F) Amostra MC-100 evidenciando agregados de pirita (círculo laranja) (px); (G) Amostra MC-150 evidenciando dolomita com cristais espáticos e morfologia subesférica (px) e (H) Amostra MC-153 evidenciando hematita com forma globular e dispersa pelo arcabouço (círculo amarelo).



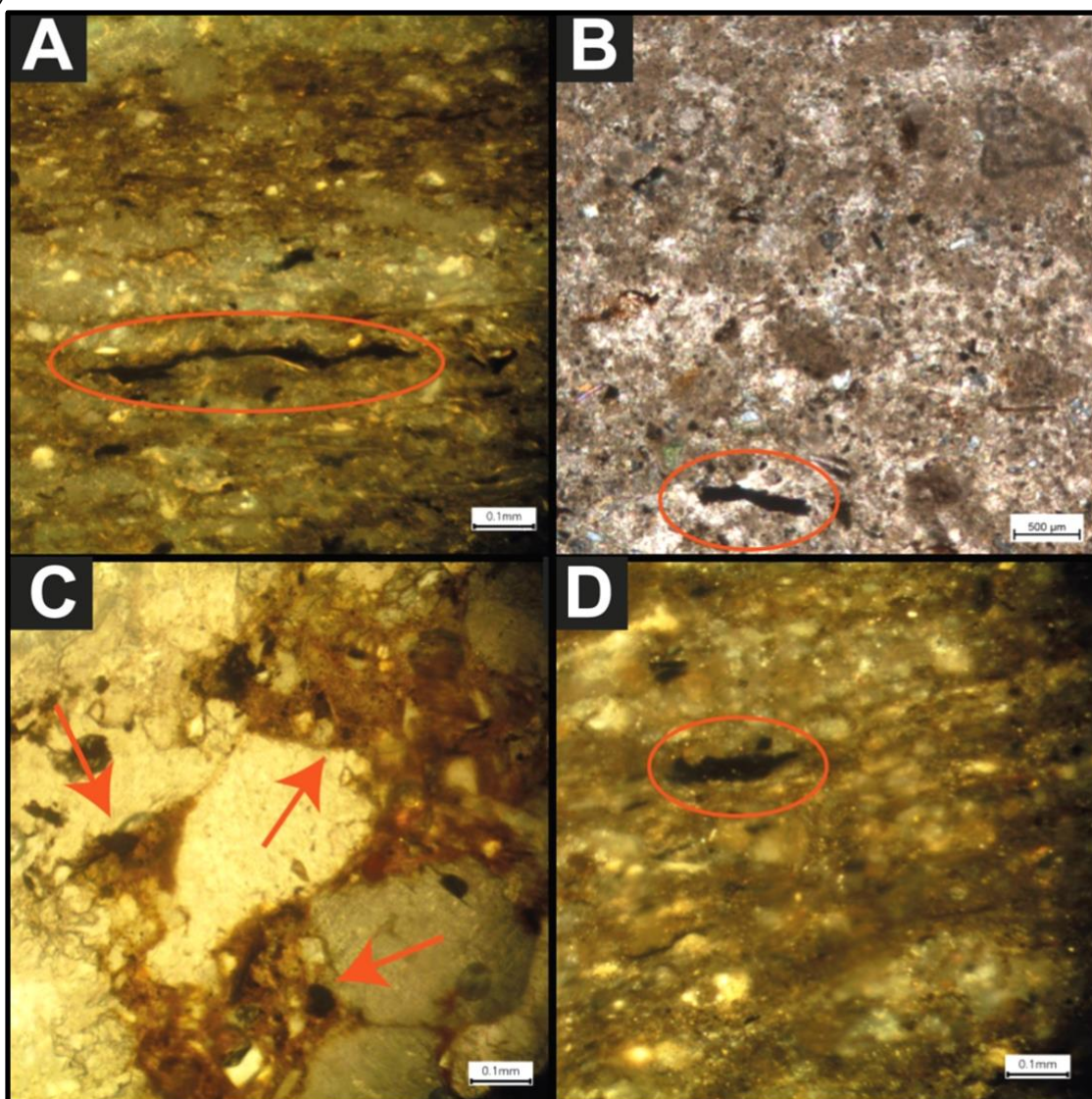
Fonte: Autora.



#### d) Matéria Orgânica

A matéria orgânica é amorfa e mistura-se a matriz conferindo ao arcabouço das rochas uma tonalidade escura. Esta matéria orgânica encontra-se distribuída por toda a matriz ou entre finas laminações do arcabouço (Figura 25).

Figura 25 - Fotomicrografias da matéria orgânica distribuída pela matriz. (A) Amostra MC-099 evidenciando finas laminações de matéria orgânica pelo arcabouço (círculo vermelho) (px); (B) Amostra MC-347 evidenciando matéria orgânica dispersa pelo arcabouço (círculo vermelho) (px); (C) Amostra MC-150 evidenciando a matéria orgânica ao redor de cristais de dolomita espática (setas vermelhas) (px); (D) Amostra MC-090 evidenciando a matéria orgânica dispersa pelo arcabouço (círculo vermelho) (px).

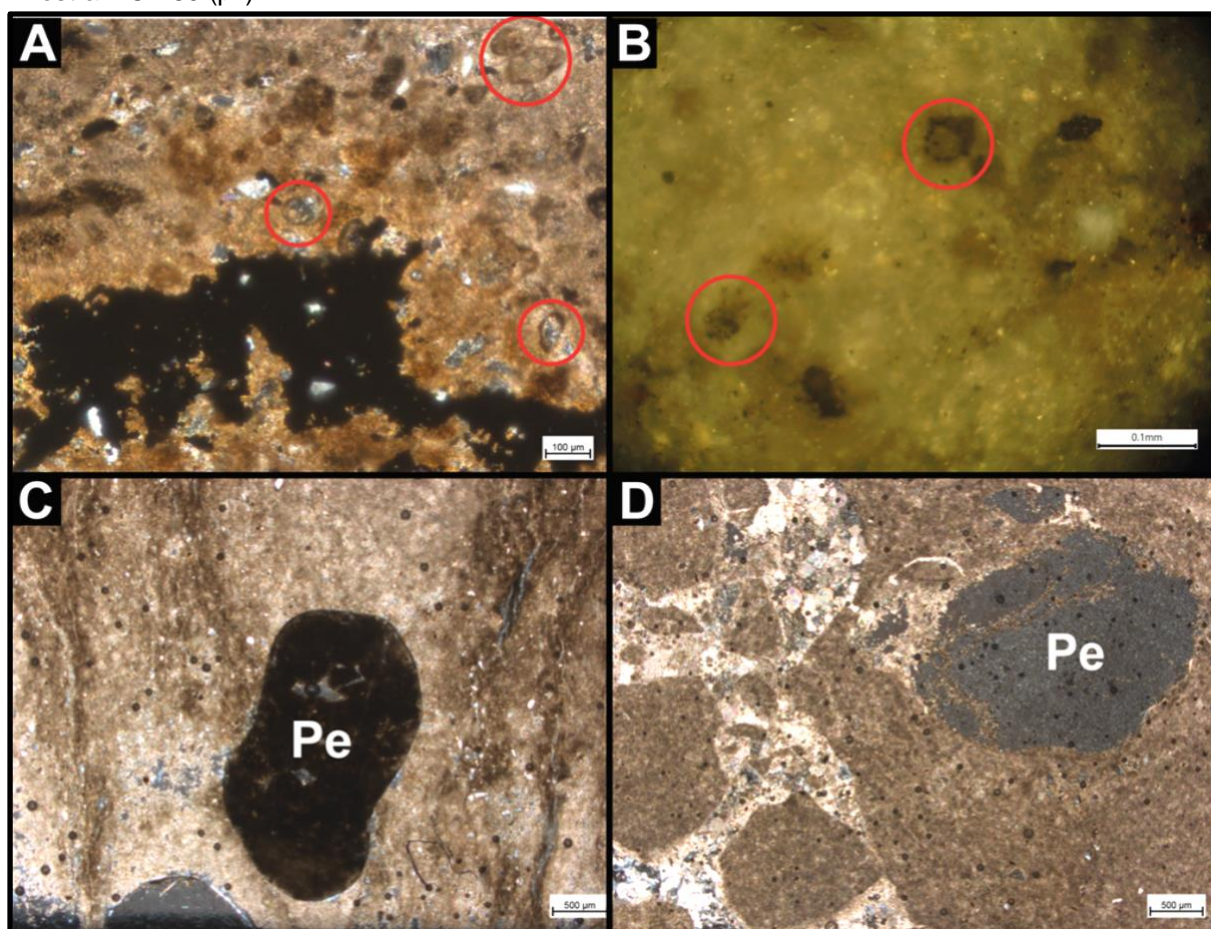


Fonte: Autora.

### e) Grãos Aloquímicos

Foram identificados pelóides, grumosos, de estrutura elíptica e constituição micrítica, de aproximado de 3,5mm. (Figura 26 – A, B e C). Ainda, foram observados de forma subsférica, elipsoidal, irregular ou lobulada, de dimensão milimétrica, parcialmente substituídos por dolomita dispersos pelo arcabouço de forma aleatória em algumas lâminas. (Figura 26 - D).

Figura 26 - Fotomicrografia de grãos aloquímicos, identificados como pelóides (Pe) com forma subsférica (círculos vermelhos). (A) e (B) Amostra MC-097 (px); (C). Amostra MC-088 (px) e (D) Amostra MC-280 (px).



Fonte: Autora.

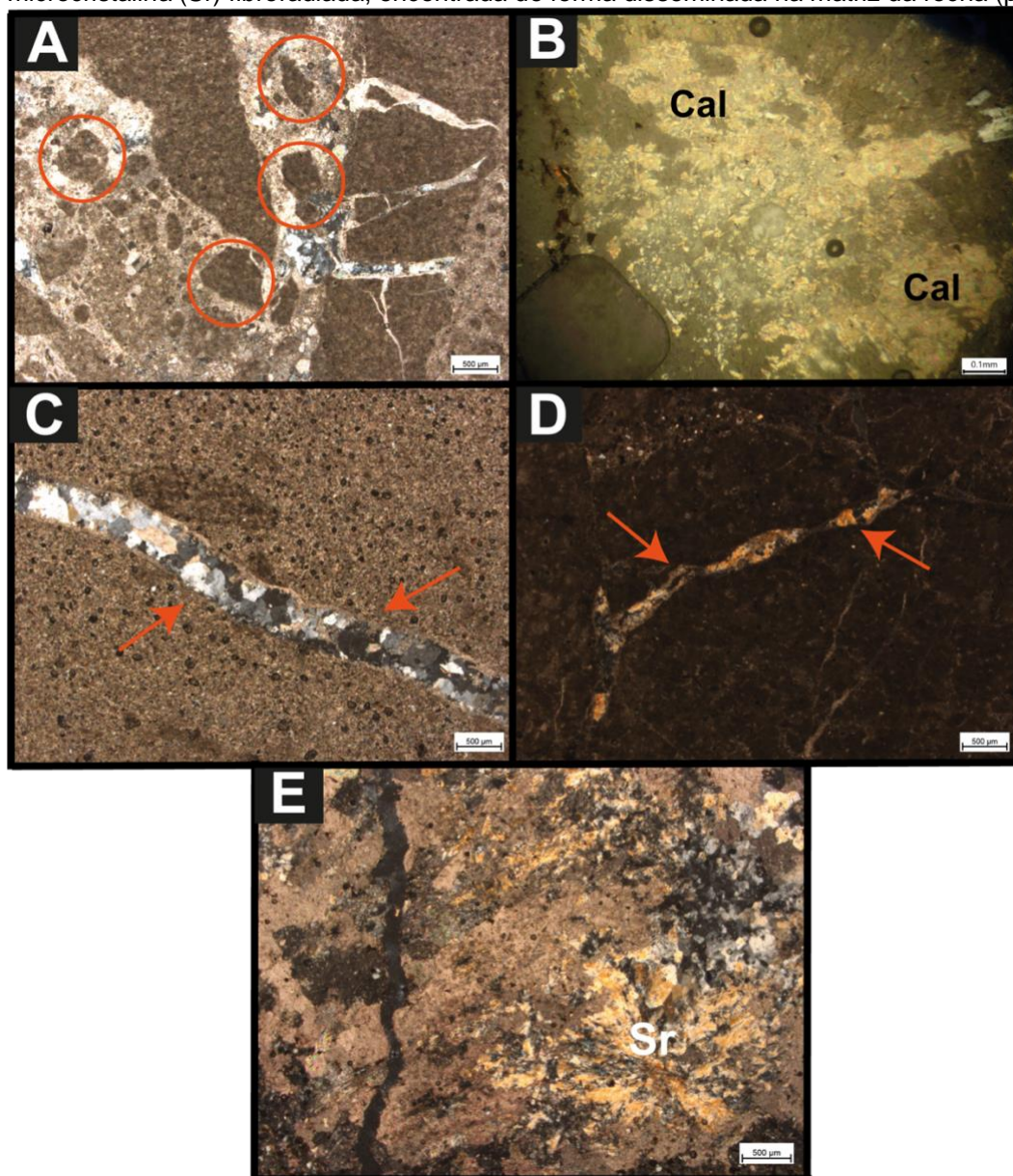
### 7.2 Estruturas Hidrotermais (Veios)

Nas amostras MC-150, MC-277, MC-280 e MC-295 verificou-se a ocorrência de veios, com espessura de 0,1mm a 0,3mm, aproximadamente. Estes veios são preenchidos ora por calcita, como projeções cristalinas a partir da parede da fratura ou em mosaico preenchendo toda a fratura e ora, por sílica blocosa ou fibrorradiada



(calcedônia). Em algumas das fraturas calcita e sílica se alternam no preenchimento dos veios, das paredes da fratura para o meio desta. Por vezes os veios cortam o arcabouço da rocha sem alterar a sua estrutura primária, já em outras conferem um aspecto de brecha com pequenos enclaves da matriz sendo englobados pelo material precipitado dentro do veio. (Figura 27).

Figura 27 - Fotomicrografia das principais estruturas hidrotermais referentes ao poço HV-044. (A) Amostra MC-280 evidenciando calcita, como projeções cristalinas a partir da parede da fratura (px); (B) Amostra Mc-150 evidenciando cristais de calcita (Cal) poiquilótópica (px); (C) Amostra MC-295 evidenciando o veio cortando o arcabouço sem alterar a estrutura primária, preenchidos por sílica blocosa e carbonato (setas vermelhas), indicando diferentes fases hidrotermais (px); (D) Amostra MC-277 evidenciando brecha com pequenos enclaves da matriz sendo englobados pelo material precipitado dentro do veio (setas vermelhas) (px); (px) e (E) Amostra MC-150 evidenciando a sílica microcristalina (Sr) fibrorradiada, encontrada de forma disseminada na matriz da rocha (px).



Fonte: Autora.

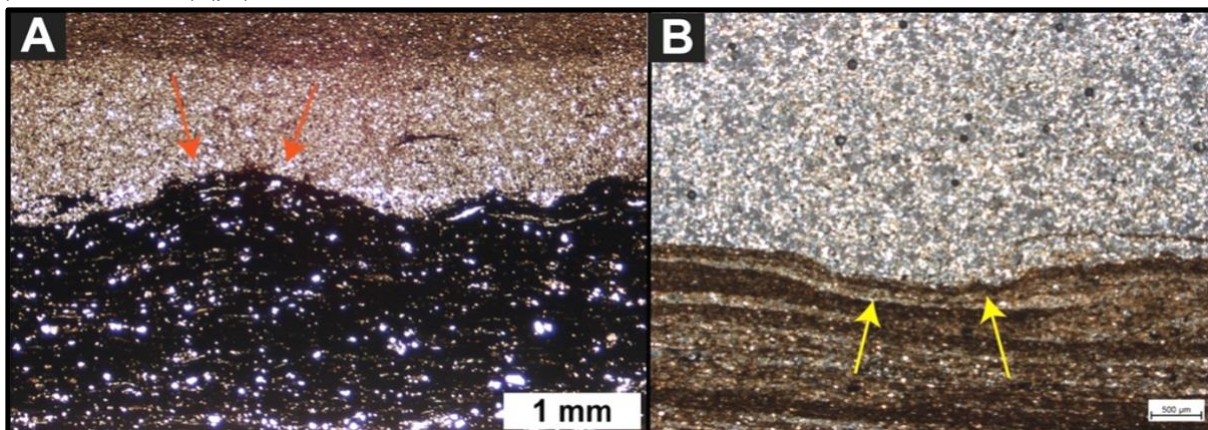
### 7.3 Feições Depositionais

Com base na descrição detalhada das lâminas delgadas e a consulta a bibliografia especializada, foram identificadas 2 estruturas diagnósticas de depósitos sedimentares, conforme descritos abaixo.

#### a) Estrutura de carga

São estruturas depressionais e de lóbulos ascendentes, desenvolvidas quando as lâminas de material menos denso (argila) sofrem subsidência devido a sobreposição de lâminas de material mais denso (silte e areia fina), ejetando o material menos denso para dentro do material mais denso. (Figura 28).

Figura 28 - Fotomicrografia apresentando feição microbiana. (A) Estrutura de comportamento de carga de uma camada de silte afundando a camada argilosa, formando pequenas pillows (setas vermelhas). (B) Amostra MC-153 evidenciando a estrutura de comportamento de carga, com pequena depressão (setas amarelas) (px).



Fonte: (A) Extraído de Schieber *et al.* (2007); (B) Autora.

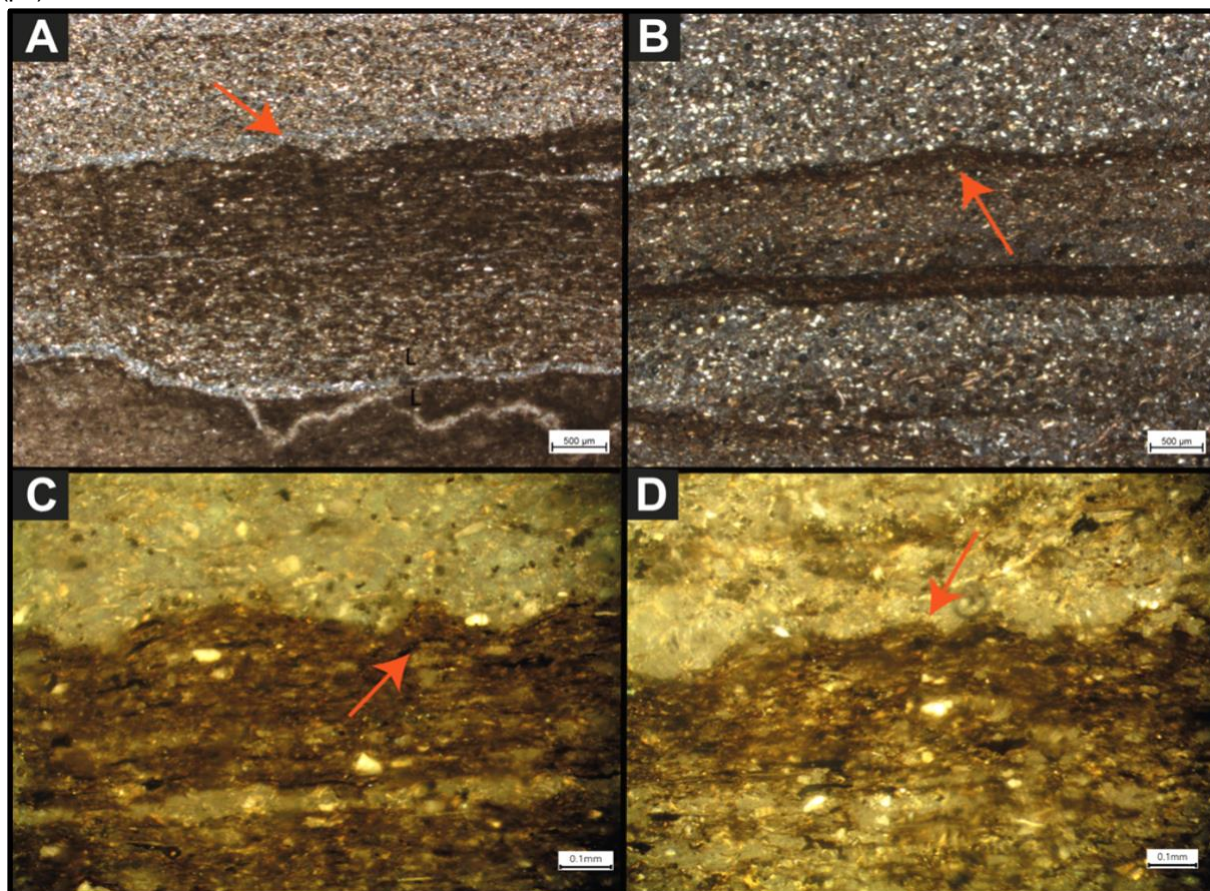
#### b) Estrutura de Crescimento

Foram identificadas as laminações *wavy-crinkly*, constituídas por finas laminações contínuas onduladas e crenuladas de silte e areia fina sobrepostas por superfícies onduladas já sobrepostas (Figura 29). O contato entre essas camadas é irregular ou retilíneo, marcado principalmente por mudança na granulometria e por sílica microcristalina.

Por vezes, na camada de base ondulada, é possível ver porções da camada de topo sendo aprisionadas pela estrutura ondulada.



Figura 29 - Fotomicrografias evidenciando feição microbiana denominada de laminação wavy-crinkly (setas vermelhas). (A) Amostra MC-095 (px); (B) e (C) Amostra MC-100 (px) e (D) Amostra MC-151 (px).



Fonte: Autora.

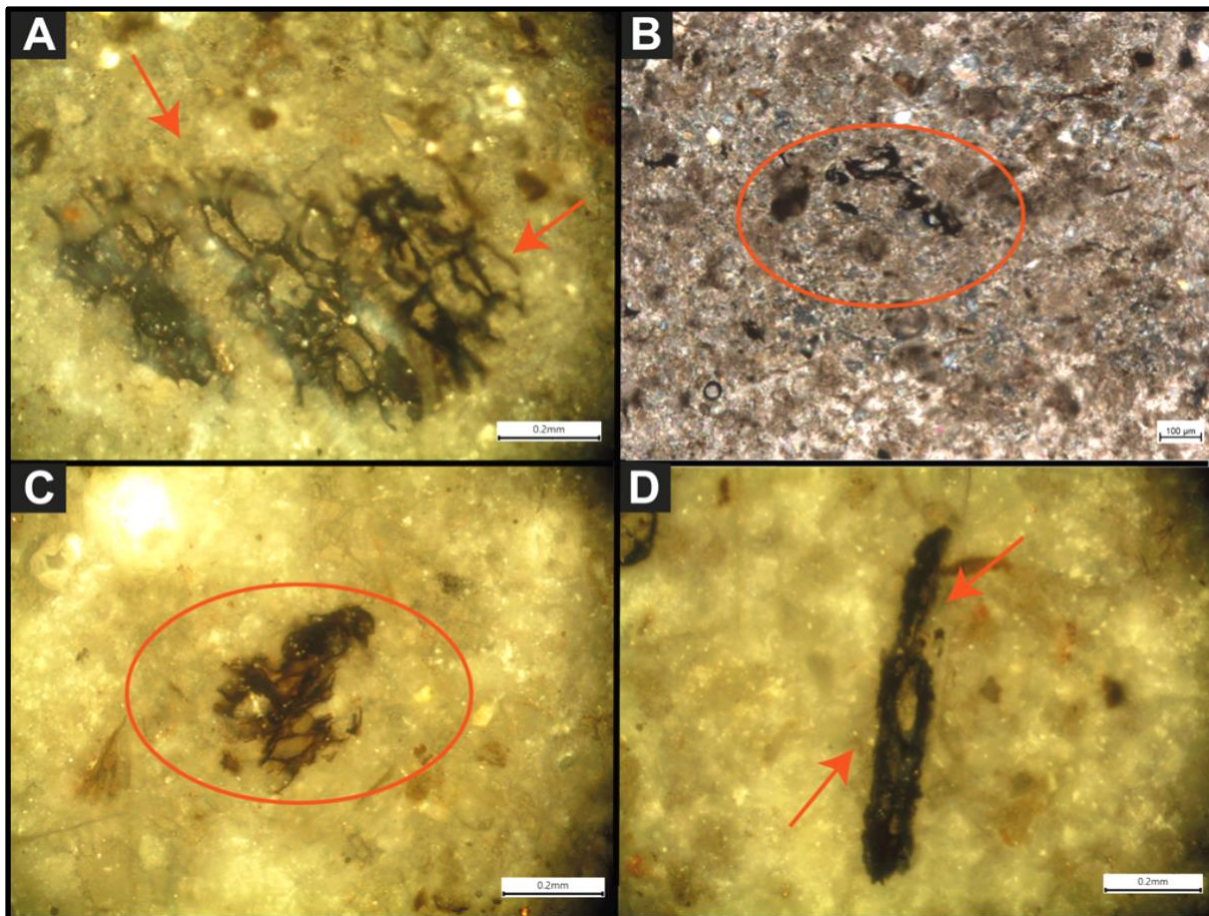
## 7.4 Estruturas Microbianas

Com base na descrição detalhada das lâminas delgadas e a consulta a bibliografia especializada, foram identificadas 3 estruturas diagnósticas da ação biogênica nos sedimentos da Formação Irati, conforme descritos abaixo.

### a) Tramas de aprisionamento de grãos

Estrutura de aprisionamento de grãos foi identificada através de finos filamentos orgânicos que aprisionam grãos do arcabouço formando uma malha filamentosa na matriz. (Figura 30).

Figura 30 - Fotomicrografia indicando feição microbiana denominada estrutura de trama de aprisionamento de grãos formando uma malha filamentosa na matriz (círculos e setas vermelhas). (A) Amostra MC-288 (px); (B), (C) e (D) Amostra MC-347 (px).



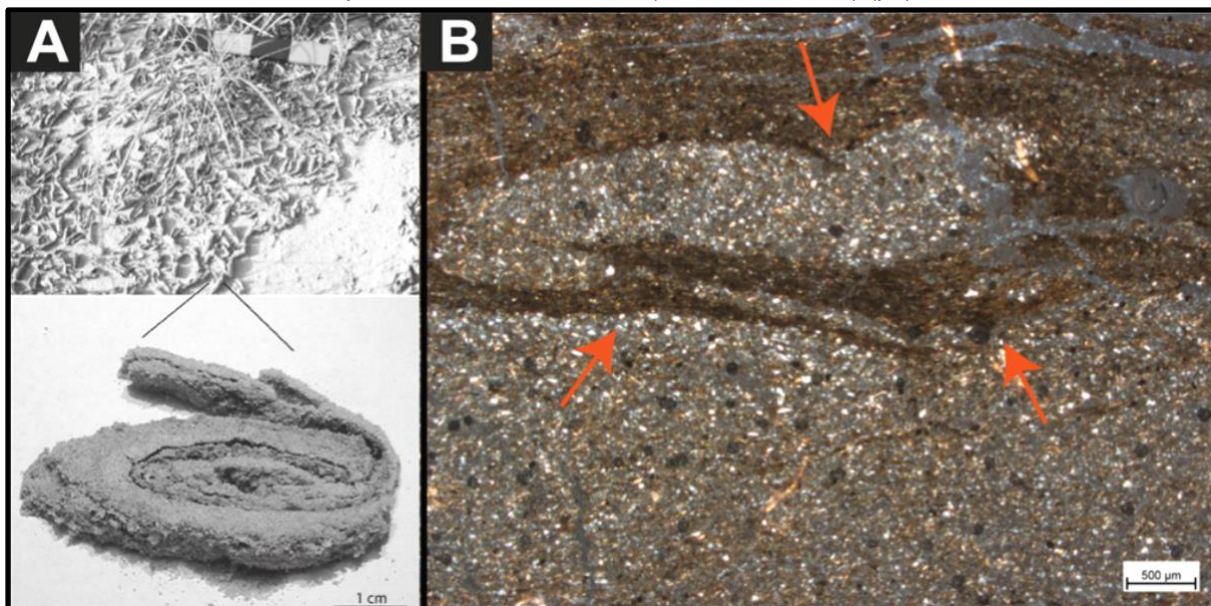
Fonte: (A) Extraído de Sampaio *et al.* (2015); (B) Autora.

### b) Estrutura *roll-ups*

Estrutura de *roll-up* foi observada, a partir da laminação dobrada, com bordas levemente proeminentes, com forma similar à de um “caracol” devido a intensa deformação sofrida (Figura 31).



Figura 31 - Fotomicrografia apresentando feição microbiana. (A) Estruturas roll-up e (B) Amostra MC-299 indicando estrutura roll-up, formando um 'caracol' (setas vermelhas) (px).

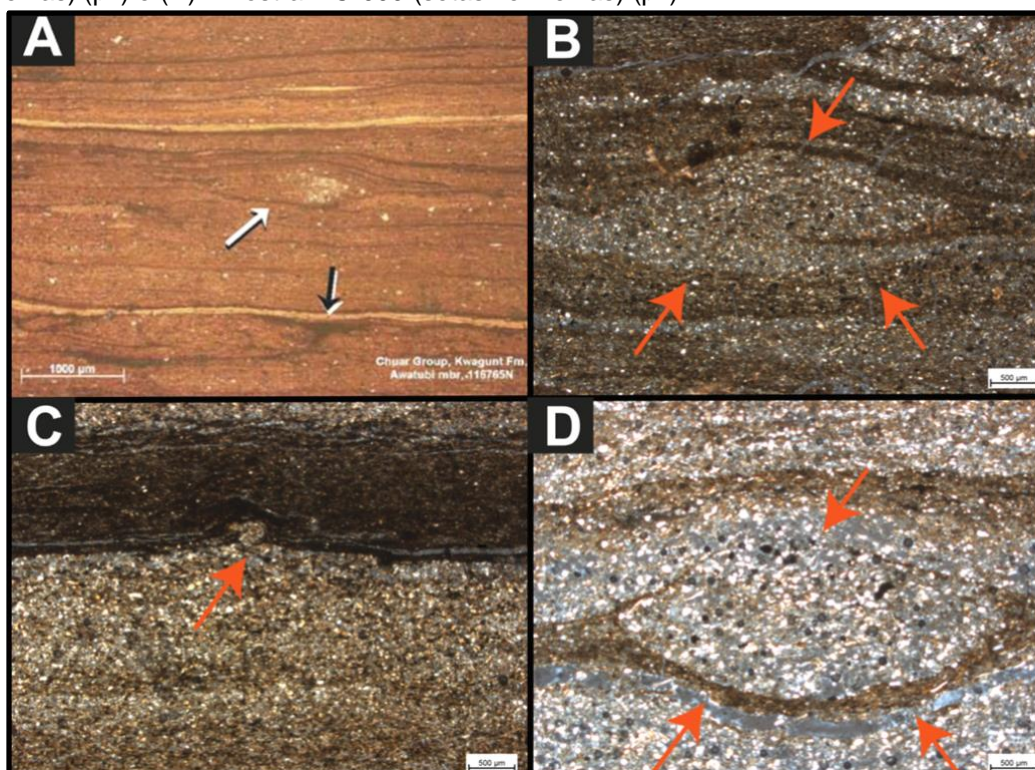


Fonte: (A) Extraído de Noffke *et al.* (2006b); (B) Autora.

### c) Laminação Fenestral

Esta estrutura é observada nas amostras analisadas, ocorrendo como formas onduladas, desenvolvidas como “cavidades” fenestrais irregulares, semelhantes a “olhos de pássaro”. (Figura 32).

Figura 32 - Fotomicrografia apresentando feição microbiana denominada laminação fenestral. (A) Estrutura fenestral (seta branca) e lâminas abruptamente descontínuas, provavelmente relacionada a dessecação (seta preta). (B) Amostra MC-299 (setas vermelhas) (px); (C) Amostra MC-091 (setas vermelhas) (px) e (D) Amostra MC-099 (setas vermelhas) (px).



Fonte: (A) Extraído de Schieber *et al.* (2007); (B), (C) e (D) Autora.

## 8 INTERPRETAÇÃO DA DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA QUALITATIVA

De acordo com a caracterização petrográfica e as informações analisadas nos perfis estratigráficos dos poços HV-044 e SC-081 (apêndices I e II), foi possível identificar que ocorreram condições geológicas variadas que podem estar relacionadas a diversos fatores, como, profundidade, temperatura e pressão, ambiente deposicional, fluidos químicos circulantes na bacia, composição mineralógica e água, resultando na grande variedade encontrada.

De acordo com Girardi *et al.* (1978), a paragênese mineral presente nos veios e minerais secundários sugere que estes foram originados a partir de uma solução hidrotermal com temperaturas entre torno de 80° e 120°C. A fonte do hidrotermalismo, está relacionada a ocorrência de rochas intrusivas básicas, que além de terem gerado metamorfismo de contato, proporcionaram às rochas da Formação Irati um aumento localizado no gradiente térmico (Figura 21 e 27).

Foram encontrados 3 tipos de estruturas microbianas e 2 feições deposicionais nos poços HV-044 e SC-081 (Figuras 28 a 32 e apêndices I e II). Estas estruturas estão localizadas na porção do topo e intermediária, dos poços HV-044 e SC-081 e se restringem a tratos de sistema de nível baixo, nível alto e regressão forçada. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como OR4 (lamito e arenito muito fino), MR (lamito e carbonato) e IR (brecha carbonática).

A análise das lâminas petrográficas demonstrou que a maior parte das estruturas foram encontradas em lâminas do poço SC-081. Para tanto há três hipóteses: (i) distância, espessura, condições geológicas variadas; (ii) um poço apresentar mais matéria orgânica e fases minerais carbonáticas do que o outro; (iii) as estruturas podem estar relacionadas com os tratos de sistema, visto que ocorrem ciclos de maior e menor sedimentação, apresentando pulsos de sedimento, matéria orgânica e água, conforme Van Der Pluijm & Marshak (2003). As condições citadas anteriormente juntamente com o hidrotermalismo presente na região foram favoráveis para formação de minerais secundários e fraturas.

Foram encontrados pelóide nas profundidades 262,4m, 264,2m, 267,1m, 63,6m, 65,7m e 66,25m, ou seja, nas amostras MC-088, MC-090, MC-097, MC-280, MC-288, MC-295 e MC-347, (Figura 26). A ocorrência de pelóide nas amostras está relacionada com o produto da micritização de bioclastos, fragmentos de algas calcárias e clastos de lama carbonática. A presença desta partícula indica que estavam presentes no ambiente organismos vivos que ingeriam lama carbonática à medida que se alimentavam. (Figura 26). De acordo com Boggs (2009), a maioria dos pelóides são produzidos por organismos vivos em ambiente marinho de baixa energia com fundos lamacentos. Formam-se por incrustação de carbonato ao redor de filamentos de cianobactérias, algas endolíticas ou fragmentos de outras algas. Podem também se formar como resultado da atividade bacteriana, por precipitação química em torno de centros de crescimento, por crescimento de cristal em núcleos de origem clástica e por nucleação espontânea de calcita microcristalina.

Com a análise das lâminas, identificou-se processos hidrotermais atuantes nas profundidades 268,1m, 267,1m, 262, 4m e 45,6m, nas lâminas MC-150 do poço SC-081, MC-277, MC-280 e MC-295 do poço HV-044 (Figura 27). A ocorrência de veios blocosos indicam que este material foi fraturado a partir de ciclos de processos hidrotermais posteriores, conferindo uma textura brechada para a amostra. Este evento originou-se e evoluiu durante a diagênese. Devido à falta de evidências em

relação a datação não foi possível especificar em qual fase da diagênese se originaram estes veios. Conforme Van Der Plujim & Marshak (2003), veios blocosos são formados a partir de fraturas abertas, onde já havia um preenchimento recristalizado ou núcleos de cristais que cresceram durante uma nova precipitação. Ocorre próximo à superfície, onde a resistência da rocha ou pressão de fluido é suficiente para manter a fratura aberta.

Veios fibrosos, se formam pelo processo de *crack-seal*. Esse processo ocorre através da alta pressão de fluido contida nos poros de uma rocha intacta, promovendo a formação de pequenas fissuras, as quais são imediatamente preenchidas por minerais precipitados a partir desse fluido. A precipitação ocorre se a pressão de fluido das fissuras for menor que a pressão de poro da rocha. Esse processo se repete dezenas a centenas de vezes, promovendo o crescimento lateral do veio (VAN DER PLUJIM & MARSHAK, 2003).

Piritas euédricas e framboidais foram observadas nas amostras MC-088, MC-091, MC-095, MC-097, MC-099, MC-100, MC-153, MC-181, MC-280, MC-288, MC-295, MC-299 e MC-347. (Figura 24 – D, E e F). A formação de pirita framboidal nas amostras está associada com aumento da matéria orgânica e a presença de ferro e enxofre no sistema, sob condições redutoras do ambiente de deposição, ao longo de ciclos de baixa energia em ambientes com baixa oxigenação. As piritas framboidais ocorrentes nos poços HV-044 e SC-081 foram originadas a partir de microcristais compactados no frambóide, gerando uma camada de grãos alongados a partir da cristalização destes frambóides (SAWTOWICS, 1993). Enquanto a pirita euédrica se forma como consequência da pirita framboidal, a partir da cristalização de cristais de pirita. Segundo Raiswell *et al.*, (1988), A pirita pode ocorrer com dois hábitos diferentes: framboidal e euédrica. Sua formação é aumentada pelo conteúdo orgânico e redução do sulfato bacteriano e sulfeto de hidrogênio (H<sub>2</sub>S) presente em ambientes anóxicos, permitindo o aporte de matéria orgânica e ação biogênica (HUBERT *et al.*, 1976).

De acordo com Sawtowics (1993), a origem da pirita ocorre durante a primeira fase da diagênese, durante os processos eodiagenéticos, em geral na porção superior de estratos sedimentares que são soterrados a poucas profundidades. Com relação a suas feições texturais, os argilominerais que envolvem a pirita framboidal apontam que sua formação é sindeposicional ao processo de deposição da argila.

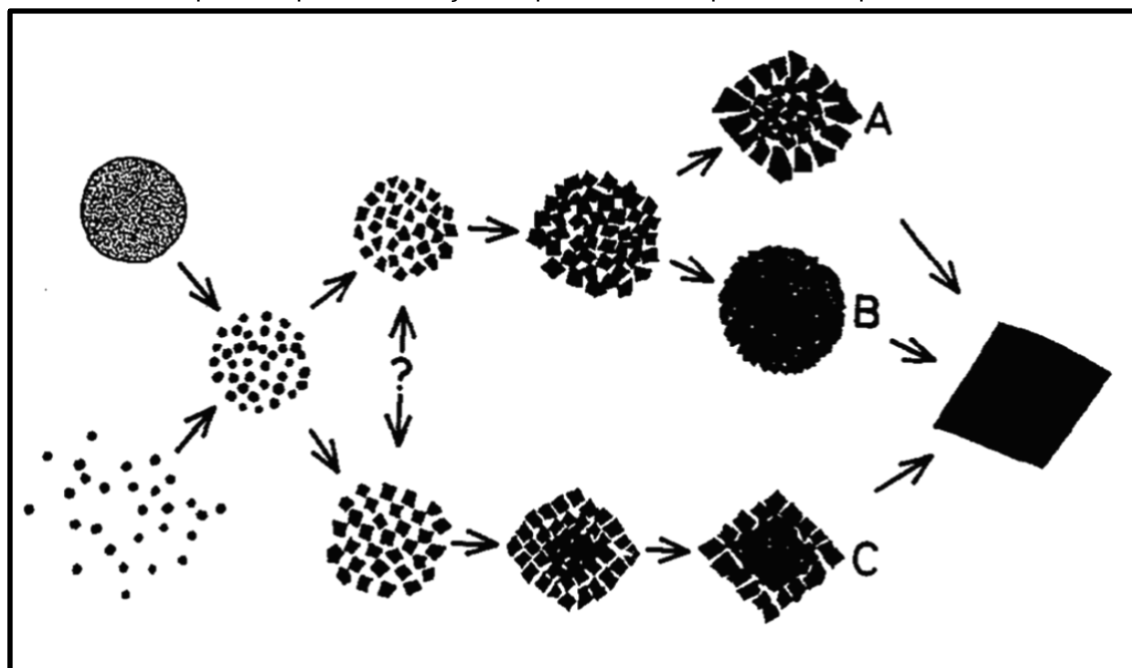


A formação da pirita framboidal está associada a disponibilidade de ferro e de enxofre no sistema. Esses elementos são encontrados em ambientes ricos em compostos orgânicos, sendo comuns em folhelhos negros e sedimentos marinhos recentes (RAISWEL *et al.*, 1988).

Conforme Sawlowics (1993) existem três condições para a evolução da pirita euédrica a partir de cristais framboidais, como ilustrado na figura abaixo (Figura 33):

- i) Microcristais no frambóide são compactados, ou seja, uma camada de grãos alongados é formada durante a fase principal de cristalização dos frambóides (Figura 33– A);
- ii) Crescimento contínuo de microcristais nos frambóides produzindo uma amalgamação, de modo que os cubos e/ou octaedros se interpenetrem formando pirita maciça esférica, que por sua vez irá desenvolver piritas euédricas (Figura 33 – B);
- iii) Quando houver um padrão geométrico interno é estável e/ou o material que o envolve apresentar plasticidade suficiente para ser deslocado. O desenvolvimento de um frambóide poderá levar diretamente ao crescimento de faces regulares. (Figura 33 – C).

Figura 33 - Caminho hipotético para a formação de pirita euédrica por meio da pirita framboidal.



Fonte: Sawtowicz (1993).

Foram observadas estruturas que estão associadas a feição deposicional, como, estrutura de comportamento de carga e estrutura de crescimento denominada laminação *wavy-crinkly*. Estas estruturas serão detalhadas a seguir:

A) Estruturas de crescimento: Identificadas como laminação *wavy-crinkly* foram encontradas nas profundidades 66,25m, 65,7m, 64,25m, 62,6m, 45,2m, 44,5m, 268,1m e 261,1m (MC-088, MC-090, MC-091, MC-095, MC-100, MC-151, MC-153, MC-277 e MC-299) (Figura 29). Nas amostras analisadas essa estrutura aparece frequentemente, apresentando laminações onduladas e crenuladas. Isso está relacionado a eventos efêmeros, de aumento no fluxo de sedimentos intercalados com estratos lamosos estabilizados por microorganismos, repetindo este ciclo de soterramento e novo crescimento de atividade microbiana. Conforme Gerdes (2007), estruturas de crescimento denominadas laminações *wavy-crinkly* possuem uma alternância em escala milimétrica de camadas com atividade microbiana com níveis de sedimentos finos (areia fina, silte e argila) que reflete em ciclos repetitivos de crescimento microbial.

A argila e o silte interlaminaados indicam que essa camada superficial se formou sob condições de energia mais baixa, após a superfície deposicional ter sido parcialmente ondulada. Sendo assim, as lâminas onduladas parecem ser uma característica de tapetes microbianos no registro rochoso. (Figura 29) (SCHIEBER, 1986; SUR *et al.*, 2006).

C) Estrutura de carga: Foram observadas nas profundidades 64,25m, 65,25m, 44,6m e 45,2m (MC-091, MC-095, MC-151 e MC-153) (Figura 28). Sua ocorrência nas amostras pode estar relacionada a matéria microbiana resistir a carga da camada de sedimentos, gerando leves depressões. De acordo com Schieber *et al.* (2007), o silte é capaz de afundar a camada argilosa, quando o nível de densidade for menor, porém se for sobreposto a sedimentos com uma maior densidade (areia), resultará na subsidência destes grãos na forma de pequenas *pillows*. Isso ocorre devido o comportamento físico na interface entre diferentes tamanhos de grãos. Caso haja a presença de esteiras microbianas, a matéria microbiana terá uma resistência maior à carga e a camada siltosa, sucedendo em leves depressões, como no caso das amostras deste estudo (Figura 28) (REICOCK E SINGH, 1980, *apud* SCHIEBER *et al.*, 2007).

Conforme Noffke (2009) as estruturas de adesão formam-se a partir da interação de microorganismos com a dinâmica física dos sedimentos, ou seja, finas

lâminas sindeposicionais influenciam na erosão, deposição e deformação dos sedimentos. Estas lâminas são resultado da formação de polímeros extracelulares (*Extracellular Polymer Substances – EPS*), originados principalmente por cianobactérias, denominados também de biofilmes (COSTERTON & STOODLEY, 2003). Tais biofilmes podem ou não modificar a estrutura primária e induzir a formação de estruturas sedimentares (*Microbially Induced Sedimentary Structures – MISS*). (NOFFKE, 2003). Os EPS e MISS tornam os sedimentos coesivos, permitindo a captação e aderência de outras partículas e formando, deste modo, uma série de estruturas que geralmente não são esperadas em arenitos, tais como: *wavy-crinkly* e estruturas de comportamento de carga (SCHIEBER *et al.*, 2007).

Com relação as estruturas microbianas identificadas no arcabouço, ocorrem como finas camadas (Figura 29). Essas estruturas serão descritas a seguir:

A) Tramas de aprisionamento de grãos: Ocorrem nas profundidades 66,25m, 65,7m, 65,25m, 62,6m, 45,2m, 264,8m e 243,1 (MC-088, MC-090, MC-091, MC-100, MC-151, MC-288 e MC-347) (Figura 30). Nas amostras analisadas se apresentam como uma camada que cobre a superfície sedimentar, como uma malha filamentososa na matriz, juntamente com sedimentos e/ou partículas minerais que se aprisionam e tramam os grãos nestes filamentos. Na Formação Irati há evidências de hipersalinidade em porções da sua sucessão (IR e MR) (apêndice I e II). Esses fatores beneficiam o crescimento de tapetes microbianos, gerando a morte de diversos organismos que, após encontrarem o fundo do corpo d'água, seriam revestidos pelos tapetes microbiais. A resposta da microbiota bentônica para a deposição dos sedimentos formando uma barreira filamentososa é conhecida como *baffling e trapping*. Existem dois tipos de *baffling*: (i) partículas sedimentares que estão em suspensão na água do mar e são "capturadas" por filamentos orientados verticalmente durante os períodos dinâmicos baixos, típica de tapetes microbiais epibentônicos; (ii) Tapetes microbiais endobentônicos se movimentam ativamente e através do sedimento mantêm o aumento de superfícies sedimentares (RODRIGUES, 2015). De acordo com Golubic & Knoll (1993), esses tapetes microbiais são construídos por cianobactérias bentônicas, essas cianobactérias são micróbios foto autotróficos, que além de diversos grupos bentônicos que se movem através dos sedimentos (RIDING, 2000). *Trapping* é a acumulação de partículas suspensas através do efeito do EPS nas superfícies dos tapetes microbiais, onde pequenas partículas minerais são coladas às superfícies do tapete (RODRIGUES, 2015). Em contraste, o processo de

*bidding* é controlado apenas pelos parâmetros sedimentológicos. Um tapete é formado somente durante condições dinâmicas calmas. Existem alguns aspectos que não afetam este processo, como, disponibilidade de nutrientes, a radiação solar, a temperatura da água (GERDES, 2010) (Figura 30).

B) Laminação fenestral: Foi observada nas profundidades 62,9m, 65,25m, 262,1m (MC-091, MC-099 e MC-299) (Figura 32). São lâminas escuras e finas, e podem ser interpretadas como restos de esteiras microbianas. Nas amostras essas estruturas podem estar associadas a dessecação da esteira, sendo mais comuns em regiões interpretadas como tendo sido depositadas em configurações de energia mais alta e proximais (águas mais rasas). Essa estrutura indica transporte intermitente de sedimentos sobre um substrato coberto por um tapete microbiano, em conformidade com Schieber *et al.*, 2007 (Figura 32).

C) Estrutura roll-up: Foi identificada apenas no poço HV-044, na profundidade 262,1m (MC-299) (Figura 31). São caracterizadas a partir de camadas sedimentares estabilizadas e contorcidas, gerando um aspecto de “caracol”. Nas lâminas essa estrutura pode estar ligada ao dessecação e redução de uma esteira microbiana. De acordo com Noffke (2010) e Rodrigues (2015), essas estruturas têm como gênese duas hipóteses: (i) fragmentos do tapete microbial que são dobrados, resultando na dessecação da porção orgânica superior do tapete microbial epibentônico. Essas lascas de tapete são camadas orgânicas ricas em água sobre uma camada de areia. Estes materiais (tapete e areia) reagem de forma diferente à dessecação. Durante a desidratação, o material orgânico (tapete microbial) encolhe mais do que a camada de areia (mais seca) que está embaixo; ou (ii) gerado pelo transporte ou rolamento de lascas ou pedaços maiores de tapete por correntes de fundo. Por vezes, tecidos de tapete de vários metros de extensão são enrolados por fortes correntes de tempestades. Essas estruturas são geradas através do processo de biestabilização, que é considerado a resposta da esteira microbiana ou biofilmes à erosão e o comportamento flexível – biologicamente controlado – de uma camada de sedimentos que, se não houvesse influência de fatores biológicos, seria rúptil (NOFFKE, 2010). A estabilização dos sedimentos é influenciada pela produção de EPS por microorganismos presentes nos poros e superfícies sedimentares (PATERSON &BLACK, 2000; NOFFKE, 2010; RODRIGUES, 2015) (Figura 31).

## 9 CONCLUSÕES

A partir da descrição qualitativa das 16 lâminas petrográficas e das referências bibliográficas consultadas foi possível concluir que:

- Foram identificadas estruturas hidrotermais (veios) no poço HV-044 cujos fluídos influenciaram na precipitação das diferentes fases minerais identificadas em lâmina.
- Para a ocorrência dos minerais secundários existem duas hipóteses: (i) a partir da percolação de fluidos hidrotermais, juntamente com o ambiente e as condições ali existentes; (ii) os minerais já estarem presentes na bacia e terem sido provenientes de outra rocha.
- Foram identificadas 3 (três) feições microbiais nas rochas da Formação Irati: tramas de aprisionamento – *baffing* e *trapping*, estruturas *roll-ups* (apenas no HV-044) e laminação fenestral.
- Foram identificadas 2 (duas) feições depocicionais: estrutura de comportamento de carga e estrutura de crescimento *wavy-crinkly*,
- Estruturas relacionadas a ação microbianas, matéria orgânica amorfa e fases minerais carbonáticas são encontradas de forma abundante no poço SC-081.
- Pelóides, *internal draps of clay*, laminações boudinadas assimétricas, estrutura de crescimento *wavy-crinkly*, laminação fenestral e trama de aprisionamento de grãos foram identificadas em lâminas pertencentes aos dois poços.
- As estruturas microbianas identificadas em lâmina podem ter sido formadas pela ação de cianobactérias sobre o substrato lamoso.
- A existência de tapetes microbiais explica a identificação de diferentes estruturas nas lâminas uma vez que o recobrimento precoce dos organismos com biofilmes de EPS e calcita auxiliariam a boa preservação das estruturas.
- Os microorganismos e o seu metabolismo facilitaram a formação de carbonato de cálcio, tendo influência no crescimento de microorganismos juntamente com a luminosidade, o aporte de nutrientes, o EPS e a ação de *trapping*, *bidding* e *baffing* que influenciam localmente na deposição.

- A ocorrência da pirita framboidal e da dolomita encontra-se relacionada à degradação da matéria orgânica e metabolismo microbiano sob condições redutoras do ambiente deposicional.
- A ausência de uma amostragem sistemática para a confecção de lâminas petrográficas pode ter contribuído para a pouca correlação entre as estruturas nos dois poços.
- Recomenda-se para estudos futuros a integralização das análises petrográfica e geoquímica, utilizando a Difractometria de Raio-X, a fim de identificar e quantificar os materiais e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), para observações qualitativas e semiquantitativas de minerais.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALFERES, C.L.F., RODRIGUES, R., PEREIRA, E. **Geoquímica orgânica aplicada à Formação Irati, na área de São Mateus do Sul (PR), Brasil.** *Geochimica Brasiliensis*, Ouro Preto, 25(1) 47-54. DOI <https://doi.org/10.21715/gb.v25i1.331>, Ouro Preto, 25(1) p. 47-54, 2011.
- AMARAL, S. E. **Geologia e Petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo.** Tese do concurso de livre docência da cadeira de Geologia, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo - USP, 1967.
- ARAÚJO, L. M. **Análise da Expressão Estratigráfica dos Parâmetros de Geoquímica Orgânica e Inorgânica nas Sequências Depositionais do Irati.** Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 307, 2001.
- BARBOSA, O.; ALMEIDA, F. F. M. A série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo. **Notas Preliminares e Estudos.** DNPM/DGM, n. 48, 16 p., 1949.
- BARBOSA, O.; GOMES, F. A. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia.** DNPM/DGM, n.171, p. 1-40, 1958.
- BAULD, J. **Geobiological role of cyanobacterial mats in sedimentary environments: production and preservation of organic matter.** *BMR J. Austral. Geol. Geophys.*, v. 6, p. 307-317, 1981.
- BERNER, R. A. **Sedimentary pyrite formation: an update.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 605–615, 1984.
- BOGGS, Jr. S. **Petrology of Sedimentary Rocks.** Cambridge University Press, UK. E ed., 600p, 2009.
- BRELAZ, L. C. **Petrografia Dos Calcários Betuminosos Neoproterozóicos Do Sul Do Cráton Amazônico, Região De Mirassol D'oeste, Mt.** Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia – Universidade Federal do Pará, 2010.
- CAGLIARI, J., LAVINA, E. L. C., PHILIPP, R. P., TOGNOLI, F. M. W., BASEI, M. A. S., FACCINI, U. F. **New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U-Pb radiometric dating of zircons crystals.** *Journal of South American Earth Sciences*, 56: p. 265-277, 2014.
- CASSEL, M. C.; LAVINA, E., CAGLIARI, J., RODRIGUES, R., PEREIRA, E. **Anoxia and Salinity Changes: A New Permian catastrophe record. Climate of the Past Discussions.** Göttingen: Copernicus Gesellschaft mbH, (Preprint), 2019.
- CHAFETZ, H.S., BUCZYNSKI, C. **Bacterially induced lithification of microbial mats.** *Palaios* 7, 277–293, 1992.

CHAFETZ, H.S. **Bacterially induced precipitates of calcium carbonate and lithification in microbial mats.** In: Krumbain, W.E., Paterson, D.M., Stal, L.J. (Eds.), *Biostabilization of Sediments*. Bibliotheks- und Information system der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, (BIS)-Verlag, Oldenburg, pp. 149–164, 1994.

COURA, A.P. P. **Caracterização faciológica e paleoambiental de estromatólitos da Formação Codó (Aptiano, bacia do Parnaíba)** - Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia - Rio de Janeiro: UFRJ/IGeo, 2011.

CORSETTI, F.A., LORENTZ, N.J, PRUSS, S.B. **Formely – aragonite seafloor fans from Neoproterozoic strata, Death Valley and southeastern Idaho, United States:** implications for “cap carbonate” formation and Snowball Earth. [S.l:s.n]. *The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry and Climate Geophysical*, 146 (monograph, series), 2004.

COSTERTON, J.; STOODLEY, P. **Microbial biofilms: protective niches in ancient and modern geomicrobiology.** In: KRUMBEIN, W. E.; PATERSON, D. M.; ZAVARZIN, G. A. (Eds.), *Fossil and Recent Biofilms* (Preface). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p.xv-xxi, 2003.

DAMAZIO, C.M., SILVA E SILVA, L.H. **Cianobactérias em esteiras microbianas coliformes da lagoa Pitanguinha, Rio de Janeiro, Brasil:** *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9: 165-170, 2006.

DECHO, A. W. **Microbial exopolymers secretions in ocean environments: Their role (s) in food webs and marine processes.** *Oceanography and Marine Biology - an Annual Review*, v. 28, p. 73-153, 1990.

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.210, p.71-86, 2005.

DEMICCO, R.V., HARDIE, L.A. **Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonates deposits.** *SEPM - Society for sedimentary geology*, p. 265, 1994.

DUPRAZ, C.; VISSCHER, P. T. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. **Trends in Microbiology**, v.13, n. 9, 2005.

DUPRAZ, C.; REID, P. R.; BRAISSANT, O.; DECHO, A. W.; NORMAN, R. S.; VISSCHER, P. T. **Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats.** *Earth-Science Reviews*, v.96, p. 141-162, 2009.

FLÜGEL, E. **Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation, and application.** 2a ed. Berlin, Springer. p. 984, 2010.

GEBELEIN, C.D. & HOFFMAN, P. **Algal origin of dolomitic laminations in stromatolitic limestone.** *Journal of Sedimentary Petrology*, 43:603-613, 1973.



GERDES, G., KRUMBEIN, W.E. **Biolaminated Deposits**. Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 9. Springer-Verlag, Berlin, 183 pp., 1987.

GERDES, G. **Structures Left by Modern Microbial Mats in Their Host Sediments**. In: SCHIEBER, J.; BOSE, P.K.; ERIKSSON, P.G.; BANERJEE, S.; SARKAR, S.; ALTERMANN, W. & CATUNEANU, O. (eds.). Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record. Amsterdam, Elsevier, p. 5-38, 2007.

GERDES, G. **What are microbial mats?** In: SECKBACH, J. & AREN, A. (eds.). Microbial Mats: Modern and Ancient Microorganisms in Stratified Systems. Dordrecht, Springer, p. 5-25, 2010.

GIRARDI V.A.V. *et al.* **Efeitos Termiais Associados aos Diabásios Mesozóicos da Bacia do Paraná**. Boletim do Instituto de Geociências USP, v.9, p. 47-55, 1978.

GOLUBIC, S. & KNOLL, A. Prokaryotes. In: Lipps, J. (Ed.), **Fossil prokaryotes and protists**. Boston: Blackwell, 1993.

GOULART, E. P. & JARDIM, N.S. **Avaliação geoquímica das formações Ponta Grossa e Irati - Bacia do Paraná**. In: IPT - Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. São Paulo, IPT. p. 42-74, 1982.

GROTZINGER, J.P. JAMES, N.P. **Precambrian carbonates: evolution of understanding**. Society for sedimentary geology – SEPM, v. 67, (Special publication), 2000.

HACHIRO, J. **O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná**. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, p. 196, 1996.

HOFMANN, H.J. **Stromatolites: characteristics and utility**. Earth-Sci Rev. 9: p. 339-373, 1973.

HUBERT, J. F., REED, A. A. **Paleogeography of East Berlin Formation, Newark Group, Connecticut Valley**. American Journal of Science 276. Pg. 1183-1207. 1976.

KALKOWSKY, E. **Oolith und stromatolith in norddeutschen Buntsandstein**. Zeitschrift Deutsche Geologisches, 60: p. 68-125, 1908.

KENNEDY, M.J. **Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, <sup>13</sup>C excursions, and carbonate precipitation**. J. Sediment. Res., v. 66, p.1050 - 1064, 1996.

KRUMBEIN, W.E., COHEN, Y. **Primary production, mat formation and lithification: contribution of oxygenic and facultative anoxygenic cyanobacteria**. In: Flügel, E. (Ed.), Fossil Algae. Springer-Verlag, Berlin, pp. 37–56, 1977.

KRUMBEIN, W.E. **On precipitation of aragonite on the surface of marine bacteria.** *Naturwissenschaften* 61, 167, 1974.

LAGES, L. C. **A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR).** Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual Paulista - Rio Claro: [s.n.], 2004

LAVINA, E. L., LOPES, R. C. **A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul.** *Paula- Coutiana*, 1: p. 51-103, 1987.

LAVINA, E. L. **The Passa Dois Group.** In: Rocha-Campos, A. C. (ed.). *Gondwana Seven: Field excursion guidebook.* São Paulo, Universidade de São Paulo, p. 24-30, 1988.

LAVINA, E. L. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná.** 333 f. Tese (Doutoramento em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1992.

LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. R.; ROSSELLO, E. A. **Devonian- Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian orogeny in Southern South America.** *Geologische Rundschau*, Stuttgart, v. 82, p. 136-147, 1993.

MÁXIMO, M. S. **Estudo paleoambiental dos carbonatos pensilvanianos da borda norte da Bacia do Amazonas – Região do Rio Jatapú - Manaus:** UFAM. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Universidade Federal do Amazonas, 119f., 2012.

MENDES, J. C., FULFÁRO, V. J., AMARAL, S. E., and Landim, P. M. B.: **A Formação Irati (Permiano) e fácies associadas,** *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15, p. 23-43, 1966.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e o seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental.** Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 255, 1997.

MILANI, E. J., RAMOS, V. A. **Orogenia paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná.** *Revista Brasileira de Ciências*, 28(4): p. 473-484, 1998.

MILANI, E. J *et al.* **Bacia do Paraná.** In: MILANI, E.J.; RANGEL, H.D.; BUENO, G.V.; STICA, J.M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J.M.; PESSOA NETO, O.C. (Eds.). *Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas.* Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 15(2): p. 265-287, 2007.

MOORE, L.S. & BURNE, R.V. **The modern thrombolites of lake Clifton, Western Australia.** In: BERTRAND-SARFATI, J. & MONTY, C. (eds) *Phanerozoic Stromatolites II.* Netherlands, Kluwer Academic Publishers, p. 3-29., 1994.

NOFFKE, N., GERDES, G., KLENKE T., KRUMBEIN, W. E. **A microscopic sedimentary succession of graded sand and microbial mats in modern siliciclastic tidal flats.** *Sediment Geol* 110:1–6, 1997a.

NOFFKE, N. **Epibenthic cyanobacterial communities counteracting sedimentary processes within siliciclastic depositional systems (present and past).** In: PATERSON, D. M., ZAVARZIN, G., KRUMBEIN, W. E. (Eds.), *Biofilms Through Space and Time. Congress Proceedings.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 265-280, 2003.

NOFFKE, N., ERIKSSON, K.A., HAZEN, R.M., SIMPSON, E.L. **A new window into Early Archean life: microbial mats in Earth's oldest siliciclastic deposits (3.2 Ga Moodies Group, South Africa).** *Geology* 34, 253–256, 2006b.

NOFFKE, N. **The criteria for the biogenicity of microbially induced sedimentary structures (MISS) in Archean and younger, sandy deposits.** *Earth-Science Reviews*, v.96, p. 173-180, 2009.

NOFFKE, N. **Geobiology: Microbial mats in sandy deposits from the Archean era to today.** Berlin, Springer. p. 194, 2010.

NOFFKE

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. **O grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da faixa Paraguai e sul do cráton amazônico, Brasil.** *Rev. Bras. Geoc.*, v. 36, n. 4, p. 623 - 640, 2006.

NOGUEIRA, A.C.R. *et al.* **Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil.** *Chemical Geology*, v. 237, p. 168 - 190, 2007.

OELOFSEN, B., ARAÚJO, D. C. **Palaeoecological implications of the distribution of mesosaurid reptiles in the permian Irati Sea (Paraná Basin), South America.** *Braz. J. Geol.*, 13, p. 1-6, 1983.

PATERSON, D.M. & BLACK, K. 2000. **Siliciclastic intertidal microbial sediments,** In: R. Riding and S.M. Awramik (eds.) *Microbial Sediments.* Springer, Heidelberg, pp. 76–83, 2000.

PRESS, F.; GROTZINGER, J.; SIEVER, R.; JORDAN, T. H. **Para Entender a Terra.** Tradução: MENEGAT, R. (coord.). 4a edição. Porto Alegre: Bookman, 2006.

RAISWELL R., BUCKLEY F., BERNER R.A., ANDERSON T.F. **Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation.** *Journal of Sedimentary Research*, 58(5):812-819, 1988.

REVISTA DE DIVULGAÇÃO CIENTÍFICA DA SBPC. **Ciência Hoje.** v.37, dezembro de 2005. Disponível em: <<https://www.researchgate.net/publication/326044730>>. Acesso em: 23 de mai. de 2020.

RIDING, R. **Microbial carbonates: The geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms**. *Sedimentology*, 47: p. 179-284, 2000.

RIDING, R. **Microbialites, stromatolites and thrombolites**. In J. Reitner and V. Thiel (eds), *Encyclopedia of Geobiology, Encyclopedia of Earth Science Series*, Springer, Heidelberg, p. 635-654, 2011.

RIMMER, S. M. **Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA)**. *Chemical Geology including Isotope Geoscience*, Elsevier, p. 373-391, Dezembro, 2003.

RODRIGUES, R., PEREIRA, E., BERGAMASCHI, S., ALFERES, C. L. F. **Carbon Isotope Stratigraphy of Organic Matter: Irati Formation, Lower Permian of Paraná Basin**. In: VII Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica, Anais, Brasília, p.1, 2010a.

RODRIGUES, R., PEREIRA, E., BERGAMASCHI, S., CHAVES, H. A. F., ALFERES, C. L. F. **Organic Geochemistry of Irati Formation, Lower Permian of Paraná Basin**. In: XII Congresso Latinoamericano de Geoquímica Orgânica, Memórias, Montevideo, p. 42- 43, 2010b.

RODRIGUES, K. C. **Caracterização Petrográfica dos “carbonatos” laminados do Membro Crato, Bacia do Araripe, nordeste do Brasil**. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências, Porto Alegre, RS. 167f., 2015.

ROSIN, J. C. F. **Análise De Microestruturas Indicativas De Processos De Deformação Em Depósitos De Transporte De Massa Do Grupo Itararé, Permocarbonífero Da Bacia Da Paraná**. Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade Federal do Paraná. Setor de Ciências da Terra. Curso de Geologia, Curitiba – PR, 2018.

SAMPAIO, L. F. **Estruturas Sedimentares Induzidas por Atividades Microbianas em Sedimentos da Lagoa Vermelha (Região dos Lagos, RJ)**. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia), Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2014.

SAMPAIO, L. F.; DAL' BÓ, P. F. F.; BORGHI, L. **Gênese e Morfologia de Estruturas Sedimentares Induzidas por Atividade Microbiana (MISS) em Sedimentos da Lagoa Vermelha (Região dos Lagos – Rio de Janeiro)**: Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ, Rio de Janeiro, v. 38, n. 1, p. 95-106, 10 mar. DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2015\\_1\\_95\\_106](http://dx.doi.org/10.11137/2015_1_95_106)., 2015.

SANTANA, M. N. **Iconofósseis E Análise Paleoambiental Da Seção Carbonática Pedro Gonçalves, Cretáceo Superior Da Bacia De Sergipe. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Sergipe, 2018.**

SAWTOWICZ, Z. **Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism**. *Geol. Rundsch.*, 82, 148 56. 1993.

SILVA *et al.*, **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) CPRM, Brasília, 2003.

SILVA E SILVA, L.H.; SENRA, M.C.E.; FAROULO, 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. **Composição paleobiológica e tipos morfológicos das construções estromatolíticas da Lagoa Vermelha, RJ, Brasil**. Revista Brasileira de Paleontologia, 7(2), p. 193-198, 2004.

SILVA E SILVA, L.H.; IESPA, A. A. C.; DAMAZIO, C.M. **Trombólitos e cianobactérias da Lagoa Pernambuco, Holoceno do Rio de Janeiro, Brasil**. Revista de Biologia e Ciências da Terra, v.6, n.2, 2º semestre, 2006.

SOARES, M. B. **A taphonomic model for the Mesosauride assemblage of the Irati Formation (Paraná Basin, Brazil)**. Geologica Acta, v. 1, n. 4, p. 349, 2003.

SCHIEBER, J. **The possible role of benthic microbial mats during the formation of carbonaceous shales in shallow Proterozoic basins**. *Sedimentology*, 33:521-536, 1986.

SCHIEBER, J., BOSE, F., ERIKSSON, P., BANERJEE, J., SAKAR, S., ALTERMANN, W. & CATUNEANU, D. **Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record**. Oxford: Elsevier Science, 2007.

SCHNEIDER, R. L. *et al.* **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. Anais do... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 41-65, 1974.

TEWARI, V.C. & SECKBACK, J. **Stromatolites: interaction of microbes with sediments**. New York: Springer, 2011.

TISSOT, B.; DEMAISON, G.; MASSON, P.; DELTEIL, J. R.; COMBAZ, A. **Paleoenvironment and Petroleum Potential of Middle Cretaceous Black Shales in Atlantic Basins**. THE AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS BULLETIN, [s. l.], v. 64, ed. 11, p. 2051-2063, Dezembro 1980.

TUCKER, M.E. **Techniques in Sedimentology**. Oxford, Blackwell Scientific Publication, 391p, 1988.

VAN DER PLUIJN. V. D. B., MARSHACK S. **Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics**. New York, USA: W.W. Norton Company, 2ed. 663p, 2004.

VISSCHER, P.T. E STOLZ, J.F. **Microbial mats as bioreactors: populations, processes, and products**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.219, p. 87-100, 2005.

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

WIGNALL, P. B. **Model for transgressive black shales?** *Geology*, [s.l.], Geological Society of America. DOI: [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)0192.3.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1991)0192.3.co;2), v.19, n.2, p.167-170, 1991.

ZALÁN, P.V.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.N.; NETO, E.V.S.; MARQUES, A. **The Paraná Basin, Brazil**. In: LEIGHTON, KOLATA, OLTZ, EIDEL (eds.) Interior cratonic basins. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, AAPG Memoir 51, p. 681-708, 1990.

ZALÁN, P. V. **Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America**. In: SIMPÓSIO BOLIVARIANO: EXPLORACIÓN PETROLERA EN LAS CUENCAS SUBANDINAS, 4, Bogotá. Memórias. Bogota: Asociacion Colombiana de Geologos y Geofisicos del Petroleo, Trabalho 7, 1991.

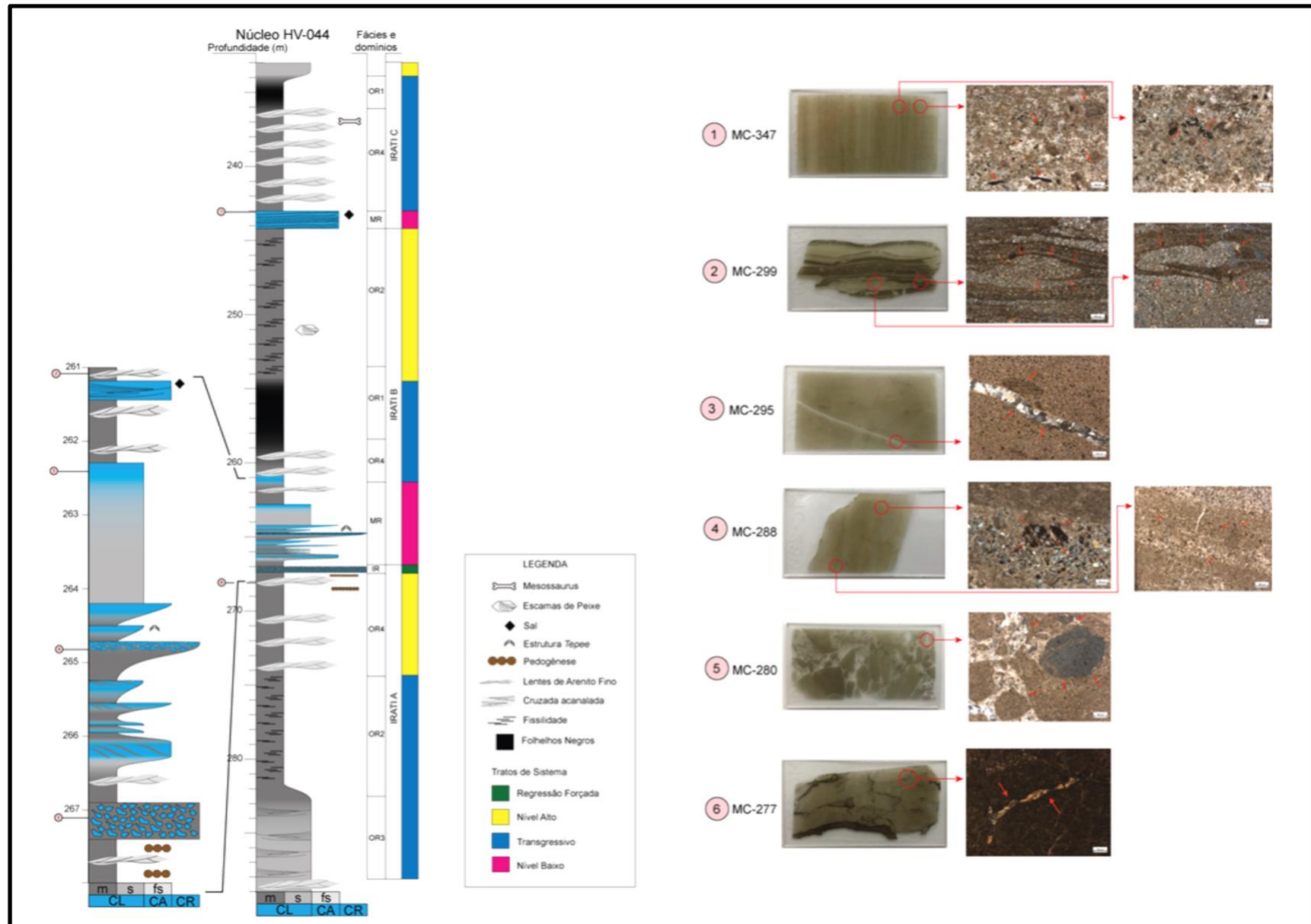


## APÊNDICES

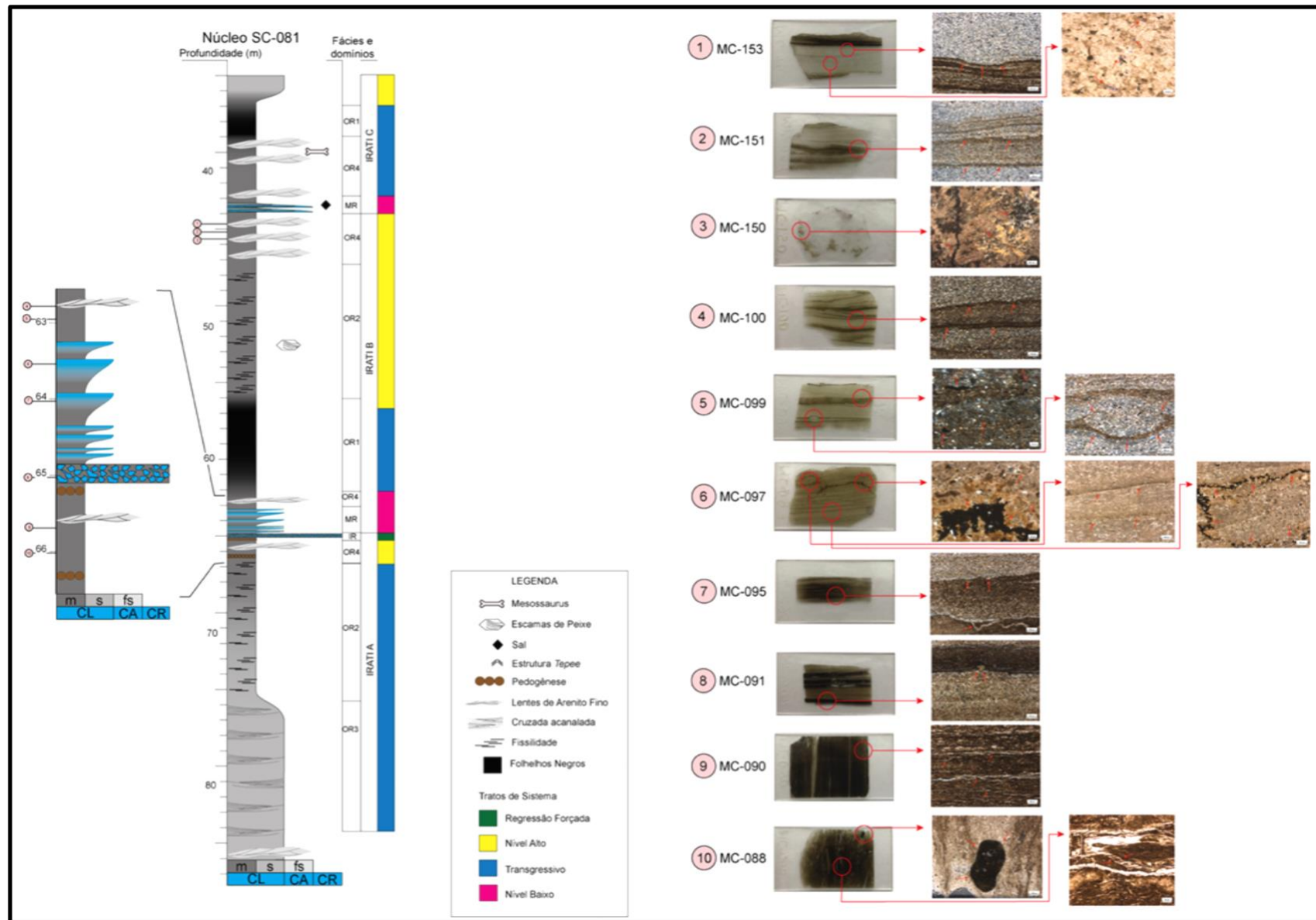
Apêndice I e II - Perfis litológicos e estratigráficos de dois núcleos descritos (HV-044 e SC-081) por Cassel *et al.*, (2019), mostrando as sequências deposicionais, seus tratos de sistema e a identificação de cada uma das amostras descritas.

Apêndice III – Descrições das lâminas petrográficas.

## APÊNDICE I – POÇO HV-044



## APÊNDICE II – POÇO SC-081



### APÊNDICE III - DESCRIÇÕES DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS

#### MC – 088

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. Observa-se cortinas internas boudinadas assimétricas, similares a “*mica-fish*”, com espessura aproximada de 0,05 mm a 0,3mm e estão preenchidos por sílica microcristalina, dolomita e flocos de mica (muscovita). Identifica-se estruturas de nivelamento, marcadas por filmes descontínuos, formando finas lâminas orgânicas crenuladas compostas por matéria orgânica de esteiras microbianas que estão intercaladas com sílica microcristalina. É visível a formação de tramas de aprisionamento – *baffing* e *trapping* - de grãos de quartzo. Observa-se a presença de um pelóide, com tamanho aproximado de 3,5mm e forma aglutinada.

A granulometria varia da fração silte grosso a areia muito fina, com grãos bem selecionados, forma sub-angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é flutuante e o empacotamento aberto. A orientação da trama da rocha é caótica.

Observa-se grãos detríticos de quartzo que variam de 0,05 mm a 0,1mm, de coloração incolor.

Os constituintes secundários são biotita alterando para clorita, com cores amarelo-esverdeadas, com tamanho aproximado 0,015mm. A siderita ocorre de maneira dispersa na lâmina, com cores amarelo palha e hábito prismático. Observa-se clorita, com esverdeadas, com tamanho aproximado 0,0375 mm e aparenta estar em corpos lenticulares. Apresenta grãos lamelares de muscovita, de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,35 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, em algumas porções ocorre de forma caótica. Observa-se monazita, de coloração azul, com tamanho aproximado de 0,075 mm, com hábito em forma de cunha, tabular e achatado.

Apresenta matriz dolomítica fina com grãos detríticos flutuantes de quartzo, monazita e mica (muscovita). A matéria orgânica presente na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa. Os níveis argilosos presentes estão dispostos com duas colorações distintas, sendo os pontos mais escuros resultante de retrabalhamento biogênico.

Apresenta cimento de calcita e dolomita que se configura em algumas porções como uma cutícula ou franja.

Observa-se porosidade secundária móldica e intergranular por dissolução da matriz.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

As cortinas internas se apresentam com uma direção preferencial paralela ao acamamento devido a compactação da camada de esteira microbiana, apresentam franjas de dolomita, estes *boudins* são assimétricos, e as cortinas se alternam com lâminas de argila e silte.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível alto. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como OR4 (lamito e arenito muito fino).

#### **MC – 090**

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. Apresenta cortinas internas boudinadas assimétricas, similares a “*mica-fish*”, com espessura aproximada de 0,025 mm e estão preenchidos por dolomita ferrosa, estes *boudins* são assimétricos e, essas cortinas se alternam com lâminas de argila e silte. Identifica-se estruturas de crescimento, marcadas por filmes descontínuos, formando finas lâminas orgânicas crenuladas de hematita e compostas por matéria orgânica de esteiras microbianas que estão intercaladas com sílica microcristalina. É visível a formação de tramas de aprisionamento – *baffing* e *trapping* - de grãos de quartzo e ao redor apresenta franja de dolomita ferrosa. Em algumas porções é possível observar estruturas de comportamento de carga de uma camada, onde a matéria microbiana resiste à carga e a camada siltosa forma essa leve depressão. Apresenta pelóide.

A granulometria varia da fração silte médio a areia muito fina, com grãos muito bem selecionados e forma sub-angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é caótica.

Observa-se grãos detríticos quartzo de possuem tamanho aproximado 0,05 mm.

Os constituintes secundários são epidoto, com coloração multicolorida, tamanho aproximado 0,1 mm. Apresenta clorita com coloração esverdeada e tamanho aproximado 0,075 mm. Os grãos lamelares de mica (muscovita, margarita), com tamanho aproximado 0,02 mm, se apresentam de forma orientada disseminada em diversas porções da lâmina, porém em algumas porções aparentam estar de forma caótica. Apresenta monazita, com coloração azul, com tamanho aproximado de 0,025 mm e hábito em forma de cunha, tabular e achatado.

Apresenta pseudo-matriz (argilosa) com grãos detríticos imersos na massa argilosa. A matéria orgânica presente na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Apresenta cimento micrítico em forma de cutículas composto por matéria orgânica ao redor dos grãos.

Apresenta porosidade secundária móldica e intergranular.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível alto. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como OR4 (lamito e arenito muito fino).

## **MC – 091**

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. Apresenta estrutura de comportamento de carga, onde a matéria microbiana resiste à carga e a camada siltosa forma essa leve depressão. Apresenta cortinas internas boudinadas assimétricas, similares a “*mica-fish*”, ou onduladas, com espessura aproximada de 0,015 mm e estão preenchidos por sílica microcristalina, estes *boudins* são assimétricos. É visível a formação de tramas de aprisionamento – *baffing* e *trapping* - de grãos lamelares de mica (muscovita) e quartzo. O contato entre as duas camadas é ondulado e bem-marcado por conta da presença de esteiras, pois o nível lamoso teve uma maior resistência, o que acabou formando essa estrutura de crescimento denominada laminação *wavy-crinkly*. Apresenta estrutura de laminação fenestral.

A granulometria varia da fração areia muito fina a areia fina, com grãos moderadamente selecionados e forma sub-angular com esfericidade variando de

baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é subparalela.

Observa-se grãos detríticos de quartzo, com tamanho aproximado de 0,05 mm a 0,1 mm.

Os constituintes secundários são monazita, de coloração azul, com hábito em forma de cunha, tabular e achatado. Apresenta epidoto, com coloração multicolorida, tamanho aproximado 0,1 mm. Observa-se siderita, de coloração amarelo palha, com tamanho aproximado de 0,06 mm. Apresenta grãos lamelares de muscovita, de coloração incolor, com tamanho aproximado 0,075 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, mas em outras porções da lâmina aparentam estar caóticas.

A pseudo-matriz (argilosa) com coloração escura, é composta por grãos de quartzo e mica que se apresentam imersos pela massa argilosa. A matéria orgânica presente na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa.

Apresenta cimento de calcita em forma de cutículas ao redor dos grãos. Há presença poucos indícios de pirita dispersas no arcabouço argilomineral. Observa-se a presença de um mineral amarelo nas bordas e rosa no centro.

Apresenta porosidade secundária móldica e intergranular.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de regressão forçada. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como IR (brecha carbonática).

## **MC – 095**

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. O contato entre as duas camadas é ondulado e bem-marcado, o que acabou formando essa estrutura de crescimento denominada laminação *wavy-crinkly*. Apresenta estrutura de comportamento de carga em algumas porções da lâmina, esse comportamento de carga de algumas camadas, ocorre devido a matéria microbiana resistir à carga e a camada siltosa, e forma essa leve depressão. Ocorre laminações boudinadas



assimétricas, similares a “*mica-fish*”, que estão preenchidos por sílico microcristalina e mica (muscovita). É visível a presença de cortinas internas descontínuas que variam de 0,01mm a 0,08mm de espessura que estão sendo preenchidas por dolomita

A granulometria varia da fração silte grosso a areia muito fina, com grãos moderadamente selecionados e sua forma é sub-angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é subparalela.

Observa-se grãos detríticos de quartzo que possuem tamanho aproximado de 0,025 mm.

Os constituintes secundários são celadonita, com coloração verde com dimensões de 0,07mm x 0,02mm. Apresenta biotita alterando para clorita, com cores amarelo-esverdeadas, de tamanho aproximado 0,012 mm x 0,02 mm e siderita, de coloração alaranjada com tamanho 0,05 mm x 0,1 mm. Ocorre a presença de dolomita, com hábito microcristalino e morfologia subesférica, ocorrendo de forma esparsa na lâmina, substituindo cristais de calcita e cortinas internas. Apresenta grãos de siderita, com tamanho aproximado de 0,1 mm e hábito tabular. Grãos lamelares de muscovita e margarita, de coloração incolor, com tamanho variando de 0,010 mm a 0,1 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, mas, em outras porções aparece de forma caótica. Observa-se monazita, de coloração, com tamanho aproximado variando de 0,025 mm a 0,1 mm, com hábito achatado.

Observa-se que a pseudo-matriz (argilosa) apresenta coloração marrom, é composta por grãos imersos que estão dispersos nessa massa argilosa. A matéria orgânica encontrada na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa.

Apresenta cimento de calcita em mosaico fino, na forma de cutícula que circunda os poros, este cimento preenche a porosidade intergranular. Observa-se pirita com coloração preta esverdeada, em uma porção distinta da lâmina a pirita, com hábito botrioidal, framboidal e blocoso, na forma de agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida e contínua de alteração para limonita (goethita) (esta alteração está bem marcante, pois tem minerais de goethita presentes e, com destaque para as cores vermelhas das reflexões internas a LP), o que indica níveis de matéria orgânica na lâmina.

Apresenta porosidade secundária móldica e intergranular, onde aparenta estar preenchido por calcita em mosaico fino e por matéria orgânica amorfa que está relacionada a matriz.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível baixo. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como MR (lamito e carbonato).

### **MC – 097**

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. Apresenta estruturas de crescimento, marcadas por filmes descontínuos, formando finas lâminas orgânicas crenuladas compostas por matéria orgânica. É visível a presença de cortinas internas que estão preenchidas por sílica que aparecem de forma descontínua pela lâmina e formam uma angulosidade de cerca de 5 graus em relação com a base da lâmina. Apresenta pelóide.

A granulometria varia da fração areia muito fina a areia média, com grãos bem selecionado e sua forma é angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é subparalela.

Observa-se grãos detríticos de quartzo, com tamanho aproximado 0,06 mm.

Os constituintes secundários são siderita, com hábito prismático, e tamanho 0,1 mm (tamanho areia muito fina), pode-se dizer que está associado a pirita, pois observa-se grãos de pirita na borda. Apresenta grãos de celadonita dispersos pelo arcabouço, com tamanho 0,024 mm, de coloração verde claro e hábito fibroso. Apresenta poucos grãos lamelares de muscovita (bem formada no canto superior direito da lâmina), de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,010 mm a 0,4 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, mas, em outras porções aparece de forma caótica. Apresenta monazita, de coloração azul, com tamanho aproximado de 0,1 mm.

Apresenta matriz que é composta por calcita ferrosa. A matéria orgânica carbonosa é encontrada sendo substituída por pirita microcristalina em um caminho ondulado presente na lâmina, e ao redor deste está presente matéria orgânica e

hidróxido de ferro, provavelmente formados por limonita. Em algumas porções a pirita ocorre substituindo cristais de calcita e por vezes substitui a matriz argilosa.

Apresenta cimento de dolomita na forma de franja ao redor dos grãos e ao redor de toda a lâmina. A dolomita se apresenta em mosaico fino, substituindo o cimento micrítico, em algumas porções configura uma textura de preenchimento da pirita ou matéria orgânica em locais que o cimento micrítico sofreu dissolução, este cimento preenche a porosidade móldica e intergranular.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

É visível a presença de porosidade secundária por dissolução, onde os poros aparecem com preenchimento intergranular por calcita, configurando uma textura de preenchimento da calcita em locais que o cimento micrítico sofreu dissolução.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível baixo. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como MR (lamito e carbonato).

## **MC – 099**

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. O contato entre as camadas é bem-marcado. Apresenta estrutura de laminação fenestral, semelhante a “olhos de pássaros”.

A granulometria varia da fração areia muito fina a areia fina com grãos muito bem selecionados e forma sub-angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é caótica. Foram identificadas lâminas de esteira microbiana bentônica que se diferem das lâminas mais claras, na porção microbiana.

Observa-se grãos detríticos de quartzo possuem tamanho aproximado 0,02 mm x 0,1 mm.

Os constituintes secundários são celadonita de tamanho aproximado 0,06 x 0,01mm, com hábito lamelar. Apresenta siderita, de coloração alaranjada, com tamanho 0,12 mm x 0,1 mm. Os grãos lamelares de mica (muscovita, margarita), possuem tamanho aproximado de 0,075 mm, se apresentam de forma orientada em diversas porções da lâmina, porém em algumas porções aparentam estar de forma caótica. Ocorre a presença de monazita, com coloração azul, tamanho aproximado

0,075 mm e hábito em forma de cunha, achatado e tabular. Biotita alterando para clorita, com cores amarelo-esverdeadas, de tamanho aproximado 0,026 mm x 0,03 mm. Ocorre clorita, com coloração verde e tamanho aproximado de 0,075 mm.

A pseudo-matriz (argilosa) com coloração escura, é composta por grãos de quartzo, biotita, monazita e mica que estão imersos nessa massa argilosa. A matéria orgânica encontrada na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa, percebe-se matéria orgânica carbonosa que está sendo substituída por pirita.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Apresenta cimento de calcita em forma de cutículas que estão circundando poros. Apresenta a presença de pirita, com coloração preto esverdeada, bem formada, com hábito variando de framboidal, blocoso e botroidal, formando agregados ou dispersas no arcabouço argilominerálico.

A porosidade secundária intergranular e móldica.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível baixo. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como MR (lamito e carbonato).

## **MC – 100**

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. Apresenta estruturas de nivelamento, marcadas por filmes descontínuos, formando finas lâminas orgânicas crenuladas compostas por matéria orgânica de esteiras microbianas que estão intercaladas com sílica microcristalina. É visível a formação de tramas de aprisionamento – *baffing* e *trapping* - de grãos de quartzo). Foi possível observar estrutura de laminação fenestral.

A granulometria varia da fração silte grosso a areia muito fina, com grãos bem selecionado e sua forma é sub-angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é caótica.

Observa-se grãos detríticos flutuantes de quartzo, dispersos, com tamanho aproximado 0,055 mm.

Os constituintes secundários são siderita, com coloração amarelo palha e tamanho aproximado de 0,075 mm. Apresenta epidoto, com coloração multicolorida, tamanho aproximado 0,1 mm. Observa-se grãos lamelares de muscovita, de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,125 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, em algumas porções ocorre de forma caótica. Observa-se monazita, de coloração azul, com tamanho aproximado 0,05 mm e hábito em forma de cunha, tabular e achatado.

Apresenta pseudo-matriz (argilosa) com grãos detríticos imersos na massa argilosa. A matéria orgânica presente na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa. Os níveis argilosos presentes estão dispostos com duas colorações distintas, sendo os pontos mais escuros resultante de retrabalhamento biogênico.

Apresenta cimento de calcita em forma de cutículas circundando os grãos. Apresenta pirita com coloração preta esverdeada, em uma porção distinta da lâmina a pirita apresenta hábito framboidal e euédrico, dispersos no arcabouço argilocarbonático, o que indica níveis de matéria orgânica na lâmina. Ainda, a pirita apresenta cores vermelhas que refletem os hidróxidos de ferro resultantes da transformação da pirita em limonita (goethita).

Apresenta porosidade secundária móldica e intergranular.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível baixo. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como OR4 (lamito e arenito muito fino).

## **MC – 150**

A lâmina possui grandes cristais de calcita e dolomita, com uma granulometria que varia da fração areia fina a areia muito grossa, com arredondamento muito angular e esfericidade variando de baixa a alta, mal selecionada, com contato suturado e empacotamento fechado, a trama da rocha possui orientação subparalela.

Apresenta cristais de calcita poiquilotópica, com tamanho aproximado de 0,7 mm e sem orientação preferencial, em algumas porções apresenta grande quantidade de cristais com maclas, o que indica a presença de calcita. A nicóis cruzados, na posição de extinção, mostra maclas, que são estas bandas retilíneas ora paralelas ora em diagonal, em algumas porções estas maclas aparecem de forma “bagunçada”, ou

seja, sem uma direção preferencial e coloridas. Pode haver 2 conjuntos de maclas em um cristal. Apresenta uma textura incomum de grãos alongados que tendem a formar agregados paralelos. Em algumas porções praticamente não há maclas, sugerindo tratar-se de dolomita, com tamanho de 0,45 mm. Ocorre sílica radiada, com coloração que varia do amarelo-palha e azul.

Observa-se que a pseudo-matriz (argilosa) apresenta coloração marrom, é composta por grãos imersos que estão dispersos nessa massa argilosa. A matéria orgânica encontrada na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa.

O cimento predominante na lâmina é micrítico e quartzo microcristalino.

Na borda da lâmina e no contato entre os grãos de calcita/dolomita observa-se a porosidade móldica e intergranular, que é preenchida por matéria orgânica, predominantemente matéria orgânica amorfa por vezes é preenchido com muscovitas lamelares, coloridas (muscovita e margarita), com tamanho aproximado de 0,1 mm a 0,2 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e em algumas porções aparece de forma orientada e por vezes de forma caótica.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível alto. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como OR4 (lamito e arenito muito fino).

## **MC -151**

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. Apresenta laminações *wavy-crinkly*. Observa-se estrutura de carga, onde a matéria microbiana resiste à carga e a camada siltosa e forma leves depressões, por conta de haver a presença de esteiras microbianas, o nível lamoso teve maior resistência, por isso essas depressões foram geradas. Identifica-se estruturas de nivelamento, marcadas por filmes descontínuos, formando finas lâminas orgânicas crenuladas compostas por matéria orgânica de esteiras microbianas que estão intercaladas com sílica microcristalina. É visível a formação de tramas de aprisionamento – *baffing e trapping* - de grãos de quartzo.



A granulometria varia da fração silte médio a areia muito fina, com grãos bem selecionado e sua forma é muito angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é caótica.

Observa-se grãos detríticos de quartzo que possuem coloração incolor e tamanho aproximado de 0,06mm.

Os constituintes secundários são siderita, de coloração amarelo palha, com hábito fibroso, e tamanho de 0,1mm. Apresenta celadonita, de coloração esverdeada, tamanho aproximado 0,02mm. Observa-se clorita, de coloração verde e tamanho aproximado de 0,06mm. Apresenta grãos de epidoto, com tamanho aproximado de 0,1 mm e hábito prismático. Verifica-se grão lamelares de margarita e muscovita, de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,010 mm a 0,1 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, em algumas porções ocorre de forma caótica. Apresenta biotita, com coloração amarelo palha, hábito micáceo e tamanho aproximado de 0,05 mm. Apresenta plagioclásio com macla polissintética e tamanho aproximado de 0,05 mm.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

A pseudo-matriz (argilosa), apresenta grão de quartzo, plagioclásio e mica (muscovita e margarita) dispersos pelo arcabouço. A matéria orgânica encontrada na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa.

Apresenta cimento micrítico. A porosidade secundária móldica e intergranular.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível alto. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como OR4 (lamito e arenito muito fino).

## **MC – 153**

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. O contato entre as duas camadas é ondulado e bem-marcado por conta da presença de esteiras, pois o nível lamoso teve uma maior resistência, o que acabou formando essa estrutura de crescimento denominada laminação *wavy-crinkly*. Apresenta comportamento de carga

de uma camada, onde a matéria microbiana resiste à carga e a camada siltosa forma essa leve depressão. Apresenta estrutura laminada de nivelamento, que é composta por finas lâminas onduladas, contínuas lateralmente e possuem espessura milimétrica.

A granulometria varia da fração silte grosso a areia muito fina, com grãos moderadamente selecionados e forma sub-angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é subparalela.

Observa-se grãos detríticos de quartzo que variam de 0,05 mm a 0,1 mm. Apresenta plagioclásio, com coloração incolor, tamanho aproximado de 0,05 mm e apresenta macla polissintética. Ainda, biotita alterando para clorita, com coloração amarelo esverdeado e tamanho aproximado 0,05 mm e grãos de clorita, com coloração verde e tamanho aproximado de 0,025 mm.

Os constituintes secundários são celadonita, de coloração esverdeada, tamanho aproximado 0,06 x 0,01 mm. Observa-se e siderita que variam de 0,1 mm a 0,5 mm, com hábito prismático, ocorre substituindo a matriz argilosa. Apresenta agregado granular de fluorita a NC, com coloração violeta. Apresenta epidoto, com coloração multicolorida, tamanho aproximado de 0,1 mm. Apresenta a presença de monazita, de coloração azul, com tamanho aproximado 0,025 mm e hábito em forma de cunha, achatado e tabular. Dentre as micas detríticas encontradas tem-se a biotita, com coloração amarelo palha, tamanho aproximado de 0,1 mm e grão lamelares de muscovita, de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,05 mm a 0,1 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, mas em outras porções da lâmina aparentam estar caóticas.

A pseudo-matriz argilosa com coloração escura, é composta por grãos de quartzo, biotita, clorita, plagioclásio e mica imersos nessa massa argilosa. A matéria orgânica encontrada na lâmina é matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa. A matriz mais clara é uma pseudo-matriz composta por grãos de quartzo, biotita, clorita, plagioclásio e mica.

O cimento micrítico aparece na forma de cutículas que circundam os poros, com isso preenche a porosidade intergranular. Apresenta pirita com hábito framboidal formando agregados ou dispersa no arcabouço, o que indica níveis de matéria orgânica na lâmina.

Apresenta porosidade móldica e intergranular, onde aparenta estar preenchido por pirita e mica (muscovita).

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível alto. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como OR4 (lamito e arenito muito fino).

### **MC-277**

Ocorre veio preenchido com sílica e quartzo microcristalino, com fases diferentes de precipitação de minerais, apresenta carbonatos com pulsos de sílica que pode estar relacionado com o material da matriz formando franja de calcita ao redor. Restos de algas dispersos pela matriz. O contato entre as duas camadas é ondulado. Ocorre estrutura de crescimento denominada laminação *wavy-crinkly* e laminações boudinadas assimétricas, similares a "*mica-fish*".

Observa-se grãos detríticos como quartzo.

Os constituintes secundários são celadonita, de coloração esverdeada, tamanho aproximado 0,04 x 0,02mm. Observa-se e siderita que variam de 0,1 mm a 0,5 mm, com hábito prismático, ocorre substituindo a matriz argilosa. Dentre as micas detríticas encontradas tem-se a biotita, com coloração amarelo palha, tamanho aproximado de 0,2 mm e grão lamelares de muscovita, de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,03 mm a 0,1 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, mas em outras porções da lâmina aparentam estar caóticas.

A granulometria varia da fração areia muito fina a areia média, com grãos bem selecionado e sua forma é angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é subparalela.

Observa-se grãos detríticos de quartzo, com tamanho aproximado 0,03mm.

Os constituintes secundários são siderita, com hábito prismático, e tamanho 0,1 mm. Ocorre celadonita, de coloração esverdeada, tamanho aproximado 0,05mm. Foi identificado grãos de clorita, com coloração verde e tamanho aproximado de 0,02 mm.

Apresenta poucos grãos lamelares de muscovita, de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,4 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, mas, em outras porções aparece de forma caótica. Ainda, biotita alterando para clorita, com coloração amarelo esverdeado e tamanho aproximado 0,07 mm.

A matriz composta por lama carbonática micrítica, com níveis de matéria orgânica e carbonato. A matéria orgânica encontrada na lâmina é matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa

Observa-se a porosidade móldica e intergranular.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível alto. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como OR4 (lamito e arenito muito fino).

## **MC – 280**

A lâmina possui a presença de calcita em mosaico preenchendo veio de quartzo. Ocorre filmes descontínuos, formando finas lâminas orgânicas compostas por matéria orgânica de esteiras microbianas. Ocorre nódulos orgânicos, talvez provenientes de algas. Através de um fluido na rocha e posteriormente cristalização e precipitação de carbonato e sílica neste intervalo. Na borda e no contato entre os grãos é possível observar franja de calcita

Ocorre processo diagenético com grãos de pirita, de coloração preta, com hábito botrioidal, formando agregados ou dispersa pelo arcabouço.

A matéria orgânica encontrada na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa.

Observa-se a porosidade móldica e intergranular.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de regressão forçada. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como IR (brecha carbonática).

### **MC-288**

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. Apresenta estruturas de nivelamento, marcadas por filmes descontínuos, formando finas lâminas orgânicas crenuladas compostas por matéria orgânica de esteiras microbianas. É visível a presença de cortinas internas que estão preenchidas por sílica que aparecem de forma descontínua pela lâmina e formam uma angulosidade de cerca de 5 graus em relação com a base da lâmina. Apresenta pelóide. É visível a formação de tramas de aprisionamento – *baffing* e *trapping* - de grãos lamelares de mica (muscovita) e quartzo.

A granulometria varia da fração areia muito fina a areia média, com grãos bem selecionado e sua forma é angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é subparalela.

Observa-se grãos detríticos de quartzo, com tamanho aproximado 0,04 mm.

Os constituintes secundários são siderita, com hábito prismático, e tamanho 0,1 mm. Apresenta poucos grãos lamelares de muscovita, de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,5 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, mas, em outras porções aparece de forma caótica. Ocorre biotita, com coloração amarronzada, hábito micáceo.

Apresenta matriz microcristalina com intraclastos carbonáticos. A matéria orgânica encontrada na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa, percebe-se que a pirita está sendo substituída por matéria orgânica.

Apresenta cimento micrítico e quartzo microcristalino.

Observa-se porosidade secundária intergranular e móldica por dissolução da matriz.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível baixo. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como MR (lamito e carbonato).

## **MC – 295**

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. Observa-se laminações boudinadas assimétricas, similares a “*mica-fish*”, que estão preenchidos por sílica microcristalina e mica (muscovita). Ocorre veio preenchido com calcita espática e quartzo, com fases diferentes de precipitação de minerais, apresenta carbonatos com pulsos de sílica que pode estar relacionado com o material da matriz formando franja de calcita ao redor. Observa-se nódulos dolomíticos e orgânicos dispersos pela lâmina.

Ocorre na porção mais clara os grãos detríticos de quartzo, de tamanho aproximado 0,07 mm, feldspato com hábito prismático.

Os constituintes secundários são siderita, de coloração alaranjada, de tamanho aproximado 0,05 mm, clorita, de coloração esverdeada e tamanho aproximado 0,04 mm. Apresenta hematita, com coloração avermelhada, forma reniforme. Identifica-se a presença grãos lamelares de mica (muscovita), de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,03 mm a 0,05 mm mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, mas em outras porções da lâmina aparentam estar desorientadas

Apresenta matriz microcristalina com intraclastos carbonáticos. A matéria orgânica encontrada na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa, percebe-se que a pirita está sendo substituída por matéria orgânica.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Apresenta cimento micrítico e quartzo microcristalino. Observa-se porosidade secundária intergranular e móldica por dissolução da matriz.



Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível baixo. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como MR (lamito e carbonato)

### MC-299

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. O contato entre as duas camadas é ondulado e bem-marcado por conta da presença de esteiras, pois o nível lamoso teve uma maior resistência, o que acabou formando essa estrutura de crescimento denominada laminação *wavy-crinkly*.

A granulometria varia da fração silte grosso a areia muito fina, com grãos moderadamente selecionados e forma sub-angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é subparalela.

Observa-se grãos detríticos de quartzo que possuem tamanho aproximado de 0,05 mm. Apresenta plagioclásio, com coloração incolor, tamanho aproximado de 0,07 mm e apresenta macla polissintética.

Os constituintes secundários são celadonita, de coloração esverdeada, tamanho aproximado 0,06 x 0,01mm. Observa-se e siderita que variam de 0,1 mm a 0,5 mm, com hábito prismático, ocorre substituindo a matriz argilosa. Apresenta epidoto, com coloração multicolorida. Dentre as micas detríticas encontradas tem-se a biotita, com coloração amarelo palha, tamanho aproximado de 0,1 mm e grão lamelares de muscovita, de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,05 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, mas em outras porções da lâmina aparentam estar caóticas.

A pseudo-matriz argilosa com coloração escura, é composta por grãos de quartzo, biotita, clorita, plagioclásio e mica imersos nessa massa argilosa. A matéria orgânica encontrada na lâmina é matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa, percebe-se matéria orgânica está sendo substituída por pirita.

A matriz mais clara é uma pseudo-matriz composta por grãos de quartzo, biotita, clorita, plagioclásio e mica.

Observa-se a porosidade móldica e intergranular. Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida.

Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível baixo. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como MR (lamito e carbonato).

### MC-347

A lâmina possui argila orgânica intercalada com silte. Apresenta estruturas de crescimento, marcadas por filmes descontínuos, formando finas lâminas orgânicas crenuladas compostas por matéria orgânica de esteiras microbianas. É visível a formação de tramas de aprisionamento – *baffing* e *trapping* - de grãos lamelares de mica (muscovita) e quartzo. Ocorre a presença de pelóide.

A granulometria varia da fração areia muito fina a areia média, com grãos bem selecionado e sua forma é angular com esfericidade variando de baixa a alta. A natureza dos contatos entre os grãos é pontual e o empacotamento normal. A orientação da trama da rocha é subparalela.

Observa-se grãos detríticos de quartzo, com tamanho aproximado 0,04 mm.

Os constituintes secundários são siderita, com hábito prismático, e tamanho 0,1 mm. Ocorre celadonita, de coloração esverdeada, tamanho aproximado 0,01mm. Apresenta grãos de clorita, com coloração verde e tamanho aproximado de 0,03 mm. Identifica-se epidoto, com coloração multicolorida, tamanho aproximado de 0,1 mm. Apresenta poucos grãos lamelares de muscovita, de coloração incolor, com tamanho aproximado de 0,5 mm, mostram-se por vezes contorcidas, porém bem-marcada e orientada, mas, em outras porções aparece de forma caótica. Ainda, biotita alterando para clorita, com coloração amarelo esverdeado e tamanho aproximado 0,05 mm.

Apresenta matriz microcristalina com intraclastos carbonáticos. A matéria orgânica encontrada na lâmina é predominantemente matéria orgânica amorfa e está relacionada a matriz argilosa.

Apresenta cimento micrítico e quartzo microcristalino. Observa-se porosidade secundária móldica e intergranular por dissolução da matriz.

Ocorre processo diagenético, com grãos de pirita, com hábito euédrico e framboidal, agregados ou dispersa no arcabouço argilocarbonático, em algumas porções apresenta borda bem definida. Estas estruturas se restringem a tratos de sistema de nível baixo. Ocorrem restritas em camadas específicas dos testemunhos, como MR (lamito e carbonato).