



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

---

## **TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

TATIANNY CRISTINA QUEIROZ SOARES

**DOLOMITOS LACUSTRES DA FORMAÇÃO ALCÂNTARA  
(CRETÁCEO SUPERIOR), BACIA DE SÃO LUÍS, MARANHÃO:  
PALEOAMBIENTE, MICROBIALITOS E ICNOFÓSSEIS.**

---

BELÉM-PA

JULHO/2021



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

---

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**DOLOMITOS LACUSTRES DA FORMAÇÃO ALCÂNTARA  
(CRETÁCEO SUPERIOR), BACIA DE SÃO LUÍS, MARANHÃO:  
PALEOAMBIENTE, MICROBIALITOS E ICNOFÓSSEIS.**

**Apresentado por:**

**TATIANNY CRISTINA QUEIROZ SOARES**

**Orientador: Prof. Dr. Joelson Lima Soares (UFPA)**

---

BELÉM-PA

JULHO/2021

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD  
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará**

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

S676d Soares, Tatianny Cristina Queiroz.  
Dolomitos lacustres da Formação Alcântara (Cretáceo Superior),  
Bacia de São Luís, Maranhão: paleoambiente, microbialitos e  
icnofósseis. / Tatianny Cristina Queiroz Soares. —2021.  
xii, 52 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Joelson Lima Soares  
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal  
do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2021.

1. Microbialitos. 2. Dolomitos lacustres. 3. Icnofósseis. 4.  
Formação Alcântara. I. Título.

CDD 558.12

---



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

---

**DOLOMITOS LACUSTRES DA FORMAÇÃO ALCÂNTARA  
(CRETÁCEO SUPERIOR), BACIA DE SÃO LUÍS, MARANHÃO:  
PALEOAMBIENTE, MICROBIALITOS E ICNOFÓSSEIS.**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentada por:**

**TATIANNY CRISTINA QUEIROZ SOARES**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia na área  
de geologia e linha de pesquisa geologia sedimentar e paleontologia**

Data de aprovação: 27/07/2021

Conceito: Bom

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Joelson Lima Soares  
(Orientador - Universidade Federal do Pará)

Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior  
(Membro - Universidade Federal do Pará)

Prof. Ms. Taynara Matos Martins  
(Membro - Universidade Federal do Oeste do Pará)

*Presentemente eu posso me considerar um sujeito de sorte  
Porque apesar de muito moço, me sinto são e salvo e forte  
E tenho comigo pensado: Deus é brasileiro e anda do meu lado  
E assim já não posso sofrer no ano passado  
(Belchior – Sujeito de sorte)*

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus, sem ele eu nada seria.

Agradeço também a São Francisco de Assis, por me iluminar, me guiar e me dar forças sempre.

Agradeço aos meus Guias, eu nunca estive só, eu sei.

Agradeço a mim. Além dos já citados, só eu sei o que passei, o que senti, o que pensei, o que vivi. Eu mereço este momento.

Agradeço ao meu namorado Leon Dias, ele é a segunda pessoa responsável por esta vitória. Obrigada, por sempre segurar minhas mãos, por respeitar meus medos e minhas inseguranças e por me ajudar a vencer isso. Você não deixou que eu desistisse, mesmo quando isso era o que eu mais queria. Você é meu companheiro de verdade, nunca esquecerei isso.

Agradeço a minha filhinha, Coraline. Você mudou minha vida no instante em que te adotei, na verdade, acho que você que me adotou. Você é uma das principais razões para que eu levante todos os dias, e meu sonho é poder ajudar todos os pets do mundo que eu conseguir e te dar todos os mimos possíveis.

Agradeço a minha avó, Maria da Conceição. A senhora sempre deu seu melhor para mim, e quando não era o melhor, eu sei que na verdade era tudo que a senhora conseguia dar. Obrigada por ter me dado chance de lutar pelo que é meu, e me ensinar o caminho que eu deveria trilhar. Se estou aqui hoje, é porque a senhora nunca permitiu que nada faltasse.

Agradeço aos meus pais, Sebastião Soares e Márcia Queiroz. Eu sempre senti muito a falta de vocês, mas, permitir que eu fosse criada pela minha avó foi uma benção, e hoje eu sei disso. Eu amo vocês, e sei o quanto vocês torcem por mim. Esse momento é nosso!

Aos meus irmãos: Luana França, Eduarda Queiroz, Isaias Queiroz, Maria Fernanda e Mário Heitor. Pode não parecer, mas tudo que faço em relação ao meu futuro, na verdade é pensando em nosso futuro, para que eu sempre possa ser uma pessoa a quem vocês possam recorrer quando precisarem. Estou aqui por vocês, esse momento é nosso!

Aos meus sobrinhos: Ana Isabella, Pedro Henrique e Luan França. Eu moro muito longe, mas sempre que vocês precisarem da titia, ela vai estar aqui!

Agradeço a minha avó, Maria Martha. Eu nunca falei isso, mas a senhora para mim é exemplo de mulher, e eu sem sombras de dúvidas, me inspiro na senhora.

Agradeço a minha tia Marília Queiroz, a bonita. Minha família é composta por grandes mulheres, e você é uma delas. Obrigada por ser espelho para mim, desde que virei gente, quero ser como você.

Agradeço a Dona Fafá, uma tia que resolveu me adotar num dos momentos mais difíceis que passei nessa graduação. Nós nos divertimos muito, eu aprendi muito, e nunca irei esquecer que a senhora me estendeu a mão.

Agradeço a Darcy, outra titia que me adotou em um momento muito difícil. Obrigada por sempre estar disposta a me acompanhar, a me buscar no Castanheira, a comprar remédio, na hora da diversão também, você foi minha cúmplice. Saiba que você está no meu coração.

Agradeço a Dona Flávia, minha sogra (kkkkk) que neste 2021, segurou minha mão e não largou mais. Os últimos meses foram muito conturbados, e a senhora tem deixado tudo

mais leve. A senhora consegue me ouvir e me aconselhar de uma forma que acalma meu coração. Muito obrigada! Juntas, cuidaremos de Sofia, risos.

A Ingrid e ao Tio Santos. Acho que meu pai e minha mãe, não poderiam ter escolhido melhores companheiros que vocês. Muito obrigada por cuidarem deles, dos meus irmãos e de mim.

Aos amigos, em especial Deryck e Matheus. Mesmo longe, nada muda. Sei que posso contar com vocês para sempre, amo vocês!

Aos companheiros de trabalho, em especial ao Mauro e a Abigail. Obrigada por entenderem quando preciso me ausentar, principalmente neste fim de TCC. Vocês dividem os pepinos comigo, e eu sempre serei grata pela ajuda e paciência que tiveram comigo. Que Deus os abençoe!

Ao meu grandioso orientador, Joelson Lima Soares. A oportunidade que o senhor me deu vale ouro, me pergunto o que fiz para merecer a chance que estou tendo. Não sei a resposta, talvez nunca saberei. Muito, muito, muito obrigada por tudo!!!

Ao Guilherme Raffaeli Romero, essa pesquisa começou com você e terminou por seu intermédio também. Sua ajuda foi imprescindível. Muito muito obrigada!

A Universidade Federal do Pará, a FAGEO e ao seu corpo docente, e aos técnicos do Instituto de Geociências, principalmente ao Afonsinho e ao Osmar. Vocês são grandes profissionais, ainda bem que tive a sorte de trabalhar com vocês.

## RESUMO

A Formação Alcântara, datada entre o Neoalbian e o Cenomaniano (~105 Ma), apresenta camadas dolomíticas esbranquiçadas com características microbialíticas em depósitos lacustres localizados na Praia da Baronesa. O objetivo deste trabalho é entender a gênese destes dolomitos baseada na interpretação de suas estruturas sedimentares e biogênicas, e tecer considerações paleoambientais e paleoecológicas. Para isto, foi realizado trabalho de campo, e após esta etapa, ocorreu o trabalho em laboratório com tratamento das amostras, análise petrográfica, das estruturas microbiais e icnológica. Após estas análises, foram descritas quatro microfácies carbonáticas nos depósitos estudados, sendo elas: *dolomudstone* maciço (MF1); *dolomudstone* com laminações irregulares e crenuladas (MF2); *dolomudstone* com laminações onduladas/enrugadas (MF3) e dolomicroesparito com laminação irregular (MF4). As microfácies são muito semelhantes entre si, e apresentam constituintes em comum como dolomita microcristalina, peloides, grãos terrígenos e raros bioclastos, sendo a principal diferença entre elas a textura. Apesar de interpretar estas feições como microbialitos, optou-se por não utilizar a nomenclatura própria para depósitos bioconstruídos proposta por Dunham (1962) até que se confirme a sua biogenicidade. Assim, foi utilizado a nomenclatura para rochas abiogênicas, mas sempre que possível destacando as feições microbiais. Também foram descritos cinco icnofósseis, sendo eles *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Taenidium*, *Thalassinoides* e *Rhizocorallium*. E por fim, foi possível propor um novo modelo evolutivo para a área estudada em seis estágios: 1) Subsidência e deposição das camadas de argilas e siltes em águas provavelmente salinas a salobras; 2) Aumento da salinidade com precipitação de carbonatos por intermédio da ação de microorganismos e supressão da sedimentação siliciclástica; 3) Seguindo de bioturbação intensa e temporária por organismos sedimentófagos e detritívoros; 4) Colonização permanente do substrato por crustáceos decápodes que construíam galerias no carbonato coeso e a instalação de vegetação; 5) O nível do lago começa a baixar provavelmente relacionada a uma maior aridez e alta taxa de evaporação, expondo os dolomitos a ação de águas meteóricas e por último 6) ocorre o aumento do nível da lâmina d'água dentro da laguna e conseqüentemente o aumento da taxa de sedimentação siliciclástica fina que suprimiu a sedimentação carbonática. Este ciclo se repetiu pelo menos mais três vezes até o início da fase transgressiva que deu origem aos depósitos siliciclásticos da Formação Cujupe.

**Palavras-chave:** microbialitos; dolomitos lacustres; icnofósseis; Formação Alcântara.

## ABSTRACT

The Alcântara Formation, dated between the Neoalbian and Cenomanian (~105 Ma), presents whitish dolomitic layers with microbialitic structures in lacustrine deposits located at Baronesa beach. The objective of this research is to understand the genesis of these dolomites based on the interpretation of their sedimentary and biogenic structures, and to make paleoenvironmental and paleoecological considerations. For this, field work was carried out, and after this phase, there was work in the laboratory with sample treatment, petrographic, microbial structures and ichnological analysis. Four carbonate microfacies were described in the studied deposits, namely: massive dolomudstone (MF1); dolomudstone with irregular and crenulated laminations (MF2); dolomudstone with wavy/wrinkled laminations (MF3) and dolomicrosparite with irregular lamination (MF4). The microfacies are very similar to each other, and have common constituents such as microcrystalline dolomite, peloids, terrigenous grains and rare bioclasts, the main difference between them being the texture. Despite interpreting these features as microbialites, we prefer not to use the proper nomenclature for bioconstructed deposits proposed by Dunham (1962) until their biogenicity is confirmed. Thus, the nomenclature for abiogenic rocks was used, but whenever possible highlighting the microbial features. Five trace fossils were also described, namely *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Taenidium*, *Thalassinoides* and *Rhizocorallium*. Finally, it was possible to propose a new evolutionary model for the area studied in six stages: 1) Subsidence and deposition of clay and silt layers in probably saline to brackish waters; 2) Increased salinity with precipitation of carbonates through the action of microorganisms and suppression of siliciclastic sedimentation; 3) Followed by intense and temporary bioturbation by deposit-feeders organisms; 4) Permanent colonization of the substrate by decapod crustaceans that built galleries in the cohesive carbonate and the installation of vegetation; 5) The level of the lake starts to decrease, probably related to a greater aridity and high rate of evaporation, exposing the dolomites to the action of meteoric waters and, finally, 6) there is an increase in the water level inside the lagoon and consequently the increase in fine siliciclastic sedimentation rate that suppressed carbonate sedimentation. This cycle was repeated at least three more times until the beginning of the transgressive phase that gave rise to the siliciclastic deposits of the Cujupe Formation.

**Keywords:** microbialites; lacustrine dolomites; trace fossils; Alcântara Formation.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1- Mapa de detalhe da localização da área de estudo. Localiza-se o estado do Maranhão, a capital São Luís, o município de Alcântara no Maranhão e a Praia da Baronesa, onde afloram os depósitos estudados. .... 2
- Figura 2- Mapa de localização da Bacia São Luís-Grajaú e suas delimitações estruturais, sendo as principais: A Antéclise Xambioá – Alto Parnaíba, o Lineamento Rio Parnaíba e o Arco do Capim.. .... 4
- Figura 3- Síntese das sequências deposicionais e correlação com as unidades litoestratigráficas definidas segundo a ótica de diferentes autores ao longo do tempo..... 7
- Figura 4- Representação esquemática de microbialitos segundo Riding (2011). Na imagem cada tipo de microbialito é seguido de sua descrição. Sendo leiólito a forma mais simples, e o estromatólito trombolítico a forma mais complexa. .... 13
- Figura 5- Bloco diagrama ilustrando os termos usados nas classificações estratinômicas de Seilacher (1964) e Martinsson (1970). Onde epirrelevo é o topo da camada e hiporrelevo é a base da camada. Para definir o relevo do icnofóssil, são utilizados como positivo (côncavo) ou negativo (convexo). E termos como Endichnia são utilizados para estruturas preservadas dentro da camada e Exichinia são estruturas preservadas fora da camada.. .... 17
- Figura 6- Diagramas esquemáticos de Miller & Smail (1997), para avaliação semiquantitativa das bioturbações utilizado para obtenção do índice de icnofábrica nos planos de acamamento. .... 19
- Figura 7- Imagem da porção estudada da falésia localizada na Praia da Baronesa. Área escolhida por ser a mais representativa dos ciclos e de melhor acesso as camadas dolomíticas estão próximas a base do afloramento. As setas são para representar os três ciclos com a presença dos microbialitos e bioturbações, onde a base e boa parte do ciclo é marcado pela camada de pelito vermelho-esverdeado e o topo pela camada esbranquiçada de dolomito..... 20
- Figura 8- Perfil litoestratigráfico confeccionado na Praia da Baronesa, no município de Alcântara no Maranhão. A base do perfil é composta por arenitos finos com estratificação cruzada complexa, e após essa litologia, inicia-se ciclos de com alternância entre as litologias pelitos e microbialitos..... 21

- Figura 9- Principais feições observadas nas falésias da Praia da Baronesa. **A)** Camadas inclinadas de arenitos com estratificação cruzada complexa que ocorrem na base do afloramento. **B)** Pegada de terópode que ocorre no topo dos arenitos com estratificação cruzada complexa. **C)** Contato entre os dolomitos e pelitos vermelhos laminados a maciços. Os dolomitos esbranquiçados representam o topo do ciclo de raseamento ascendente. **D)** Detalhe do dolomito exibindo gretas de contração (seta vermelha) e feições de dissolução microcársticas (setas amarelas). **E)** Detalhe de uma acumulação macroscópica de *palygorskita*. ..... 22
- Figura 10- **A, B e C** - Prancha de fotos das amostras coletadas na Praia da Baronesa. Nessas amostras, percebe-se finas laminações, pequenos padrões laminados. .... 23
- Figura 11- **A e B** - Amostra representativa das laminações microbianas, com desenho ao lado que facilita a visualização das estruturas. **C** - Destaque com as setas vermelhas para a presença de *Thalassinoides* que interrompem a laminação microbiana. .... 24
- Figura 12- **A e B** – Imagens representativas dos contatos entre as MF1 e MF2 sendo o lado esquerdo das linhas amarelas MF1 e o lado direito das linhas amarelas MF2. A MF1 é caracterizada por ser texturalmente homogênea, e com poucos constituintes aloquímicos e a MF2 é diferenciada pela presença de micropeloides e macropeloides. **C** – Poros shrinkage presentes em algumas porções em MF1. **D e E** – Raros grãos de quartzo tamanho silte que ocorrem espelhados na MF1. **F** – Raro fragmento de bioclasto indiferenciado, assemelha-se a um gastrópode. .... 26
- Figura 13- **A** – Destaque para porosidade fenestral sem preenchimento presente na MF3. **B, C e D** – Nestas fotos observa-se a principal característica que diferencia a MF3 das demais microfácies, que é a presença de uma laminação irregularmente ondulada e descontínua, por vezes com características enrugadas. **E e F** – Grãos terrígenos de quartzo, que estão distribuídos de forma heterogênea na MF4. **G e H** - A laminação é muito irregular e descontínua e localmente são observadas feições granulares. .... 28
- Figura 14- **A e B** - Análise de icnofábrica, sendo possível a definição da mesma como nível 3 de Miller & Smail (1997), onde a rocha está 25% bioturbada. Na figura **C** – Amostra que está quase que completamente bioturbada (índice de bioturbação maior que 90%) sendo caracterizada pela presença abundante de galerias de *Thalassinoides*. .... 29

Figura 15- Icnofósseis da Praia da Baronesa – Formação Alcântara. **A e B** - Topo da camada de dolomito com intensa bioturbação representada pelos icnofósseis *Palaeophycus* (setas vermelhas) e *Thalassinoides* isp. (setas pretas); **C** - Duas formas de preservação dos *Phycodes circinatus* que ocorrem na base da camada do dolomito (1 e 2). No desenho abaixo estão destacadas as porções observadas do icnofóssil (Fonte: Han & Pickerill 1994); **D** - Detalhe do cf. *Taenidium barretti* observado no topo da camada de dolomito e a representação dos meniscos que caracterizam a icnoespécie segundo Keighley & Pickerill (1994); *Thalassinoides* isp. (Th), *Palaeophycus* (Pa)..... 33

Figura 16- Icnofósseis da Formação Alcântara na Praia da Baronesa. **A** - Nível intensamente bioturbado por galerias de *Thalassinoides suevicus*. **B e C** - Duas formas de ocorrência de cf. *Rhizocorallium commune* nos dolomitos. Os desenhos esquemáticos são de Jugler (1853 *apud* Knaust 2013). ..... 36

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA .....</b>	<b>iv</b>
<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>v</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>vii</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>viii</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES .....</b>	<b>ix</b>
<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2 OBJETIVOS.....</b>	<b>3</b>
<b>3 GEOLOGIA REGIONAL .....</b>	<b>4</b>
<b>4 REVISÃO DE CONCEITOS.....</b>	<b>11</b>
<b>4.1 PROBLEMA DOLOMITA.....</b>	<b>11</b>
<b>4.2 MICROBIALITOS .....</b>	<b>12</b>
<b>5 MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>14</b>
<b>5.1 TRABALHO DE CAMPO E TRATAMENTO DAS AMOSTRAS .....</b>	<b>14</b>
<b>5.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA .....</b>	<b>14</b>
<b>5.3 ANÁLISE DAS ESTRUTURAS MICROBIAIS.....</b>	<b>15</b>
<b>5.4 ANÁLISE ICNOLÓGICA .....</b>	<b>16</b>
<b>5.4.1 Icnotaxonomia, Toponomia/Estratinomia e Etologia.....</b>	<b>16</b>
<b>5.4.2 Classificação de icnofácies e icnofábrica .....</b>	<b>18</b>
<b>6 RESULTADOS .....</b>	<b>19</b>
<b>6.1 DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO .....</b>	<b>19</b>
<b>6.2 DESCRIÇÃO DAS FEIÇÕES MACROSCÓPICAS DOS DOLOMITOS.....</b>	<b>23</b>
<b>6.3 DESCRIÇÃO DAS MICROFÁCIES.....</b>	<b>24</b>
<b>6.4 DESCRIÇÃO DOS ICNOFÓSSEIS .....</b>	<b>29</b>
<b>7 DISCUSSÕES.....</b>	<b>37</b>
<b>7.1 PALEOAMBIENTE.....</b>	<b>37</b>
<b>7.2 PALEOECOLOGIA.....</b>	<b>38</b>
<b>8 CONCLUSÕES .....</b>	<b>41</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>43</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A origem ou os mecanismos de formação de depósitos dolomíticos é um tema ainda muito discutido na literatura científica (Warren 2000). Recentemente, tem-se desenvolvido o entendimento que, em sua maioria, estes carbonatos foram formados no ambiente deposicional pela ação direta ou influência de organismos microbiais (Vasconcelos & McKenzie 1997, Warren 2000, Warthmann *et al.* 2000). Por sua vez, ambientes lacustres costeiros de regiões áridas a semiáridas, ou que estão sob condições subaquáticas anóxicas e hipersalinas, são propícios a acumulações de espessos e extensos depósitos de dolomitos em várias regiões do mundo moderno (Vasconcelos & McKenzie 1997, Warren 2000, Van Lith *et al.* 2002, 2003, Bontognali *et al.* 2010) e estes modelos têm sido utilizados como análogos para depósitos de vários ambientes antigos (Meister *et al.* 2013, Hips *et al.* 2015, Hu *et al.* 2019). Nestes ambientes os dolomitos podem ser formados por processos orgânicos e inorgânicos, ou uma combinação de ambos (Warren 2000, Meister *et al.* 2013, Hu *et al.* 2019).

Na porção maranhense da Bacia de São Luís-Grajaú ocorrem delgadas camadas de dolomito esbranquiçado em depósitos lacustres da Formação Alcântara pouco estudados até o momento (Rossetti 1997, Sena *et al.* 2018). Estas camadas dolomíticas possuem como características uma série de estruturas biogênicas, sedimentares e diagenéticas as quais pretende-se neste trabalho descrever e interpretar, além de discutir questões paleoambientais e paleoecológicas. Algumas das características típicas destes dolomitos são a presença de laminação fina crenulada e porosidade fenestral que sugerem uma origem microbial, a presença restrita de bioturbações e o fato de os dolomitos serem constituídos por cristais muito finos de dolomita também sugerem uma origem primária (Warren 2000). No entanto nenhum estudo corroborou esta hipótese ainda.

A Formação Alcântara, objeto de estudo deste trabalho, pertence ao Grupo Itapecuru, e é datada entre o Neoalbiano e o Cenomaniano (~105 Ma) (Rossetti & Truckenbrodt 1997, Rossetti 2001a). Esta unidade apresenta, além das camadas dolomíticas supracitadas, diversos litotipos entre eles arenitos, conglomerados e pelitos que constituem um paleossistema costeiro (*shoreface-foreshore*) com praias, ilhas barreiras, canais de maré e lagunas/*washover* (Rossetti 1997, Rossetti & Truckenbrodt 1997, Rossetti 2001a). Os dolomitos em particular ocorrem somente intercalados com espessos pacotes de pelito avermelhado-esverdeado na Praia da Baronesa, município de Alcântara, Estado do Maranhão (Figura 1). Em resumo, o presente trabalho se propôs a entender a gênese destes dolomitos baseadas na interpretação de suas

estruturas sedimentares e biogênicas, e tecer considerações paleoambientais e paleoecológicos, conjuntamente ao que já foi publicado na literatura científica para a Formação Alcântara.

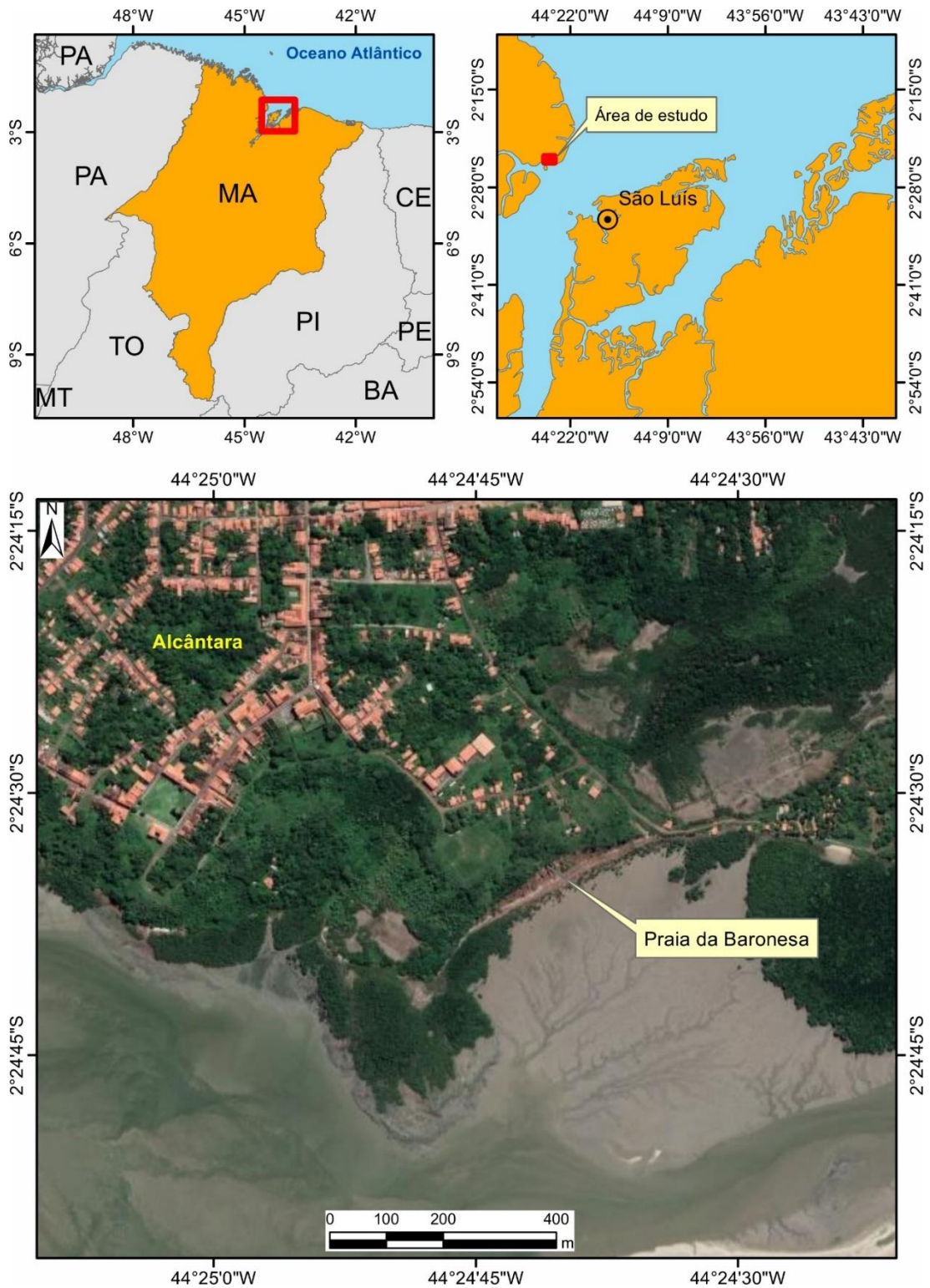


Figura 1- Mapa de detalhe da localização da área de estudo. Localiza-se o estado do Maranhão, a capital São Luís, o município de Alcântara no Maranhão e a Praia da Baronesa, onde afloram os depósitos estudados.

## **2 OBJETIVOS**

O presente trabalho de conclusão de curso tem como objetivo principal entender a gênese dos dolomitos da Formação Alcântara, para isto tem como objetivos específicos os seguintes itens:

- Definir como se deu a origem biogênica dos dolomitos da Formação Alcântara, baseados em suas estruturas e feições sedimentares e biológicas;
- Caracterizar a ocorrência dos microbialitos e sua relação com as estruturas sedimentares e de bioturbação.
- Elaborar um modelo de formação destes dolomitos no contexto paleoambiental definido para Formação Alcântara e tecer conclusões a respeito das relações paleoecológicas registradas nestes depósitos.

### 3 GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia São Luís-Grajaú, localizada entre as regiões norte e nordeste do Brasil, é constituída, principalmente de depósitos cretáceos que cobrem uma área de 150 mil km<sup>2</sup> do estado do Maranhão e noroeste do Pará (Góes & Rossetti 2001, Paz & Rossetti 2001). A Bacia encontra-se limitada a oeste pelo Arco Capim, a sul pelo Arco Xambioá-Alto Rio Parnaíba, a leste pelo lineamento Rio Parnaíba e ao norte pela Plataforma Ilha de Santana (Figura 2) (Rodrigues *et al.* 1990, Nascimento & Góes 2007). O Arco Ferrer-Urbano Santos separa a bacia de São Luís da bacia do Grajaú, contudo sem exercer influência alguma sobre a continuidade da sedimentação entre as duas bacias (Góes & Feijó 1994, Góes & Rossetti 2001). A evolução tectônica da bacia é dividida em três estágios: 1) pré-rift, adelgaçamento crustal e a formação de uma depressão em lenta subsidência; 2) rifte, estabelecimento de um *detachment* responsável pelo intenso processo de falhamento que gerou o Sistema de Gráben Gurupi e 3) drift, que foi à deriva continental com a ampliação do fundo oceânico (Azevedo 1991, Góes & Rossetti 2001, Cunha *et al.* 2019). Dessa forma, a formação dos depósitos cretáceos-cenozoicos desta bacia está relacionada com os esforços tectônicos de abertura do Oceano Atlântico no contexto da fragmentação do Gondwana durante o Mesozoico (~252 Ma), o qual originou não somente a Bacia São Luís-Grajaú, mas também outras bacias nesta região (Barreirinhas e Bragança-Visau) inseridas no Sistema Gráben Gurupi (Aranha *et al.* 1990, Lima *et al.* 1994, Góes & Rossetti 2001, Soares Jr. *et al.* 2008).

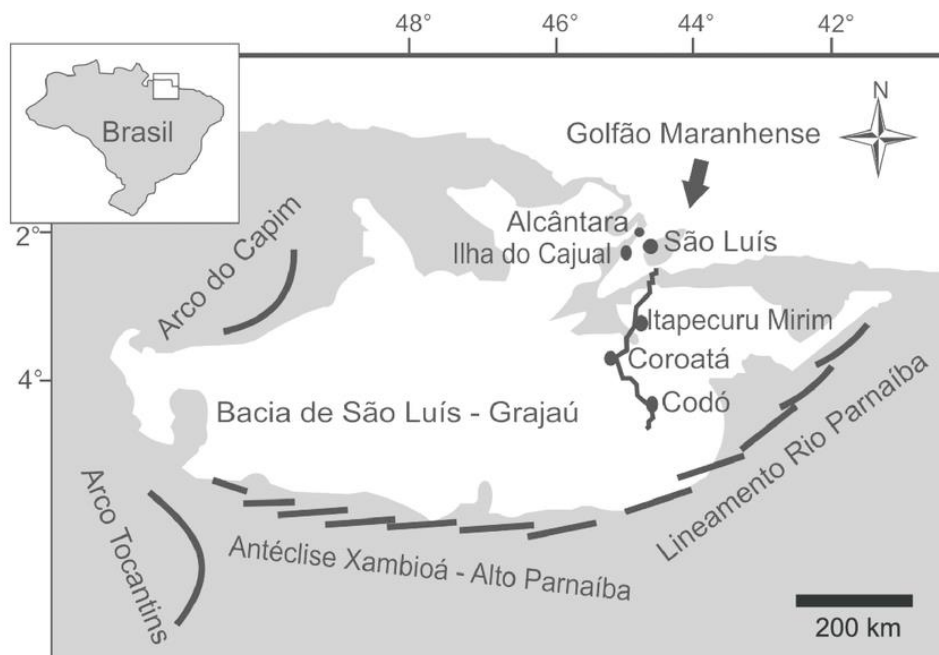


Figura 2- Mapa de localização da Bacia São Luís-Grajaú e suas delimitações estruturais, sendo as principais: A Antéclise Xambioá – Alto Parnaíba, o Lineamento Rio Parnaíba e o Arco do Capim. Fonte: Araújo *et al.* (2011).

A fase de rifteamento intracontinental que se desenvolveu na margem equatorial brasileira resultou na formação de grábens limitados por falhas normais com rejeitos de 2 a 4 km e com direção noroeste (Rodrigues *et al.* 1990, Aranha *et al.* 1990, Góes & Rossetti 2001, Soares Jr. *et al.* 2008). O desenvolvimento das bacias marginais ocasionou uma ativa subsidência e sedimentação que proporcionou a expansão de uma extensa plataforma continental, fazendo com que a bacia evoluísse para mares abertos no Santoniano-Campaniano (Asmus 1984, Rodrigues *et al.* 1990, Aranha *et al.* 1990). A Bacia São Luís-Grajaú se desenvolveu sobre um embasamento representado por rochas pré-cambrianas do Cráton Amazonas, dos cinturões Araguaia-Tocantins e Gurupi, rochas da Província Borborema, e de rochas paleozoicas da Bacia do Parnaíba (Rodrigues *et al.* 1990, Aranha *et al.* 1990, Góes & Rossetti 2001).

O preenchimento sedimentar da Bacia São Luís-Grajaú é de idade entre o Cretáceo (Aptiano-Maastrichtiano) e o Cenozoico (Paleoceno-Eoceno e Mioceno-Plioceno) com cerca de 4000 m de espessura em seu depocentro (Rodrigues *et al.* 1990, Aranha *et al.* 1990, Pedrão *et al.* 1993, Lima *et al.* 1994, Pedrão & Correa-Martins 1999). As rochas cretáceas dessa Bacia compreendem as formações Codó e Grajaú, e do Grupo Itapecuru, composto pela Unidade Indiferenciada, Formação Alcântara e Formação Cujupe (porção inferior e intermediária), enquanto, as rochas cenozoicas são representadas pela porção superior da Formação Cujupe e pelas formações Pirabas e Barreiras (Rossetti & Truckenbrodt 1997).

Grupo Itapecuru é um termo que foi utilizado primeiramente por Lisboa (1937) para descrever rochas aflorantes ao longo do rio Itapecuru e Alpercatas, que mais tarde foram denominadas por Campbell (1949 *apud* Rossetti & Truckenbrodt 1997). O termo foi então elevado à categoria de grupo por Rossetti & Truckenbrodt (1997). Um estudo mais detalhado da malacofauna do Grupo Itapecuru foi apresentado por Klein & Ferreira (1979), que descreveram os moluscos do Farol de São Marcos, porto de Itaquí, Alcântara e Ilha da Madeira. Os pelecípodes analisados por estes autores possibilitaram a determinação de uma idade cenomaniana para o Grupo.

Rossetti (2001b) dividiu os depósitos do Grupo Itapecuru em três sequências deposicionais que são separadas por superfícies de descontinuidade regionais, a citar: S1, S2 e S3 (Figura 3). Estas sequências, reconhecidas originalmente com dados de subsuperfície, são correlacionadas as unidades litoestratigráficas, descritas por Rossetti & Truckenbrodt (1997).

**Sequência deposicional 1 (S1):** de idade Neoptiana a Eoalbiana (~115 Ma) compreende uma sucessão de 450 m de espessura correlacionadas às formações Grajaú e Codó. É dividida em três subunidades (S1a-c), onde a S1b é a única que contém fósseis marinhos, estes variam de briozoários, pelecípodes, ostracodes, dinoflagelados e foraminíferos. Esta sequência é reconhecida como sendo de ambiente lacustre com clima tendendo à aridez apresentando também influência de processos fluvial-eólicos.

**Sequência deposicional 2 (S2):** possui idade Eo-Mesoalbiana (~110 Ma) e espessura de 500m, com uma divisão tripartida semelhante a S1. É correlacionada com os depósitos de arenito, argila e, em menor quantidade, calcário da porção inferior da Unidade Indiferenciada do Grupo Itapecuru. É interpretada como um ambiente flúvio-deltaico e *shoreface* superior de carácter progradante, com forte influência marinha.

**Sequência deposicional 3 (S3):** de idade entre o Mesoalbiano e o Neocretáceo (~105 Ma), possui espessura média de 600m. Não possui a mesma divisão tripartida, mas é dividida em seis unidades (S3a-f). As subunidades S3a-d são correlacionadas com a parte superior da Unidade Indiferenciada. Enquanto a S3e possui relação com a Formação Alcântara, de ambiente estuarino/ilha barreira, e a S3f é correlacionável com a Formação Cujupe, também de ambiente estuarino.

As sequências S1a e S2a são atribuídas ao trato de sistema de mar baixo, as sequências S1b e S2b, ao trato de sistema transgressivo, e as S1c e S2c, ao trato de sistema de mar alto. Já a S3 é atribuída a um período entre trato de sistema transgressivo a mar alto, com vales incisos. (Rossetti & Truckenbrodt 1997). No trabalho de Vaz *et al.* (2007), as sequências supracitadas foram agrupadas em uma única, que abrange as formações Codó, Grajaú e Corda interdigitadas na base, e sotopostas à Formação Itapecuru, a qual situa-se no topo da sequência também interdigitada com a Formação Codó (Cunha *et al.* 2019)

Idade		Estratigrafia da Bacia de São Luís-Grajaú			
		Rossetti e Truckenbrodt (1997)	Rossetti (2001b)	Vaz et al. (2007)	
Cretáceo	Neocretáceo?	Formação Cujupe	S3f		
	Cenomaniano	Formação Alcântara	S3	S3e	formações Itapecuru e Codó
		Albiano	Unidade Indiferenciada	S2	
	Neo				
	Meso				
Eo					
Neoplioceno	formações Codó e Grajaú	S1	formações Codó, Grajaú e Corda		
Pré-cambriano e Paleozoico		Embasamento			

S: Sequência.

Figura 3- Síntese das seqüências deposicionais e correlação com as unidades litoestratigráficas definidas segundo a ótica de diferentes autores ao longo do tempo (compilado de Rossetti 2001b, Vaz *et al.* 2007). Retirado de Cunha *et al.* (2019).

O Grupo Itapecuru é composto pela Unidade Indiferenciada, Formação Alcântara e Formação Cujupe. A Unidade Indiferenciada (Albiano) foi detalhada por Rossetti & Góes (2003), sendo composta por arenitos finos a médios intercalados com siltitos, com conglomerados subordinados. Os arenitos exibem estratificações cruzadas e estruturas de deformação. Esse pacote é dividido por um conjunto de fácies relacionadas a ambiente flúvio-deltaico e marinho raso progradante com forte ação de tempestades.

A Formação Alcântara, objeto de estudo, foi primeiramente definida por Cunha (1968) para folhelhos sílticos estratificados com camadas lenticulares de calcário esbranquiçado que afloram nas falésias costeiras na região de Alcântara. Petri & Fúlfaro (1983 *apud* Rossetti & Truckenbrodt 1997) rejeitaram este termo, pois consideraram a Formação Alcântara apenas uma fácies da Formação Itapecuru. Posteriormente, Rodrigues *et al.* (1990) considerou depósitos equivalentes a Formação Alcântara como um membro de Formação Itapecuru, denominado de Membro Alcântara. Contudo, durante muito tempo a Formação Alcântara foi considerada como a parte inferior da Formação Itapecuru e sem uma subdivisão formal (Aranha *et al.* 1990, Rossetti 1996). Rossetti & Truckenbrodt (1997) revisaram a classificação

litoestratigráfica dos depósitos Itapecuru, elevando a Formação Itapecuru a categoria de Grupo e, conseqüentemente, os depósitos Alcântara a categoria de Formação. A área-tipo desta formação é o município de Alcântara, estado do Maranhão, sendo a seção-tipo (holoestratótipo) os afloramentos da Ilha do Livramento, onde é possível observar o contato entre os depósitos costeiros influenciados por tempestades e os depósitos lacustres (Rossetti & Truckenbrodt 1997)

Segundo Rodrigues *et al.* (1990), a Formação Alcântara exibe espessura de 95 metros no furo 2-AL-1-MA da Petrobras, porém os afloramentos não ultrapassam os 35 metros de espessura (Rossetti & Truckenbrodt 1997). O limite inferior é em discordância regional com a Unidade Indiferenciada e o contato superior é uma discordância regional com a Formação Cujupe (Rossetti & Truckenbrodt 1997). A Formação Alcântara consiste em pelitos avermelhados com lentes de areia fina, dolomitos cinza-brancos e arenitos com estratificações cruzadas *swaley* e sigmoidais, laminações cruzadas cavalgantes (Rodrigues *et al.* 1990, Rossetti 1997, Rossetti & Truckenbrodt 1997). Seus principais afloramentos estão presentes em falésias costeiras nos arredores do município de Alcântara, incluindo Praia da Baronesa, Praia da Base, Praia do Barco/Prefeitura e Ilha do Livramento, no município de São Luís, especialmente na Ponta do Farol, Porto de Itaqui, Praia da Guia e na Praia de São Marcos (Rossetti & Truckenbrodt 1997).

Estes depósitos são interpretados como um ambiente de plataforma rasa e sistema lacustres-ilha barreiras influenciadas por tempestades (Rossetti & Truckenbrodt 1997, Rossetti 2001a), além de um sistema estuarino-lagunar atribuído a Formação Alcântara na porção mais continental da bacia (Anaisse Jr. *et al.* 2001). A plataforma rasa é caracterizada por depósitos de zonas de *shoreface* média a superior/*foreshore* (Rossetti 1997, Rossetti & Truckenbrodt 1997). Nestes depósitos costeiros foram descritas diversas estruturas geradas pela ação de ondas normais e de tempestade, por maré e correntes litorâneas (Rossetti & Truckenbrodt 1997). Os depósitos do sistema lacustre-ilha barreiras é caracterizado por espessos e extensos pacotes de pelitos vermelhos-esverdeados com intercalações com camada de dolomito esbranquiçado, que é o alvo desta pesquisa, além de camadas de arenitos finos estratificados que foram interpretados como leques de *washover* e canais de maré (Rossetti 1996, 1997, Rossetti & Truckenbrodt 1997). A composição mineralógica dos pelitos é caracterizada pela presença de *palygorskita*, clorita, illita, esmectita e traços de caulinita, dolomita, calcita e feldspatos (Amorim & Angélica 2011). Nos depósitos lacustres Rossetti & Truckenbrodt (1997) descrevem uma serie de feições que sugerem períodos regulares de exposição subaérea nas

camadas dolomíticas, entre elas feições microcársticas, nódulos carbonáticos, marcas de raízes e microbrechas por ressecamento. Horizontes deformados caracterizados por laminações convolutas, *ball-and-pillow*, diques de arenito, falhas, fraturas entre outras, são interpretados como registro de atividade sísmica na bacia (Rossetti 1999, Rossetti 2001b).

A idade da Formação Alcântara foi baseada em estudos palinológicos em amostras na Ponta do Farol, no município de São Luís que posicionaram estes depósitos no Cenomaniano Inferior (Aguiar 1971, Klein & Ferreira 1979, Pedrão *et al.* 1993, Pedrão & Rossetti 1995). O registro paleontológico da Formação Alcântara é muito diversificado e conta com vértebras de saurópodes, fragmentos e dentes de répteis (Theropoda, Sauropoda, Mesosaurus, Plesiossauros, Crocodilia e Chelonia), escamas e dentes de peixes (Elasmobranchia, Dipnoi, Actinopterygii, Mawsonia, Lepidotes), espinhos de tubarões, dentes de raias, gastrópodes, moluscos bivalves, fragmentos e impressões vegetais (Price 1947, 1960, Oliveira 1958, Carvalho & Silva 1992, Dutra & Malabarba 2001, Medeiros & Schultz 2001, Moraes-Santos *et al.* 2001, Mussa *et al.* 2000, Vilas-Bôas & Carvalho 2001)

Iconofósseis de vertebrados são abundantes na Formação Alcântara, onde são descritas pistas e pegadas de dinossauros como carnossauros, celulossauros, ornitíscios quadrúpedes e bípedes, dromeossaurídeos (Carvalho & Gonçalves, 1994, Carvalho 1994a, 1994b, 1994c, 1995, 2001, 2004). Em contraste há poucos trabalhos de relatam a ocorrência de iconofósseis de invertebrados na Formação Alcântara. Rodrigues *et al.* (1990) relatam a provável ocorrência de iconofósseis na litofácies de calcilutitos impuros. Rossetti & Truckenbrodt (1997) informam a presença de raízes, que poderiam ser marcas de raízes deixadas nos dolomitos. Cunha *et al.* (2019) relatam vários níveis bioturbados em diferentes litologias da Formação Alcântara, porém sem uma identificação icnotaxonômica. Rossetti (1997) identificou nas fácies siliciclásticas dos depósitos de *shoreface*, *foreshore*, *laguna/washover* e de canal de maré os iconofósseis *Arenicolites*, *Cylindrichnus*, *Diplocraterion*, *Gyrolithes*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Skolithos* e *Thalassinoides*. Contudo, nos dolomitos esta autora identificou somente marcas de raízes. Anaisse Jr. *et al.* (2001) identificaram os iconofósseis *Taenidium*, *Ophiomorpha*, *Planolites*, *Skolithos* e *Thalassinoides* nos depósitos do sistema estuarino-lagunar em Açailândia (MA).

Se há poucos registros de iconofósseis nesta formação, o mesmo não pode se dizer do registro de microbialitos. Nenhum dos trabalhos pesquisados cita a presença de estruturas microbiais ou feições correlatas nos dolomitos estudados. Contudo, há citação de estruturas

sedimentares abiogênicas que podem não ter sido corretamente identificadas como microbialitos. Assim, fizemos um breve apanhado de trabalhos que citam estruturas sedimentares abiogênicas que podem ser as laminações microbiais que encontramos na Formação Alcântara ou feições que são comumente associadas com microbialitos, mas foram interpretadas de forma diferente. Rodrigues *et al.* (1990) descrevendo as camadas dolomíticas cita a presença de peloides e laminação ondulada, além da formação incipiente de estilólitos. Rossetti & Truckenbrodt (1997) destacam somente as estruturas que indicam exposição subaérea e pedogênese. Rossetti (1997) identificou porosidade fenestral nos dolomitos e as interpretou como produto de precipitação carbonática na zona vadosa, devido a sua associação com diversas feições que indicam a influência de água meteórica. Contudo, este tipo de porosidade também pode estar associado a esteiras microbiais (Shinn 1983, Tucker 1991, Scholle & Ulmer-Scholle 2003).

A Formação Cujupe é composta por arenitos finos a médios, onde alguns corpos mostram geometria lobada ou sigmoide, e argilitos finos com presença de estratificações cruzadas e estruturas de deformação. É atribuída a um sistema estuarino de vales incisos dominados por onda (Lima & Rossetti 2001). Durante o Paleoceno-Eoceno a bacia estava tectonicamente estável o que proporcionou o desenvolvimento de superfícies de aplainamento, sob condições de clima quente e úmido, do tipo tropical equatorial, e a atuação de processos de laterização (Rodrigues *et al.* 1990)

## 4 REVISÃO DE CONCEITOS

### 4.1 PROBLEMA DOLOMITA

O "problema dolomita" gerou muita discussão entre os geocientistas por anos (por exemplo, Land 1998, Arvidson & Mackenzie 1999, Holland & Zimmermann 2000, Fontaneta 2012). O problema dolomita, em geral, pode ser resumido em duas questões (1) a dolomita é mais comum em sucessões sedimentares antigas do que em sucessões modernas (Given & Wilkinson 1987), e (2) a dolomita é difícil de precipitar abioticamente em temperatura e pressão padrão, mesmo com a água do mar sendo supersaturada em relação à dolomita (Land 1998). As pesquisas sobre o problema da dolomita, em geral, são dedicadas à descoberta e ao estudo da dolomita moderna ou sistemas de dolomitização. E para este fim, grandes avanços foram feitos com estudos geobiologicamente orientados da interação micróbio-mineral (por exemplo, Warthmann *et al.* 2000, Van Lith *et al.* 2003, Moreira *et al.* 2004) e com relação a variação secular na química da água do mar (por exemplo, Burne *et al.* 2000, Holland e Zimmermann, 2000, Hardie 2003, Lowenstein *et al.* 2003). Recentemente, foi mostrado que bactérias redutoras de sulfato (BRS ou SRB), mediam a formação de dolomita em laboratório sob condições anóxicas e de temperatura da superfície terrestre (Vasconcelos *et al.* 1995, Warthmann *et al.* 2000). O papel das bactérias na precipitação da dolomita, entretanto, permanece indefinido.

Sem a presença de bactérias, fica mais difícil, se não impossível, precipitar dolomita em laboratório, com temperatura ambiente, mesmo em soluções supersaturadas (Land 1998). A sulfato redução é o que pode superar a barreira cinética para formação de dolomita, através do aumento do PH e da alcalinidade do carbonato. (Vasconcelos *et al.* 1995, Vasconcelos & Mckenzie 1997, Castanier *et al.* 1999, Wright 1999, Warthmann *et al.* 2000). Além do mais, bactérias sulfato-redutoras, removem sulfato, um inibidor de formação de dolomita (Baker & Kastner 1981). O sulfato ocorre na água do mar como pares de íon magnésio e sulfato, e, portanto, a remoção do sulfato pode aumentar a disponibilidade de íons magnésio para precipitação de dolomita. (Vasconcelos & Mckenzie 1997, Warthmann *et al.* 2000).

Van Lith *et al.* (2003), estudaram de forma mais precisa o papel das bactérias redutoras de sulfato no processo de formação da dolomita, através de experimentos com culturas em laboratório e *in situ*, na Lagoa Vermelha e no Brejo do Espinho, duas lagoas rasas e hipersalinas localizadas aproximadamente a 100km a leste do Rio de Janeiro. Ambas as lagoas são ambientes de recente precipitação de dolomita. (Hohn *et al.* 1986). Vasconcelos & Mckenzie (1997), descreveram anteriormente, a formação de calcita magnesiana e cálcio dolomita na

camada anóxica de sedimento mais alta da Lagoa Vermelha, e concreções de cálcio dolomita de 10-15 cm e 70-90cm de profundidade. Em Brejo do Espinho, calcita magnésiana e cálcio dolomita são igualmente as principais fases minerais de carbonato (Van Lith *et al.* 2002).

Sob condições controladas de experimentos microbianos em laboratório, foi possível precipitar minerais de Mg-calcita e Ca-dolomita idênticos aos encontrados nos sistemas naturais da Lagoa Vermelha e Brejo do Espinho. A presença de bactérias metabolicamente ativas e redutoras de sulfato regulou a formação de carbonato nessas águas hipersalinas e anóxicas (Van Lith *et al.* 2003). No estudo realizado por Van Lith *et al.* (2003), a Mg-calcita, se formou nos experimentos *in situ* (lagoa), enquanto a Ca-dolomita foi produzida exclusivamente em meios contendo cepas puras de bactérias redutoras de sulfato. Este resultado pode refletir as condições no momento dos experimentos, porque a dolomita, de fato, normalmente precipita nas lagoas. Todas as cepas puras de bactérias redutoras de sulfato usados nessas experiências foram capazes de mediar a formação de dolomita, mas nem sempre nas mesmas condições, indicando que, diferentes parâmetros como salinidade, concentração de substrato e taxa de percurso do metabolismo bacteriano, tem influência direta na mediação bacteriana da precipitação de dolomita. (Van Lith *et al.* 2003)

#### 4.2 MICROBIALITOS

O termo microbialito foi introduzido e definido por Burne & Moore em 1987 como: “depósitos organo-sedimentares formados por meio de processos de aprisionamento (*trapping*) e adesão (*binding*) de sedimentos detríticos por parte de comunidades microbianas bentônicas e/ou em função da precipitação de minerais *in loco* no interior destas comunidades” (Fairchild & Sanchez 2015). Segundo Fairchild & Sanchez (2015), a expressão “comunidade microbiana bentônica” confere à definição um caráter genético, e não apenas descritivo. Portanto, microbialitos são depósitos que, segundo os autores, foram formados em decorrência de processos biológicos, bioquímicos, químicos e sedimentares associados a comunidades de micróbios junto ao substrato. Riding (2011), diferencia os microbialitos em quatro categorias de acordo com suas “macrotramas”, e estas são definidas e ilustradas abaixo, na figura 4. As características que diferenciam cada categoria estão em *itálico*.

**Estromatólitos** (Kalkowsky 1908): são depósitos microbianos bentônicos *laminados*. Ocorrem formas estratiformes (laminitos), dômicas e colunares, assim como oncóides (que são caracterizados pela laminação concêntrica, em torno de um núcleo) além de formas equivalentes não litificadas (Fairchild & Sanchez 2015).

**Trombólitos** (Aitken 1967): são depósitos microbianos bentônicos *não laminados*, constituídos por uma petrotrama macroscópica de agregados peloidais, em diferentes escalas, com aspectos de coágulos, (*clots*, em inglês), ou grumos, quando são menores que 500 $\mu$ m e trombos quando são maiores que isso. As texturas e petrotramas dessa natureza devem ser chamadas de grumosas (Fairchild & Sanchez 2015).

**Dendrólitos** (Riding 1991): são depósitos microbianos bentônicos *não laminados ou pouco laminados*, com petrotramas dendríticas macroscópicas que foram produzidas pela calcificação de micróbios, que comumente são filamentosos, chamados de calcimicróbios. Esta petrotrama radial é relativamente comum em estromatólitos do Permiano brasileiro, e se assemelha as dendríticas macroscópicas dos calcimicróbios, no entanto, é micro e não macroscópica e claramente é associada ao hábito de crescimento de organismos filamentosos microscópicos (Fairchild & Sanchez 2015).

**Leiólitos** (Braga *et al.* 1995): Estes são microbialitos mais simples, praticamente *afaníticos*, sem laminação e sem petrotramas trombolíticas ou dendríticas. Bahniuk *et al.* (2013) descreveram na Formação Codó, o que chamaram de fácies microbialítica maciça, composta de mais de 80% de dolomicrita, com algumas tênues e parcas laminações e evidências microscópicas de SEP, que podem ser equivalentes a leiólitos (Fairchild & Sanchez 2015).

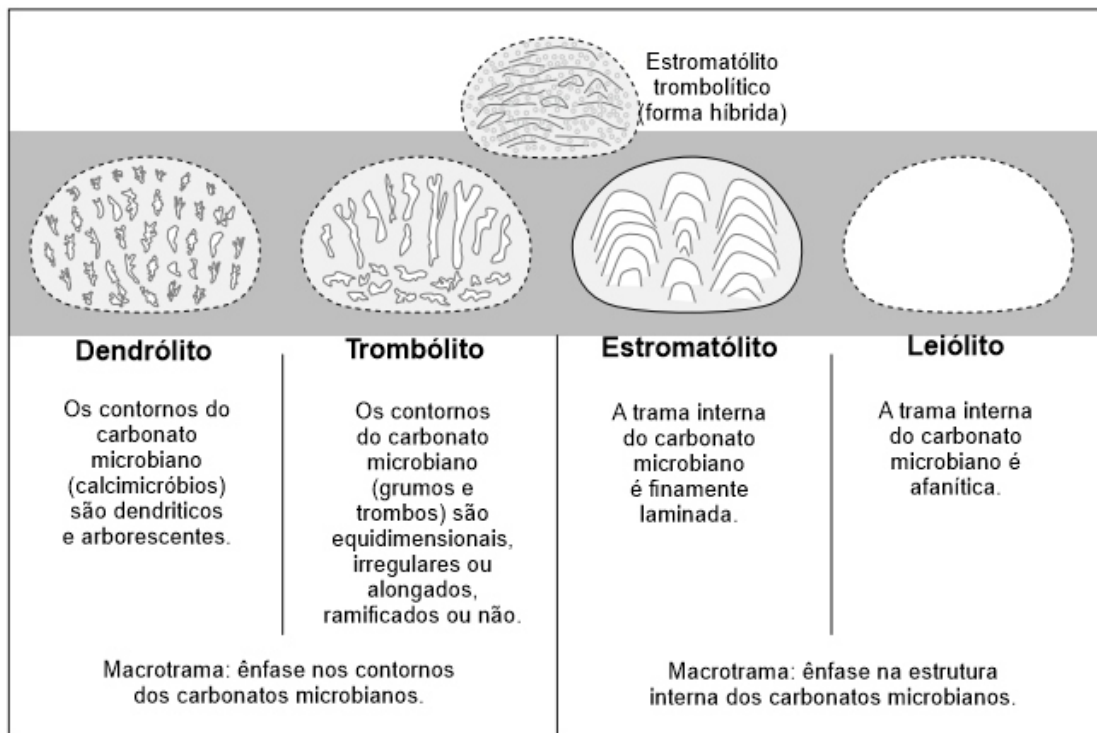


Figura 4- Representação esquemática de microbialitos segundo Riding (2011). Na imagem cada tipo de microbialito é seguido de sua descrição. Sendo leiólito a forma mais simples, e o estromatólito trombolítico a forma mais complexa (Retirado de Fairchild & Sanchez 2015).

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1 TRABALHO DE CAMPO E TRATAMENTO DAS AMOSTRAS

A etapa de campo foi realizada entre os dias 16/11/2018 e 18/11/2018, e se concentrou na descrição do afloramento na falésia da Praia da Baronesa, onde as camadas de dolomito da Formação Alcântara estão de fácil acesso para coleta de amostras e apresentam uma continuidade lateral de algumas dezenas de metros. Esta etapa foi realizada com o objetivo de confeccionar o perfil litoestratigráfico, a coleta de amostras para descrição e confecção de lâminas petrográficas, e observação da relação entre os microbialitos e icnofósseis nas camadas dolomíticas.

### 5.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A caracterização microscópica dos dolomitos foi feita a partir de 5 lâminas petrográficas representativas. Bertrand-Sarfati em 1976, propôs parâmetros que norteiam a caracterização de microbialitos e que podem ser divididos em análise de feições primárias (variedade cristalina dos minerais; textura; as relações genéticas entre os cristais e a estrutura da laminação: plana, curva ou ondulada). E análise de feições diagenéticas, como cimentação, compactação e feições de fases tardias e muito tardias da diagênese, como dissolução, precipitação, substituição e fraturamento, ocorrendo eventualmente evidências de microfósseis. Após isso, investiga-se a presença de padrões cíclicos de empilhamento dos tipos laminares (Fairchild & Sanchez 2015).

Foi utilizada para descrição das rochas carbonáticas a classificação de Dunham (1962), onde os carbonatos são classificados de acordo com textura e a relação matriz/componentes aloquímicos. Nesta classificação, as rochas podem ser denominadas de: *Grainstones* – onde não há cimento nem matriz, apenas grãos; *Packstone* – onde os grãos estão em contato direto, e há matriz; *Wackstone* – nesta, as rochas são sustentadas por lama carbonática, ou matriz, e há 10% de grãos em sua constituição; *Mudstone* – neste caso, as rochas também são sustentadas por lama carbonática, no entanto, há menos de 10% de grãos em sua constituição; E por fim, *Boundstone* – que são rochas bioinduzidas ou bioconstruídas, por componentes aglutinados biogenicamente durante sua deposição.

### 5.3 ANÁLISE DAS ESTRUTURAS MICROBIAIS

O estudo de microbialitos, escolhido para este trabalho, é definido por descrições detalhadas destas estruturas em campanhas de campo e laboratório em diferentes escalas: 1) megascópica e macroscópica, que são realizados em campo; 2) mesoscópica, em campo e laboratório e 3) microscópica, em laboratório (Preiss 1976, Grey *et al.* 2020 (Tabela 1).

Para a descrição em megascale e macroscale, foram tiradas fotos dos afloramentos e dos microbialitos para registro e interpretação. Informações como espessura das camadas e extensão lateral são obtidas dependendo da qualidade do afloramento. As amostras coletadas são então cortadas com disco diamantado e polidas com a finalidade de observá-las mesoscopicamente. Em seguida, as superfícies cortadas são polidas com politriz para realçar as estruturas e laminação. Para a descrição macroscópica e mesoscópica, costuma-se adotar um guia, entre os muitos publicados (Grey *et al.* 2020, Hofmann 1969, Fairchild & Sanchez 2015), será aqui utilizado o guia proposto por Fairchild & Sanchez (2015) para padronizar as descrições e facilitar a comparação entre microbialitos estudados com o de outras unidades.

Tabela 1- Escalas de observação adotadas para este estudo com os respectivos parâmetros analisados, os locais de análise e as informações que esperasse obter. As escalas são divididas da maior escala para a menor em megascópica, macroscópica, mesoscópica e microscópica. Fonte: Modificado de (Romero 2015).

<b>Resolução do estudo</b>	<b>Parâmetros analisados</b>	<b>Local da análise</b>	<b>Informações esperadas</b>
<b>Megascópico</b>	Microbialitos no contexto geológico, visando morfologia do conjunto e de posição na estratigrafia estromatolítica	Em afloramentos	Paleoambiente, direção das marés, batimetria.
<b>Macroscópico</b>	Morfologia e morfometria dos estromatólitos	Em afloramento	Paleoambiente, paleocorrente, batimetria e papel da paleobiota na sucessão estratigráfica
<b>Mesoscópico</b>	Padrão na laminação estromatolítica	Em afloramento e laboratório com esteromicroscópio.	Dinâmica sedimentar e crescimento da comunidade
<b>Microscópico</b>	Textura	Em laboratório com microscópio petrográfico.	Interação biota/sedimento e ecologia da biota

## 5.4 ANÁLISE ICNOLÓGICA

### 5.4.1 Icnotaxonomia, Toponomia/Estratinomia e Etologia

Uma das primeiras etapas na análise icnológica é a identificação dos icnofósseis que é feita pela descrição de suas estruturas morfológicas. Baseado na morfologia do icnofóssil é possível a identificação taxonômica em nível de icnogênero e icnoespécies.

A classificação icnotaxonômica utiliza as icnotaxobases propostas por Bromley (1996) que são: 1) **forma geral**: aspecto morfológico e a orientação da estrutura na rocha; 2) **limites da estrutura**: definidos como sem lineação e com lineação, os que possuem lineação são divididos em: *filme pelítico* (muco presente na lineação das paredes da estrutura serve para fixação de lama de forma passiva), *parede delimitada* (sedimento imediatamente externo a parede da estrutura), *parede construída* (sedimentos e grãos especiais utilizados na construção das paredes da estrutura), *parede com preenchimento zoneado* (zoneamento que preenche a estrutura é resultado da movimentação do animal detritívoro pelo substrato), *parede/limite ornamentado* (ornamentações geradas no interior das paredes das estruturas) e *halo diagenético* (zona de oxidação, impregnação de muco, adsorção química e compactação); 3) **ramificações**: três tipos são utilizados para classificação, ramificação verdadeira, ramificação falsa e interseção que é um cruzamento de duas estruturas não ramificadas, mas que fossilizadas aparentam ser uma ramificação; 4) **preenchimento**: se diferenciam devido o material que preenche a estrutura, *preenchimento passivo* é aquele que o sedimento entra na estrutura de forma gravitacional, pode consistir do mesmo material que cerca a estrutura, *preenchimento ativo* apresenta-se comumente peletado podendo ser também compactado e meniscado. 5) **trilhas**: traços contínuos ou descontínuos horizontais são diferenciados por sua largura, morfologia da impressão individual, repetição modular (set), distância desses sets e simetria.

Outros aspectos importantes para a descrição e interpretação do registro icnológico são: Toponomia, que caracteriza o modo de ocorrência do traço, ou seja, onde a estrutura está localizada no estrato; Modo de preservação; Estratinomia e tafonomia, que são os processos mecânicos envolvidos e suas alterações; E os processos físico-químicos de preservação e alteração. Seilacher (1964) propôs termos descritivos e termos genéticos para classificação de icnofósseis baseados na relação entre o icnofóssil e o meio de preservação (no caso a camada). Sendo definidas como relevo completo aquelas estruturas preservadas na camada/estrato e semi-relevo as estruturas que se encontram entre camadas. Esta última podendo ainda ser definida de epirrelevo (topo da camada) ou hiporrelevo (base da camada). Nesta classificação, utiliza-se também termos como côncavo e convexo para definir o relevo do traço fóssil como

positivo (côncavo) ou negativo (convexo) (Figura 5). Outra classificação importante é a de Martinsson (1970), também baseada na relação entre o icnofóssil e o meio de preservação, sendo dividida em quatro categorias: Epichnia, que são estruturas preservadas no topo da camada; Hypichnia, são estruturas preservadas na base da camada e pode ser utilizado tanto para relevo negativo quanto positivo; Endichnia, estruturas preservadas dentro da camada; e Exichinia, que são aquelas preservadas fora da camada (Figura 5).

Segundo Seilacher (1964), esta classificação etológica baseia-se no comportamento dos organismos geradores dos traços fósseis, e para análise do mesmo, há uma divisão dos padrões comportamentais dos indivíduos em 14 grupos. São esses: Agrichnia (cultivo), Calichnia (reprodução), Cubichnia (repouso), Domichnia (habitação), Equilibrichnia (equilíbrio), Fixichnia (fixação), Fodinichnia (alimentação), Fugichnia (escape), Impedichnia (bioclaustação), Mortichnia (morte), Pascichnia (pastagem), Praedichnia (predação), Pupichnia (pupação) e por fim, Repichnia (locomoção).

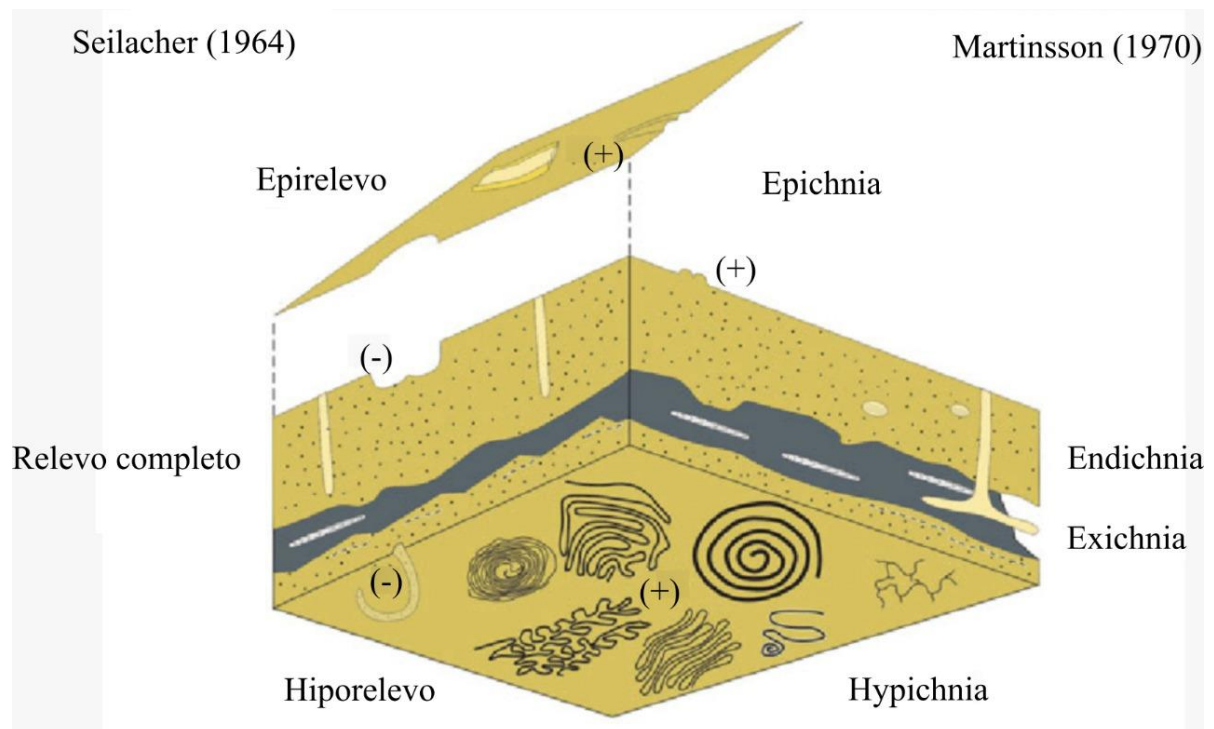


Figura 5- Bloco diagrama ilustrando os termos usados nas classificações estratinômicas de Seilacher (1964) e Martinsson (1970). Onde epirelevo é o topo da camada e hiporelevo é a base da camada. Para definir o relevo do icnofóssil, são utilizados como positivo (côncavo) ou negativo (convexo). E termos como Endichnia são utilizados para estruturas preservadas dentro da camada e Exichinia são estruturas preservadas fora da camada. Modificado de Buatois & Mángano (2011).

#### 5.4.2 Classificação de icnofácies e icnofábrica

Incocenose significa comunidade de icnitos ou seja, traços produzidos por uma comunidade biológica. E icnofácies é o registro fossilífero de uma incocenose, que se repete ao longo do tempo geológico, sendo possível caracterizá-la por um conjunto de características do ambiente. As icnofácies são distribuídas em: *Coprinisphaera*, *Scoyenia*, *Mermia*, *Psilonichnus*, *Trypanites*, *Glossifungites*, *Teredolites*, *Entobia*, *Gnatichnus*, *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos*, *Nereites*, *Termitichnus*, *Celliforma* e *Entradichnus-Octopodichnus* (Buatois & Mángano 2011).

Os autores Droser & Bottjer (1986), foram os responsáveis por criar um modelo de análise semiquantitativo de icnofábrica composto por seis índices, sendo o primeiro ausente de qualquer bioturbação e no sexto a rocha está homogeneizada com a bioturbação. Esse modelo é muito eficiente para rochas vistas em perfil e quando usado em conjunto com uma descrição icnológica é possível determinar mudanças na natureza e quantidade de bioturbação. Entretanto, este modelo não abrange rochas com bioturbações vistas no plano de acamamento e afloramentos em lajedo, por exemplo. Então Miller & Smail (1997), para ampliar o entendimento icnológico em rochas com exposição no plano de acamamento, propuseram um modelo semiquantitativo de bioturbação no plano de acamamento. O modelo é semelhante ao de Droser & Bottjer (1986), e utiliza as categorias de 1-5 do índice dos autores (Figura 6).

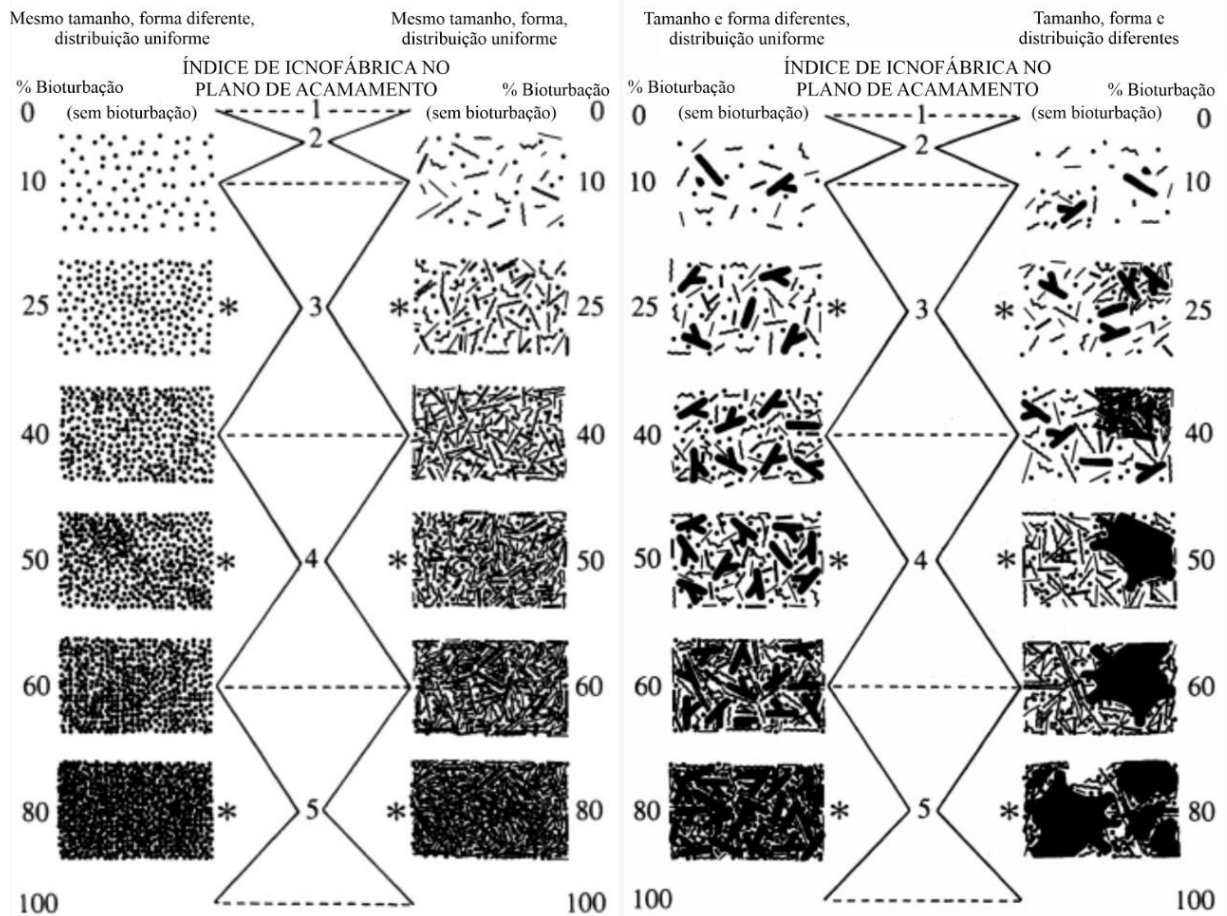


Figura 6- Diagramas esquemáticos de Miller & Smail (1997), para avaliação semiquantitativa das bioturbações utilizado para obtenção do índice de icnofábrica nos planos de acamamento. Fonte: Traduzido pelo autor.

## 6 RESULTADOS

### 6.1 DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO

A Formação Alcântara tem suas melhores exposições em falésias que ocorrem na cidade sede do município de Alcântara, estado do Maranhão. O afloramento estudado é uma falésia localizada na Praia da Baronesa que se estende por cerca de 300 metros na direção SE-NW e ~ 20 metros de altura, como visto na figura 7. Na base do afloramento ocorre uma espessa camada de arenito de granulometria fina a média, porém a maior parte da sucessão é caracterizada por intercalações cíclicas de espessas camadas de pelitos com granulometria argila a silte com cores variadas e delgadas camadas de dolomito branco. Estas intercalações, compõem três ciclos de raseamento ascendente com a base dos ciclos sendo formada pelos pelitos e o topo pelos dolomitos (Figura 8).

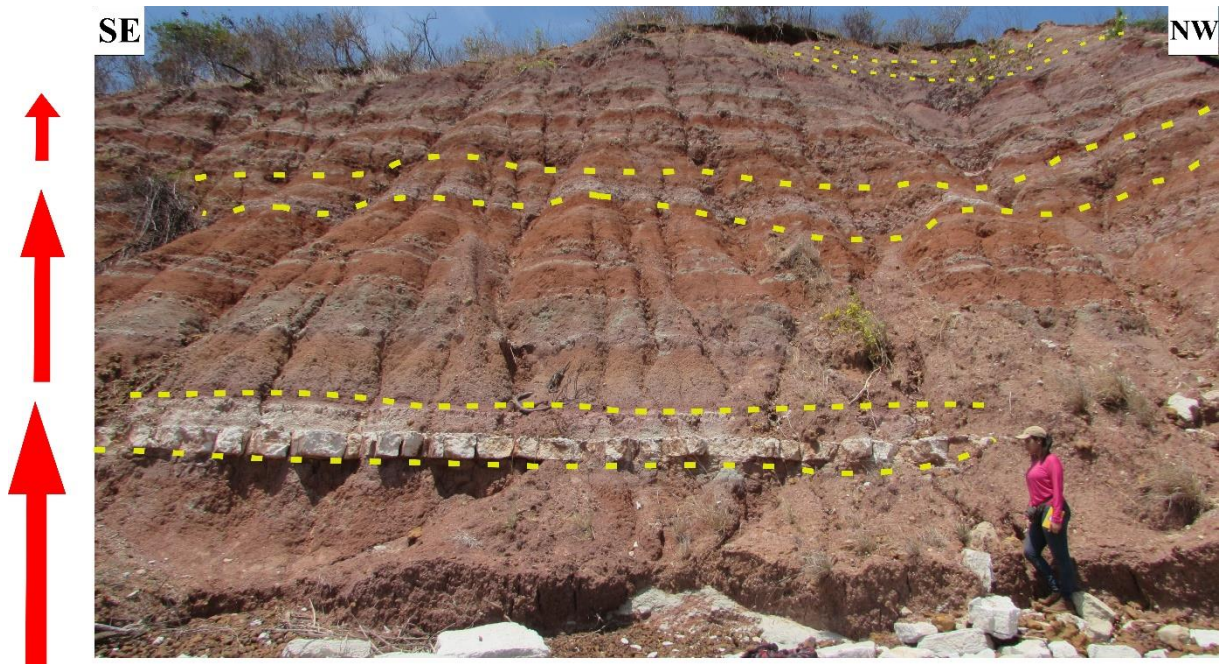


Figura 7- Imagem da porção estudada da falésia localizada na Praia da Baronesa. Área escolhida por ser a mais representativa dos ciclos e de melhor acesso as camadas dolomíticas estão próximas a base do afloramento. As setas são para representar os três ciclos com a presença dos microbialitos e bioturbações, onde a base e boa parte do ciclo é marcado pela camada de pelito vermelho-esverdeado e o topo pela camada esbranquiçada de dolomito.

Os arenitos da base da sucessão, exibem estratificação cruzada complexa com laminação cruzada cavalgante subcrítica entre os *foresets*. As camadas estão inclinadas, com mergulho para sudeste, e exibem *sets* de aproximadamente 30 centímetros de espessura e coloração avermelhada (Figura 9A). Os grãos são tamanho areia fina a média, bem selecionados e sub-arredondados, localmente são observados níveis de argila. No topo deste pacote de arenitos ocorrem pegadas de dinossauros carnívoros terópodes (Figura 9B) atribuídas ao grupo dos carossauros (Carvalho 2001). Acima destas camadas inicia-se uma sequência cíclica de intercalações de camadas de pelito e dolomito que compõem a parte mais representativa da sucessão (Para melhor compreensão, visualizar imagem 8 – perfil litoestratigráfico).

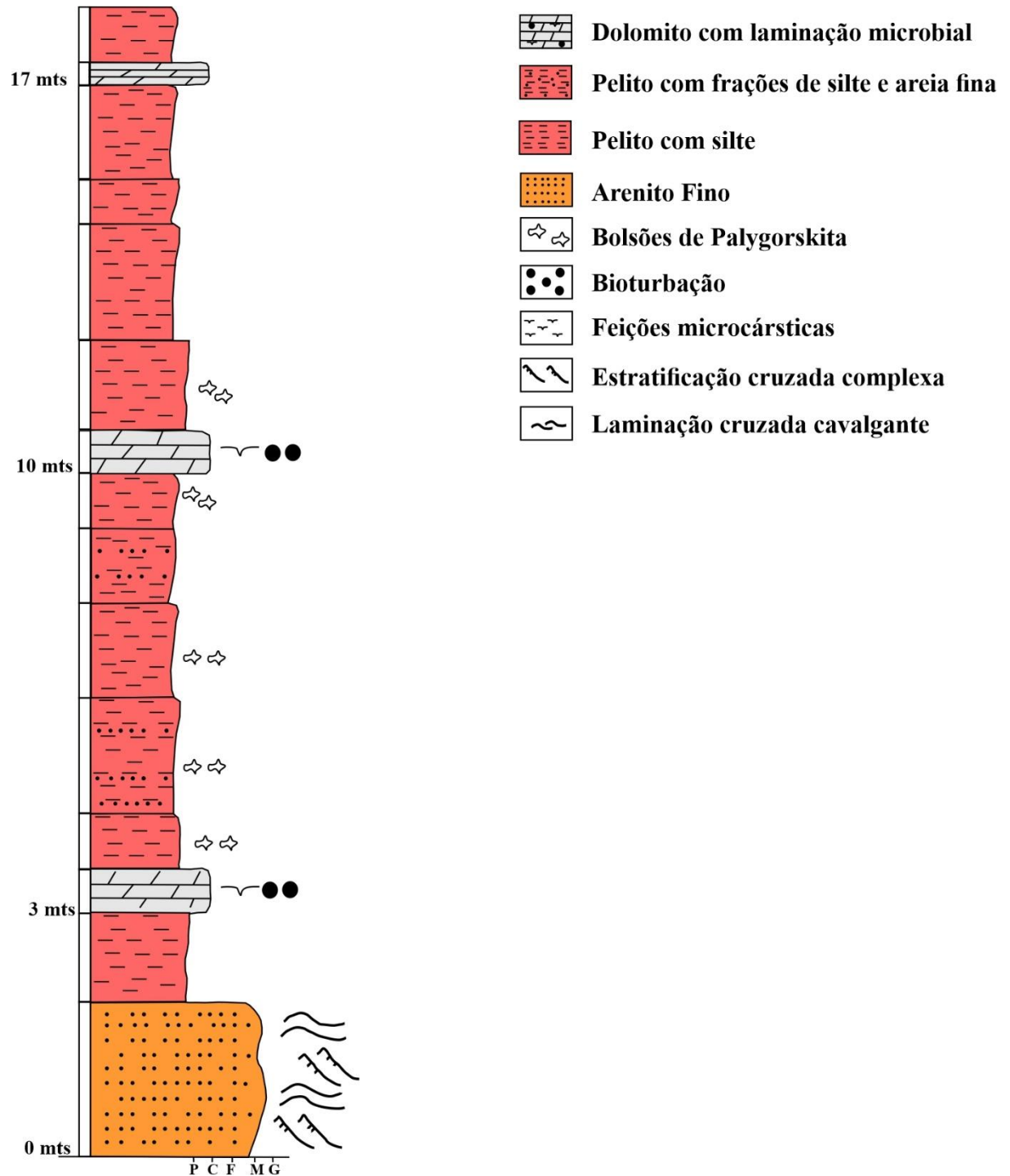


Figura 8- Perfil litoestratigráfico confeccionado na Praia da Baronesa, no município de Alcântara no Maranhão. A base do perfil é composta por arenitos finos com estratificação cruzada complexa, e após essa litologia, inicia-se ciclos de com alternância entre as litologias pelitos e microbialitos

As camadas de pelitos exibem cores variadas (verde, cinza-esverdeado, vermelho, marrom-avermelhado) e espessura média de 3 metros. Estes pelitos são laminados a maciços e com granulometria entre argila e silte em proporções não determinadas (Figura 9C). Associada a essa fácies há presença do mineral *palygorskita* de coloração esbranquiçada que ocorre na forma de bolsões ou acumulações macroscópicas facilmente observadas no afloramento (Figura

9E), porém a *palygorskita* também ocorre de forma maciça nas camadas de pelitos mais superiores (como descrito em Amorim & Angélica 2011). Apesar de não observado em campo, nestas camadas ocorrem também fragmentos fósseis de peixes de água doce e marinha (Dutra & Malabarba 2001), fragmentos de crocodilos, quelônios e dentes de mosassauros (Vilas Bôas & Carvalho 2001, Moraes-Santos *et al.* 2001). As camadas de dolomito esbranquiçado, são tabulares, contínuas lateralmente por dezenas de metros e exibem espessuras que variam entre 30 e 50 centímetros, são caracterizadas principalmente pela presença de laminação estromatolítica. Contudo, localmente estas camadas são maciças, e exibem poros fenestrais, feições microcársticas preenchidas por marga, gretas de contração e bioturbações (Figuras 9D, 10, 11 e 12). Esta fácies é o objeto de estudo e suas características serão descritas detalhadamente em seguida.

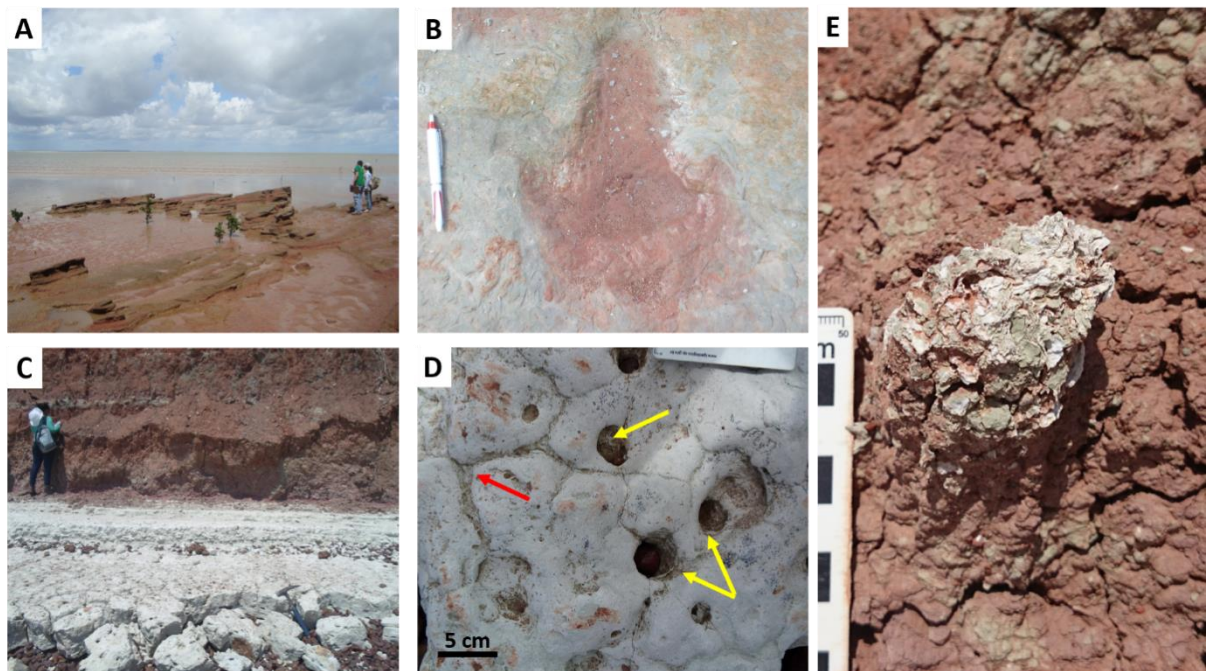


Figura 9- Principais feições observadas nas falésias da Praia da Baronesa. **A)** Camadas inclinadas de arenitos com estratificação cruzada complexa que ocorrem na base do afloramento. **B)** Pegada de terópode que ocorre no topo dos arenitos com estratificação cruzada complexa. **C)** Contato entre os dolomitos e pelitos vermelhos laminados a maciços. Os dolomitos esbranquiçados representam o topo do ciclo de raseamento ascendente. **D)** Detalhe do dolomito exibindo gretas de contração (seta vermelha) e feições de dissolução microcársticas (setas amarelas). **E)** Detalhe de uma acumulação macroscópica de *palygorskita*.

## 6.2 DESCRIÇÃO DAS FEIÇÕES MACROSCÓPICAS DOS DOLOMITOS

Os microbialitos da Formação Alcântara, no afloramento localizado na Praia da Baronesa, formam corpos tabulares, sendo chamados de biostroma. São corpos de relevo sinóptico baixo (ondulados) com traço laminar plano (Fairchild & Sanchez 2015). Ocorrem em 3 níveis neste afloramento (Figuras 7 e 8) e apresentam espessura de aproximadamente 25 cm. A laminação é repetitiva e apresenta porções bem preservadas (Figura 10 A, B e C) e apresenta uma alternância entre laminações mais claras e escuras, sem evidências de microdesconformidades erosional (Figura 11 A e B). Localmente, onde ocorrem as bioturbações esta laminação aparece interrompida pelas escavações, porém a maioria destas estruturas são superficiais, a única exceção são as galerias de *Thalassinoides* que se aprofundam na camada (Figura 11 C). Feições de dissolução também são observadas nas laminações microbiais, com destaque para a presença de porosidade fenestral e do tipo *vug*.

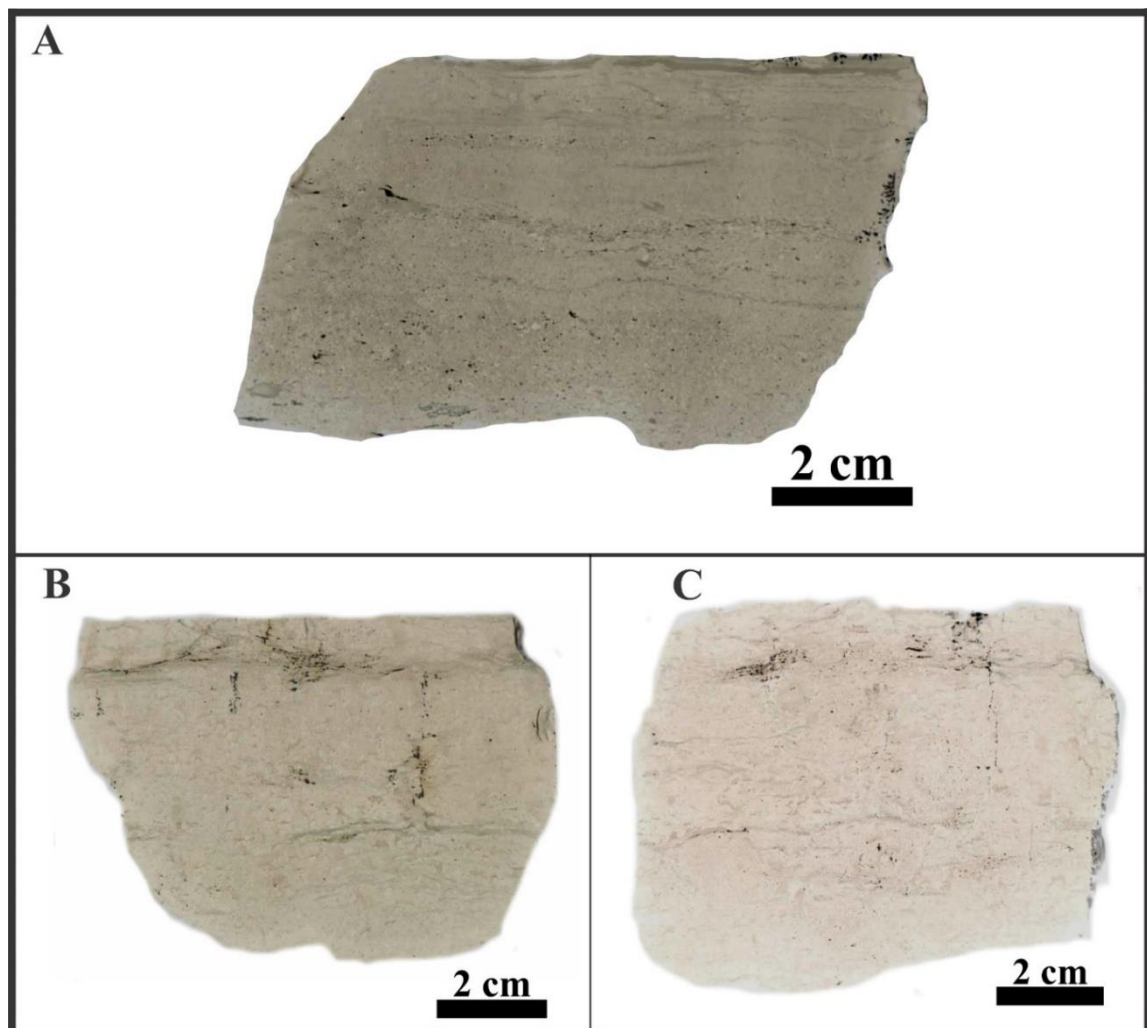


Figura 10- Amostras coletadas na Praia da Baronesa nas quais são observadas finas laminações irregulares a crenuladas que ocorrem de forma repetitiva.

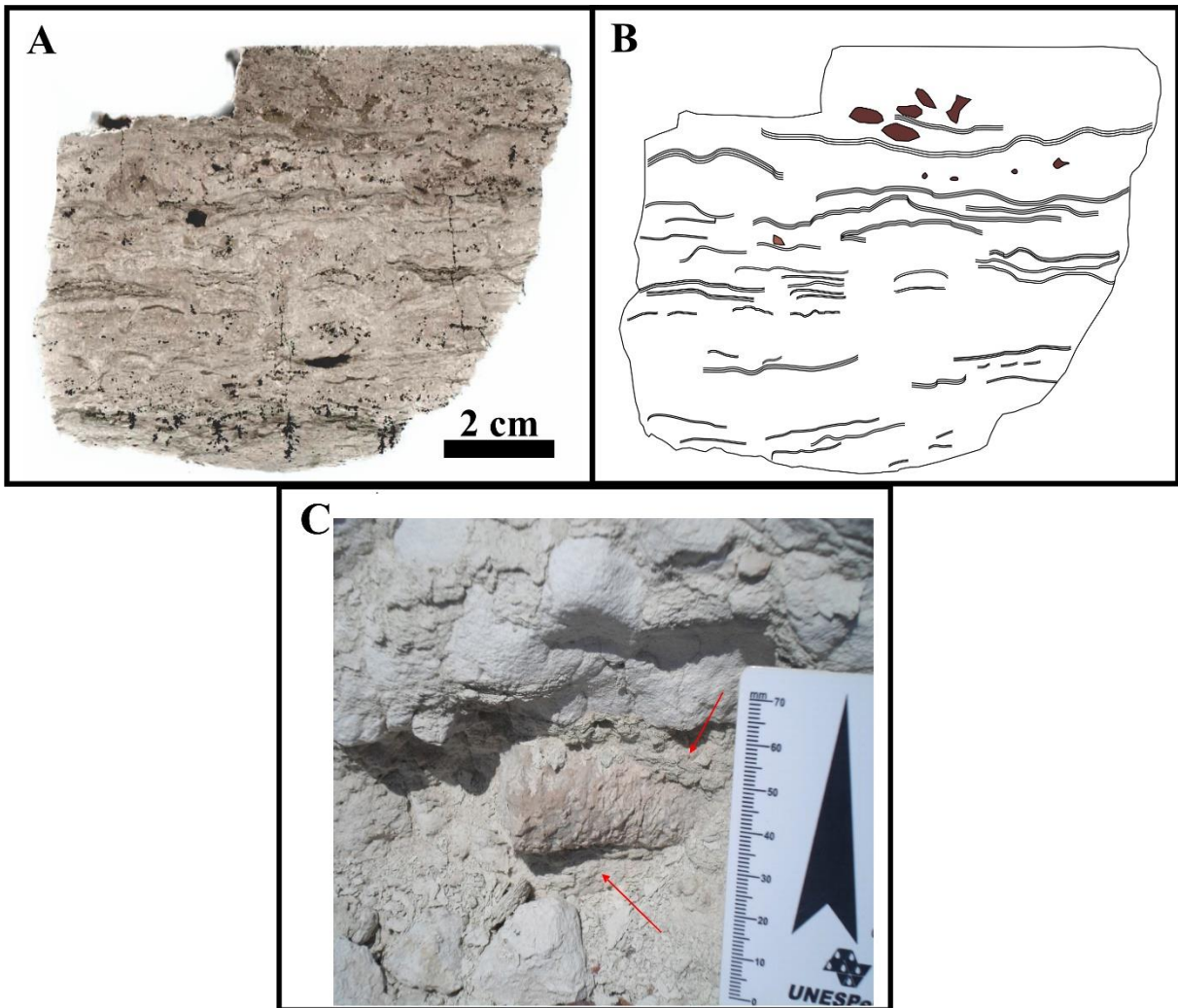


Figura 11- **A e B** - Amostra representativa das laminações microbianas, com desenho ao lado que facilita a visualização das estruturas. **C** - Destaque para a presença de *Thalassinoides* que interrompem a laminação microbiana (setas vermelhas).

### 6.3 DESCRIÇÃO DAS MICROFÁCIES

Foram descritas quatro microfácies carbonáticas nos depósitos estudados, sendo elas: *dolomudstone* maciço (MF1); *dolomudstone* com laminações irregulares e crenuladas (MF2); *dolomudstone* com laminações onduladas/enrugadas (MF3) e dolomicroesparito com laminação irregular (MF4). As microfácies são muito semelhantes entre si, e apresentam constituintes em comum como dolomita microcristalina, peloides, grãos terrígenos e raros bioclastos, sendo textura a principal diferença entre elas. Apesar de interpretar estas feições como microbialitos, optou-se por não utilizar a nomenclatura própria para depósitos bioconstruídos proposta por Dunham (1962) até que se confirme a sua biogenicidade. Assim, utilizaremos a nomenclatura para rochas abiogênicas, mas sempre que possível destacando as feições microbiais.

**Microfácies Dolomudstone maciço (MF1)**

Esta microfácies é caracterizada por seu arcabouço ser sustentado por matriz micrítica (90%), texturalmente homogênea, e com poucos constituintes aloquímicos (5%), estes são representados somente por raros peloides. A matriz é definida por dolomita microcristalina de coloração escura, parcialmente neomorfizada para dolomita pseudoespática (Figuras 12 A e B). O litotipo apresenta uma porosidade baixa (5%) que é representada principalmente por poros fenestrais que em alguns casos são parcialmente preenchidos por dolomita microespática. A porção neomorfizada é caracterizada por cristais anedrais de aspecto sujo, sendo observada porções da matriz micrítica dentro destas zonas alteradas (Figuras 12 A e B). Os peloides exibem coloração cinza, sem estruturação interna definida, podem ocorrer de formas distintas ou com textura grumosa. Poros do tipo *shrinkage* são observados ao redor de alguns peloides (Figura 12 C). Grãos de quartzo tamanho silte, subangulosos a arredondados são observados disseminados na rocha ou raramente em concentrações associadas as zonas neomorfizadas (Figura 12 D e F). Fragmentos de bioclastos indiferenciados e prováveis gastrópodes são observados localmente nesta microfácies (Figura 12 F).

**Microfácies Dolomudstone com laminações irregulares e crenuladas (MF2)**

A presente microfácies é definida pela alternância entre laminações microbianas irregulares e crenuladas com domínios sustentados por matriz micrítica (85%), além de presença de micropeloides e macropeloides (9%) (Figuras 12 A e B). A matriz é composta por dolomita microcristalina de coloração marrom escuro. Os peloides são grãos esféricos a elípticos, sem estruturação interna e compostos de dolomita microcristalina: a diferença está no tamanho deles, onde micropeloides são menores que 2 mm e os macropeloides entre 3 e 4 mm. As laminações são destacadas pela presença de poros de dilatação (*shrinkage*) e fenestral (ambas preenchidas por cimento), ou por finas linhas de material mais escuro com espessura de no máximo 1 mm. Esta microfácies possui poros (6%), em maioria fenestrais, que são parcialmente a totalmente preenchidos por dolomita microespática, e em menor proporção há poros interpartícula.

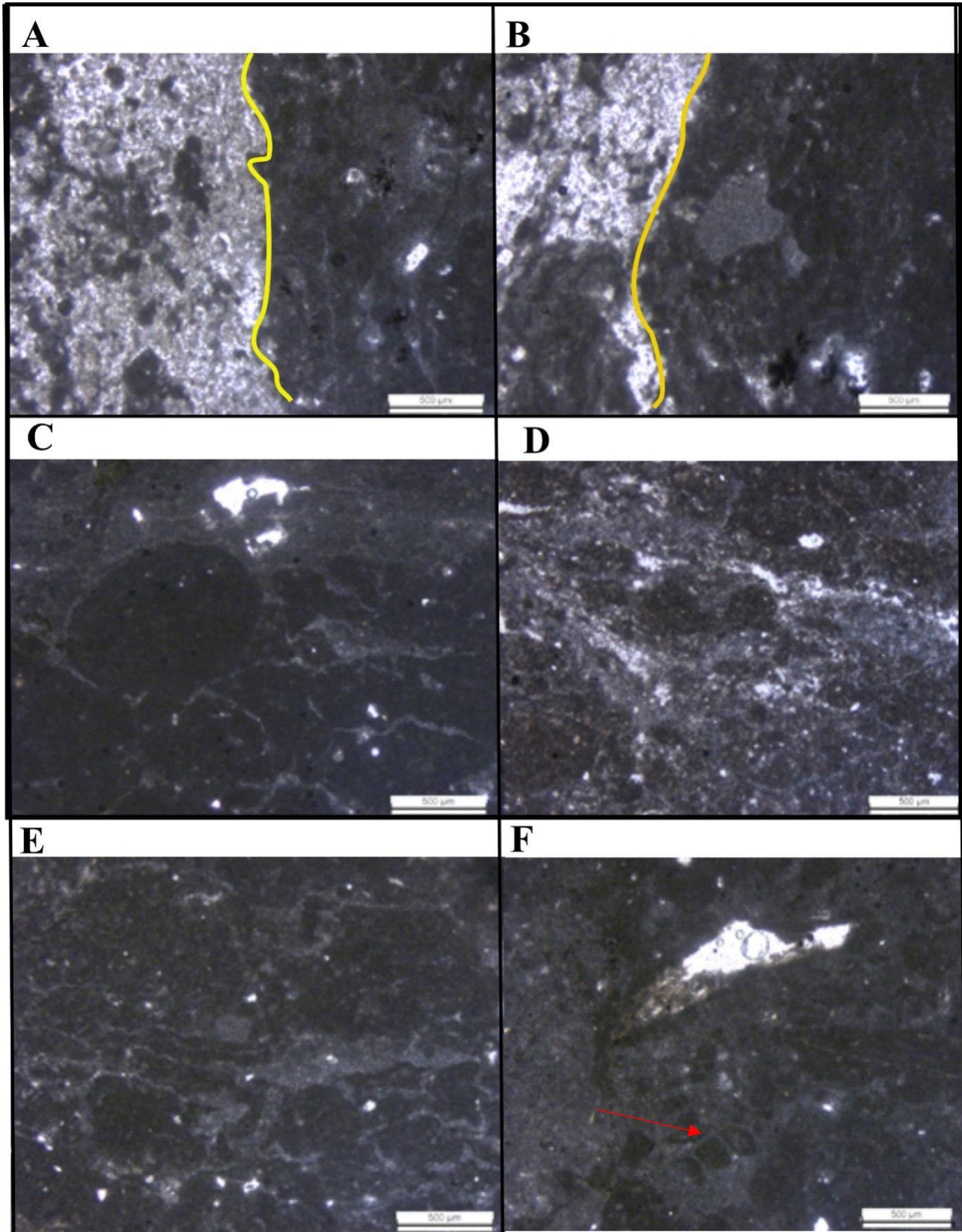


Figura 12- **A e B** – Imagens representativas dos contatos entre as MF1 e MF2 sendo o lado esquerdo das linhas amarelas MF1 e o lado direito das linhas amarelas MF2. A MF1 é caracterizada por ser texturalmente homogênea, e com poucos constituintes aloquímicos e a MF2 é diferenciada pela presença de micropeloides e macropeloides. **C** – Poros *shrinkage* presentes em algumas porções em MF1. **D e E** – Raros grãos de quartzo tamanho silte que ocorrem espelhados na MF1. **F** – Raro fragmento de bioclasto indiferenciado, assemelha-se a um gastrópode (seta vermelha).

**Microfácies *Dolomudstone* com laminações onduladas/enrugadas (MF3)**

Microfácies com arcabouço sustentado por dolomita microcristalina (83%), sem consideráveis variações composicionais. Grãos de peloides são observados esporadicamente (9%), assim como grãos terrígenos tamanho silte. Os poros são principalmente dos tipos vugulares milimétricos (5%) e poros de contração (*shrinkage*) (3%), localmente observa-se porosidade fenestral sem preenchimento (Figura 13 A). A principal diferença para as outras microfácies é a presença de uma laminação irregularmente ondulada e descontínua, por vezes com características enrugadas (Figuras 13 B, C e D). Estas laminações são muito finas, geralmente inferiores a 1mm e marcadas pela presença de poros *shrinkage* e fenestral, e um material micrítico mais escuro.

**Microfácies Dolomicroesparito com laminação irregular a granular (MF4)**

A microfácies tem arcabouço sustentado por dolomito microespático (96%), sem consideráveis variações composicionais, sendo basicamente a mesma da anterior, mas com a diferença de que esta apresenta-se com textura predominantemente granular. A matriz, é definida por dolomita microespática de coloração marrom escura, contudo localmente são observadas porções ainda com dolomita microcristalina. Os grãos terrígenos são de quartzos moderadamente bem selecionados, subarredondados e com granulometria variando de areia muito fina a fina e silte, distribuídos heterogeneamente na rocha (Figura 13 E e F). Esta, apresenta porosidade baixa (4%) representada predominantemente por poros vugulares. A laminação é muito irregular e descontínua e localmente são observadas feições granulares (Figura 13 G e H). Estas são caracterizadas como massas microcristalinas, sem estrutura interna e que exibem formas angulosas a subangulosas.

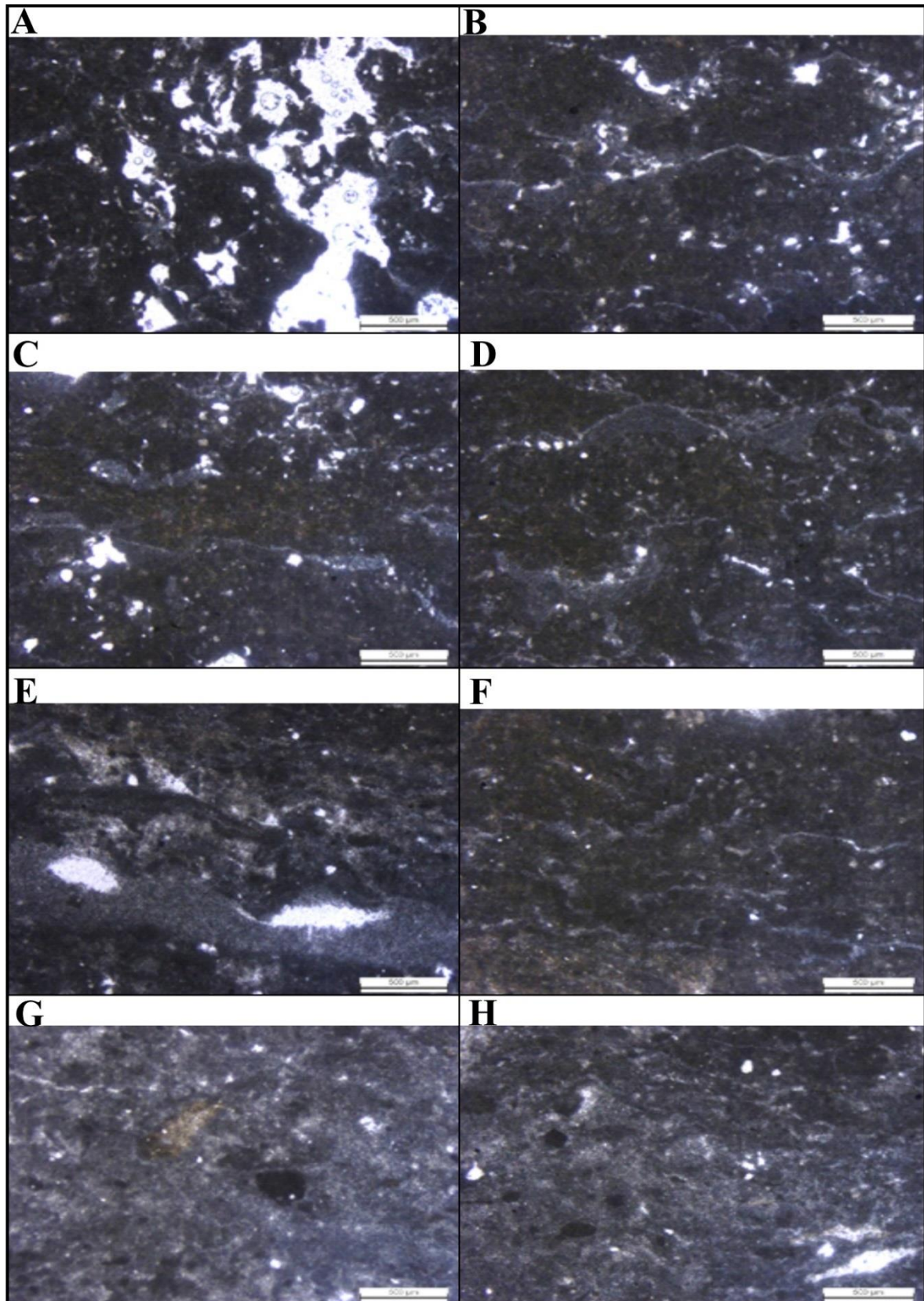


Figura 13- **A** – Destaque para porosidade fenestral sem preenchimento presente na MF3. **B, C e D** – Nestas fotos observa-se a principal característica que diferencia a MF3 das demais microfácies, que é a presença de uma laminação irregularmente ondulada e descontínua, por vezes com características enrugadas. **E e F** – Grãos terrígenos de quartzo, que estão distribuídos de forma heterogênea na MF4. **G e H** - A laminação é muito irregular e descontínua e localmente são observadas feições granulares

#### 6.4 DESCRIÇÃO DOS ICNOFÓSSEIS

Os icnofósseis descritos ocorrem principalmente no topo das camadas de dolomito, porém distribuídos de forma heterogênea nesta superfície, exibem uma baixa icnodiversidade e abundância (Tabela 2) e pouco destroem a laminação interna. Devida a distribuição heterogênea e superficial das bioturbações a avaliação de sua intensidade só foi possível em duas zonas da camada de dolomito da porção mais basal do afloramento. Na primeira zona o índice de bioturbação foi avaliado em 25% (Figura 14 A e B). A segunda zona foi avaliada com um índice de bioturbação superior a 90%, sendo caracterizada pela presença abundante de galerias de *Thalassinoides* (Figura 14 C). Foram identificados seis icnoespécies que são descritos abaixo em ordem alfabética.

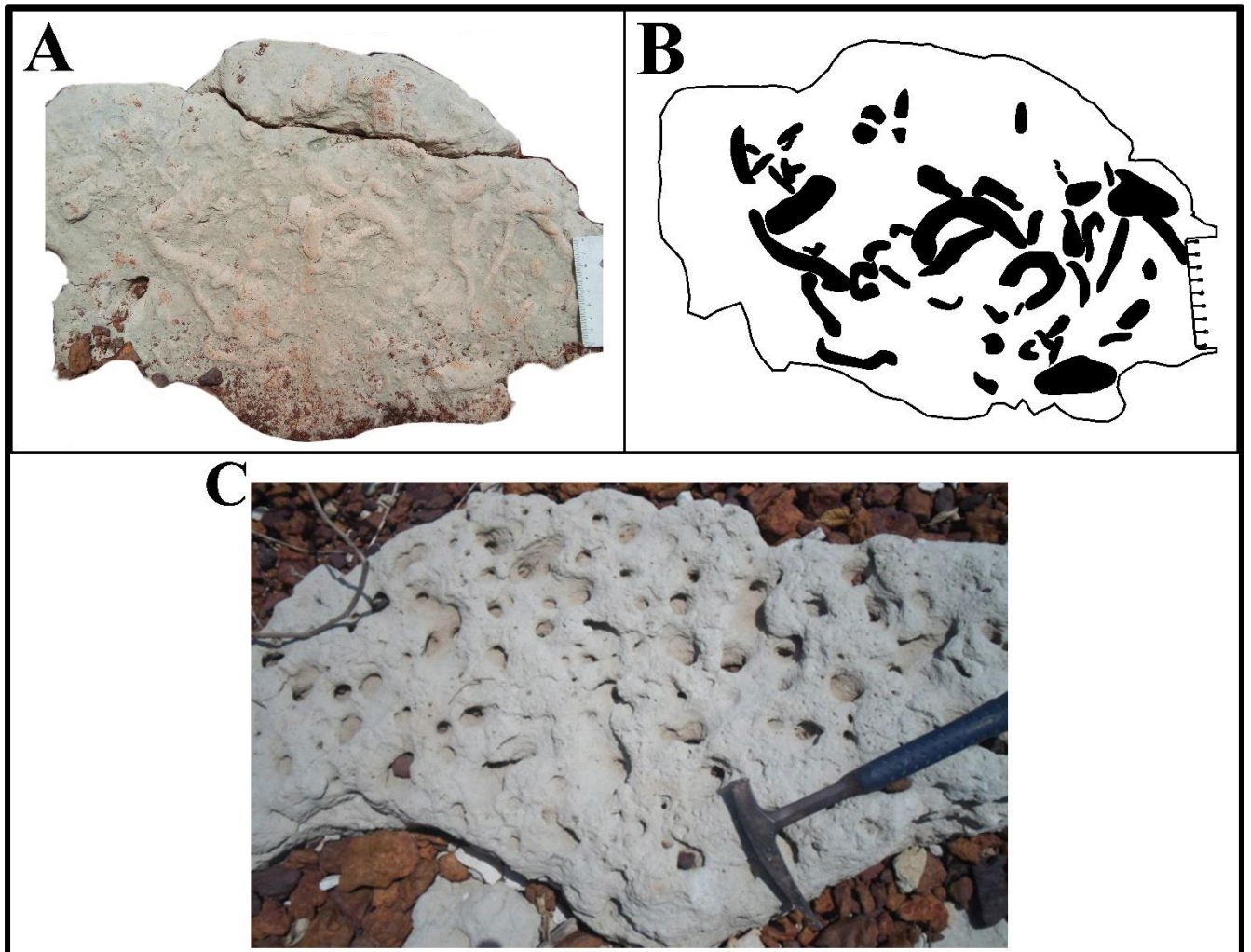


Figura 14- **A e B** - Análise de icnofábrica, sendo possível a definição da mesma como nível 3 de Miller e Smail (1997), onde a rocha está 25% bioturbada. Na figura **C** - Bloco de dolomito *in situ* que está quase que completamente bioturbada (índice de bioturbação maior que 90%) sendo caracterizada pela presença abundante de galerias de *Thalassinoides*.

Tabela 2- Frequência de icnofósseis descritos *in situ* nos dolomitos da Formação Alcântara na Praia da Baronesa.

<b>Icnoespécies</b>	<b>Número de espécimes descritos</b>
<i>Palaeophycus tubularis</i>	41
<i>Phycodes cf. circinatus</i>	2
<i>Taenidium cf. barretti</i>	1
<i>Thalassinoides suevicus</i>	1
<i>Thalassinoides isp.</i>	7*
<i>Rhizocorallium isp.</i>	2
<b>TOTAL</b>	<b>54</b>

\* Foram contabilizadas a quantidade de seguimentos destas galerias que ocorrem no mesmo nível ou porção da camada.

*Palaeophycus* Hall 1847

*Palaeophycus tubularis* Hall 1847

**Figs. 15 A, B e D**

**Diagnose:** Escavações intraestatais retas a levemente curvas e onduladas a flexuosas, de superfícies lisas ou ornamentadas, geralmente cilíndricas e dispostas horizontalmente em relação a estratificação. Preenchimento similar à da rocha-matriz (Pemberton & Frey 1992, Fillion & Pickerill 1984, 1990, Keighley & Pickerill 1995)

**Descrição:** Tubos horizontais a sub-horizontais, cilíndricos, geralmente retilíneos a suavemente curvados, preservados tanto em epirrelevo como em hiporrelevo positivo. O diâmetro dos tubos varia de 5 a 7 mm e comprimento fica entre 7,5 e 4,0 cm. O preenchimento é maciço e da mesma composição da rocha hospedeira, e as paredes são finas, lisas e sem ornamentações.

**Interpretação:** *Palaeophycus* é considerado uma estrutura de habitação (*domichnia*) produzidas por organismos suspensívoros ou predadores que, ao abandonarem a escavação, deixavam-na aberta e exposta ao preenchimento passivo por sedimentos transportados (Pemberton & Frey 1992, Keighley & Pickerill 1995). Os principais produtores são vermes poliquetas, artrópodes e crustáceos (Pemberton & Frey 1992, Howard & Frey 1975, Chen *et al.* 2012). Existem atualmente cinco icnoespécies reconhecidas de *Palaeophycus*: *P. tubularis*, *P.*

*striatus*, *P. heberti*, *P. sulcatus* e *P. alternatus* (Pemberton & Frey 1992, Keighley & Pickerill 1995). A presença de uma parede fina, mais ou menos lisa e sem ornamentações sugere que os espécimes encontrados são *P. tubulares*. *Palaeophycus* é um dos icnofósseis mais comuns sendo encontrado em depósitos desde o Pré-Cambriano até o Holoceno e associado a ambientes marinhos, mas também é componente comum em icnocenoses não marinhas e marginais marinhas (Buatois & Mángano 1993, 2002b, Scott *et al.* 2009).

*Phycodes* Richter 1850

*Phycodes* cf. *circinatus*

**Fig. 15 C 1 e 2**

**Diagnose:** Feixe de escavações horizontais apresentando geralmente modelo reniforme, fasciculado, flabelado, em forma de vassoura, ungulado, linear ou circular. Algumas formas consistem em umas poucas ramificações principais apresentando uma estrutura em forma de *spreite* que originam numerosos ramos livres em posição distal; em outras faltam os *spreite* e as ramificações tendem a ser aleatórias. As ramificações podem ser finamente aneladas ou lisas. (Hanken *et al.* 2016)

**Descrição:** Escavações caracterizadas por uma série de tubos cilíndricos sub-horizontais a horizontais dispostos em forma de feixe. Dois espécimes foram observados preservados em hiporrelevo positivo, mostrando diferentes segmentos do icnofóssil. O primeiro segmento observa-se somente o ponto intermediário da ramificação, onde é difícil de individualizar os tubos, sendo que somente três tubos são observados em uma das extremidades (Figura 15 C-1). O segundo segmento observa-se um corte transversal na extremidade distal do feixe, onde é possível visualizar três tubos cilíndricos (Figura 15 C-2). O diâmetro dos tubos é variável, na porção distal tem 1,4 a 1,2 cm e na porção mais proximal 1,0 cm. É difícil medir o comprimento total dos traços, pois os dois são fragmentos de segmentos destas escavações. O preenchimento é maciço e da mesma composição da rocha hospedeira.

**Interpretação:** *Phycodes* é considerado uma estrutura de alimentação (*fodinichnia*) produzida por organismos vermiformes sedimentívoros onde os diversos feixes de túneis representam diferentes momentos de prospecção de substratos ricos em nutrientes, principalmente na interface silte-argila (Seilacher 2000, Han & Pickerill 1994). Existem atualmente cerca de quinze icnoespécies de *Phycodes* (Fillion & Pickerill 1990, Han & Pickerill 1994), destas a que mais se aproxima do espécime descrito nos dolomitos é o *Phycodes circinatus*. Segundo Han & Pickerill (1994), *P. circinatus* é caracterizado por escavações com

ramificações dispostas irregularmente em forma de feixe, sem ornamentações e geralmente retilíneas; muitas formas consistem em um ramo com poucas ramificações. Devido os espécimes estarem incompletos sugerimos a denominação de *Phycodes* cf. *circinatus*. *Phycodes* é comum em depósitos marinhos rasos, porém alguns poucos espécimes foram registrados em ambientes marinhos profundos e continentais (Han & Pickerill 1994). Este icnofóssil é indicativo de níveis energéticos mais baixos a moderados, geralmente logo abaixo do limite de atuação de ondas normais (Han & Pickerill 1994, MacEachern *et al.* 1999)

*Taenidium* Heer 1877

*Taenidium* cf. *barretti*

**Fig. 15 D**

**Diagnose:** Tubos sem paredes ou finamente lineados, caracterizados pela presença de preenchimento em forma de menisco com orientação variável, retos, sinuosos, curvos ou sinuosos, essencialmente cilíndricos. Ramificações sucessivas secundárias podem ocorrer, mas a ramificação verdadeira está ausente. (D'Alessandro & Bromley 1987, Keighley & Pickerill 1994).

**Descrição:** Tubo horizontal, cilíndrico, retilíneo com preenchimento em forma de menisco, sem uma parede ou lineação, preservado em epi-relevo. Os meniscos são caracterizados por segmentos irregulares, arqueados e heterogêneos (meniscos compostos de materiais mais grossos e outros mais finos, porém ainda completamente dolomítico). O diâmetro varia ao longo do tubo de 0.8 a 12 mm e o comprimento é de 8.2 cm.

**Interpretação:** *Taenidium* tem sido atribuído a atividades detritívoras de organismos vermiformes (D'Alessandro & Bromley 1987). O preenchimento é variável, de conteúdo homogêneo ou heterogêneo, com material fecal e não fecal (Keighley & Pickerill 1994). A presença de preenchimento meniscado tem sido atribuído à atividade de alimentação (*fodinichnia*), também pode ser associado à locomoção intraestratal (*repichnia*), ou até mesmo de habitação (*domichnia*), sendo mais bem interpretado como o resultado da combinação dessas atividades (D'Alessandro & Bromley 1987, Smith *et al.* 2008). Existem atualmente quatro icnoespécies reconhecidas baseadas na forma dos meniscos: *T. serpentinum*, *T. cameronensis*, *T. satanassi* e *T. barretti* (Keighley & Pickerill 1994). Conforme a característica heterogênea, irregular e arqueada dos meniscos o icnito tem afinidades com *T. barretti*, dessa forma sugerimos denominá-lo como *Taenidium* cf. *barretti*. Os principais geradores das estruturas meniscadas em *Taenidium barretti* provavelmente são os organismos vermiformes oligoquetos

(Squires & Advocate 1984, Melchor *et al.* 2002). *Taenidium* possui ampla distribuição temporal e ambiental, indo do Ordoviciano ao Pleistoceno, em substratos marinhos a continentais (Keighley & Pickerill 1994). A ocorrência de *T. barretti* pode acontecer também sob condições flúvio-lacustres em regime de clima quente e úmido (Carvalho 2000, Lima 1990).

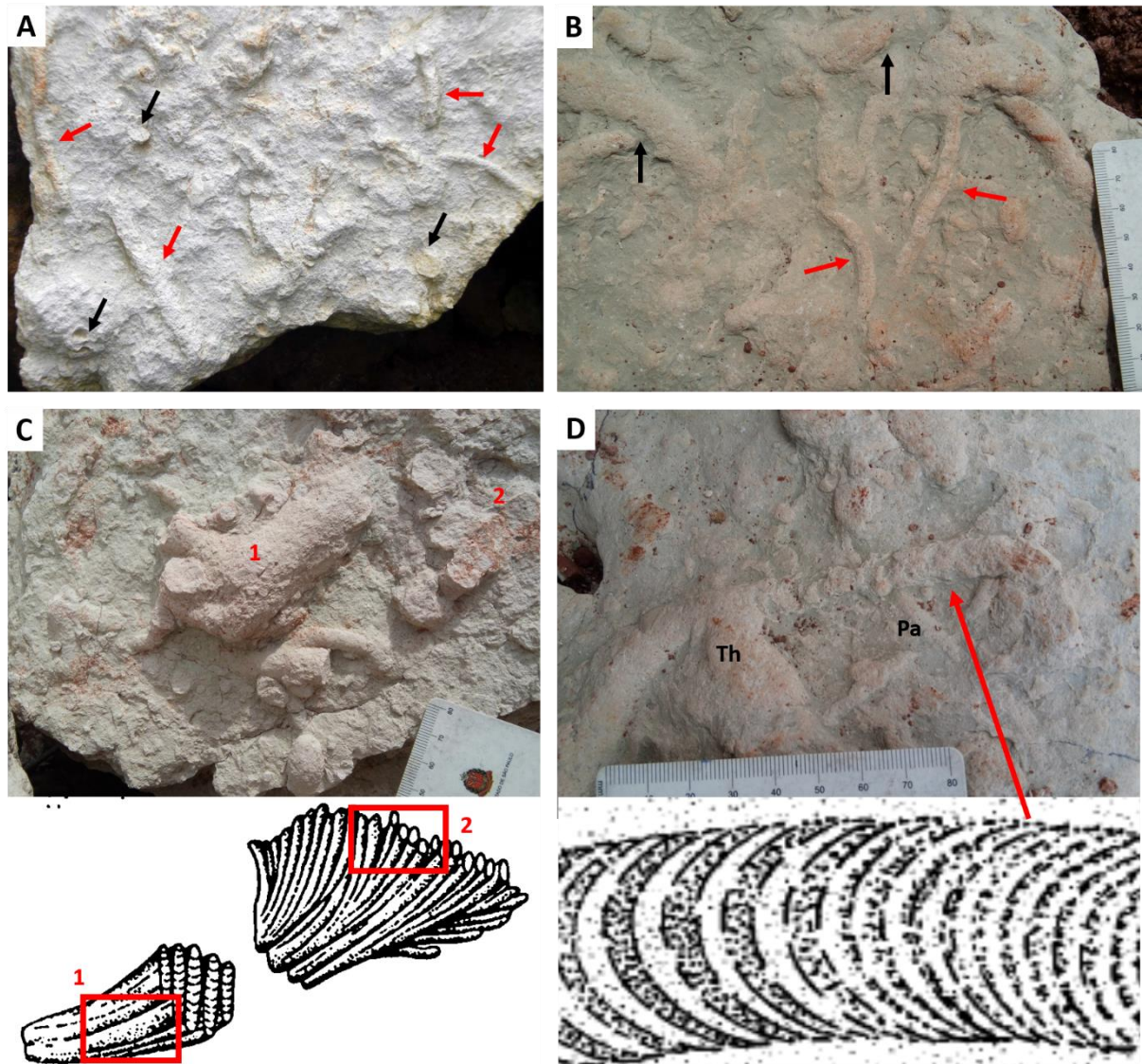


Figura 15- Icnofósseis da Praia da Baronesa – Formação Alcântara. **A e B** - Topo da camada de dolomito com intensa bioturbação representada pelos icnofósseis *Palaeophycus* (setas vermelhas) e *Thalassinoides* isp. (setas pretas); **C** - Duas formas de preservação dos *Phycodes circinatus* que ocorrem na base da camada do dolomito (1 e 2). No desenho abaixo estão destacadas as porções observadas do icnofóssil (Fonte: Han & Pickerill 1994); **D** - Detalhe do cf. *Taenidium barretti* observado no topo da camada de dolomito e a representação dos meniscos que caracterizam a icnoespécie segundo Keighley & Pickerill (1994); *Thalassinoides* isp. (Th), *Palaeophycus* (Pa).

*Thalassinoides* Ehrenberg 1944

*Thalassinoides suevicus* Rieth 1932

**Fig. 16 A**

**Diagnose:** Largos sistemas de escavações consistindo em tubos com paredes lisas, essencialmente cilíndricas orientados preferencialmente na horizontal, mas interconectados por saídas (*shafts*) verticais; ramificações em forma de Y e T, com típico espessamento da largura dos túneis nos pontos de bifurcação (Howard & Frey 1984).

**Descrição:** Galerias horizontais a levemente inclinadas, intensamente ramificadas, sem ornamentação e preservadas em relevo completo e epirrelevo positivo. As ramificações possuem formas em Y com aumento do diâmetro com até 4 cm nas bifurcações. O diâmetro dos tubos varia de 2-2,5 cm e o comprimento de cada braço da ramificação fica entre 12-23 cm. Os sistemas de túneis formam uma rede horizontal com um padrão hexagonal de tubos que se entrelaçam e se sobrepõem uns aos outros classificados como horizontais *maze*. O preenchimento dos tubos é maciço e da mesma composição da rocha hospedeira.

*Thalassinoides* isp.

**Figs. 16 A**

**Descrição:** Conjunto de escavações horizontais, verticais e inclinadas que geralmente estão conectadas, localmente observa-se ramificações em forma de Y. Os túneis são cilíndricos, preenchimento maciço e semelhante a rocha hospedeira; preservados comumente em relevo cheio (*endichnia*), e mais raramente como hiporrelevo positivo. Os poucos tubos individualizados exibem diâmetros entre 2-3,5 cm e o comprimento variado (7-12 cm). Tubos verticais (*shafts*) isolados são observados no topo das camadas (Figura 16A).

**Interpretação:** *Thalassinoides* são interpretados como construções de habitação (*Domichnia*) e alimentação (*Fodinichnia*) produzidas principalmente por crustáceos decápodes (Ekdale 1992, Myrow 1995, Buatois *et al.* 2002a, Carmona *et al.* 2004). Os primeiros registros de *Thalassinoides* ocorreram no Mesozoico e Cenozoico, com destaque de Callianassidae entre os construtores (Ekdale 1992, Carmona *et al.* 2004). As icnoespécies mais representativas de *Thalassinoides* são *T. paradoxicus*, *T. saxonicus*, *T. suevicus*, *T. ornatus* e *T. horizontalis* (Myrow 1995, Keighley and Pickerill 1997; Yanin and Baraboshkin 2013). Na Formação Alcântara foram identificadas as icnoespécies *T. suevicus* e *Thalassinoides* isp. *T. suevicus* possui uma rede de túneis com orientações predominantemente horizontais em padrão *maze* (Bromley & Ekdale 1984, Kamola 1984, Frey & Howard 1985). *Thalassinoides* isp. Foi

determinado para os segmentos incompletos das galerias que apresentam tubos verticais e horizontais com raras bifurcações em “Y” e *shafts* isolados no topo das camadas.

*Rhizocorallium* Zenker 1836

*Rhizocorallium* isp.

**Figs. 16 B e C**

**Diagnose:** Tubos não ramificados com orientação oblíqua variável. As escavações são curtas a alongadas, retas, em forma de arco ou em U. Exibem um sistema de ranhuras subparalelas ou em rede na parede dos tubos. Os tubos podem ser abertos ou preenchidos de forma passiva. Entre os braços da forma em U podem ocorrer *spreite*, tipicamente protrusivo (Knaust 2013).

**Descrição:** Escavações em forma de U orientadas de forma oblíqua a horizontal ao substrato, que ocorrem isoladas e preservadas em hiporrelevo e epirrelevo positivo. O preenchimento é maciço e semelhante ao da rocha hospedeira. As paredes do tubo são geralmente lisas, mas localmente são observadas estrias subparalelas fracamente preservadas. Não foram observados *spreiten* entre os braços das escavações. O diâmetro dos tubos varia de 0.9 a 1.5 cm e o comprimento entre 9 a 11 cm.

**Interpretação:** *Rhizocorallium* é considerado um traço de habitação (*domichnia*) e alimentação (*fodinichnia*) que foram formados por organismos sedimentívoros, provavelmente vermes poliquetas ou crustáceos (Knaust 2013). Uchman (1992) considera *Rhizocorallium* uma forma cosmopolita produzida provavelmente por animais de diversos táxons e que habitam diferentes ambientes e zonas batimétricas. Fürsich (1974) e Basan & Scott (1979) discutiram o hábito alimentar dos produtores de *Rhizocorallium* e concluíram que as formas curtas verticais a oblíquas foram produzidas por suspensívoros, enquanto os sistemas mais longos e “mineradores” (*mining systems*) refletem uma busca sistemática por alimento no substrato por organismos detritívoros. As escavações têm semelhanças com as icnoespécies *R. jenense* e *R. commune*, contudo devido o nível de preservação dos exemplares se faz necessários maiores observações antes de determinar a icnoespécie.

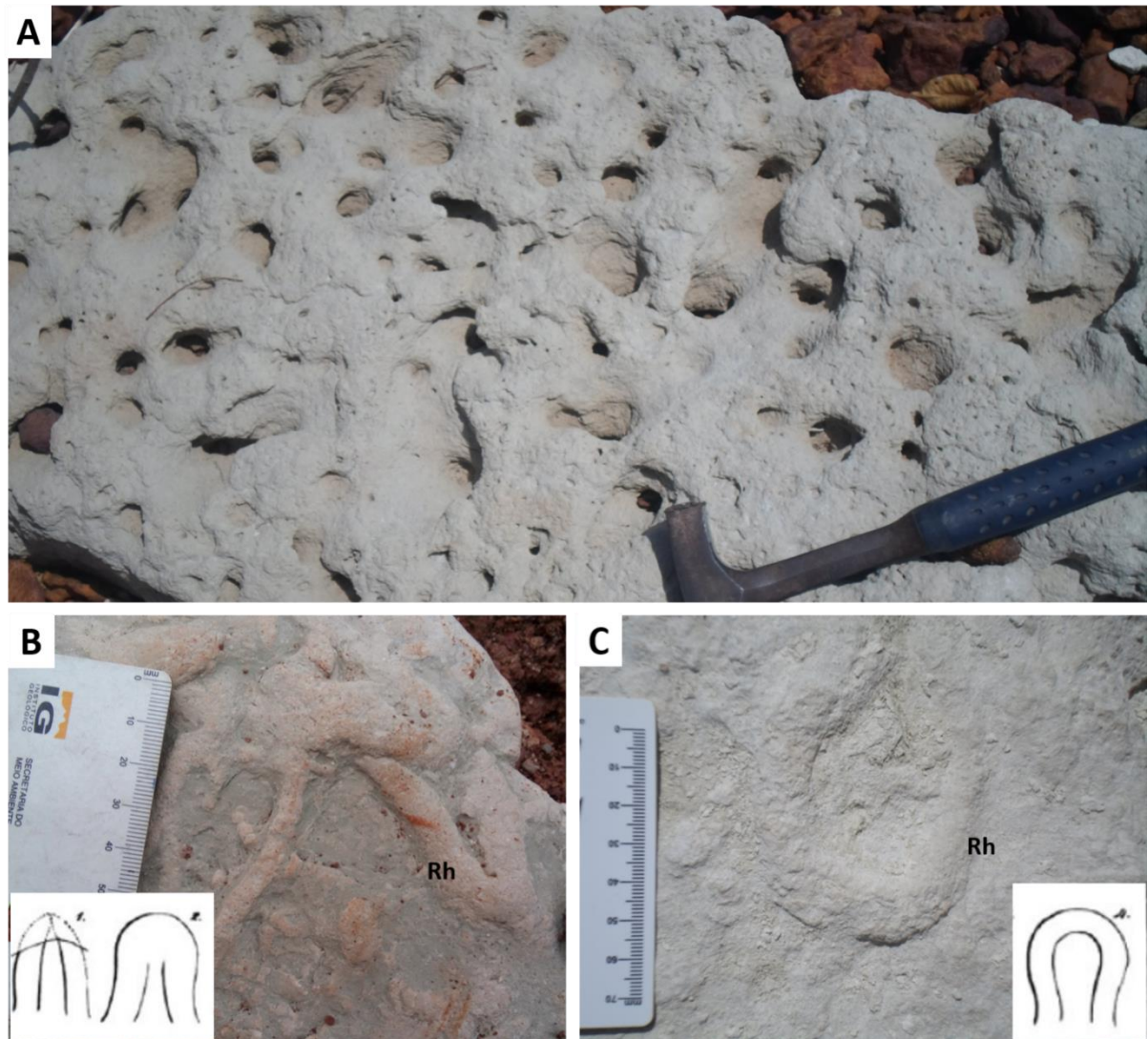


Figura 16- Icnofósseis da Formação Alcântara na Praia da Baronesa. **A** - Nível intensamente bioturbado por galerias de *Thalassinoides suevicus*. **B e C** - Duas formas de ocorrência de cf. *Rhizocorallium commune* nos dolomitos. Os desenhos esquemáticos são de Jugler (1853 *apud* Knaust 2013).

## 7 DISCUSSÕES

### 7.1 PALEOAMBIENTE

A Formação Alcântara é constituída por pelitos, arenitos e dolomitos que representam uma sucessão progradacional de depósitos de laguna/*washover* e canal de maré sobrepondo-se a depósitos de *shoreface* influenciados por processos de tempestade (Rossetti 1997, 2001a). É importante destacar que os pelitos, foram descritos com uma ampla assembleia de argilominerais, de ambiente lagunar, com variações no conteúdo de *palygorskita*, clorita, ilita, esmectita e traços de caulinita (Amorim & Angélica 2011). Como os teores de *palygorskita* e dolomita (níveis dolomíticos) são acentuados, sugere-se que as condições climáticas durante o período de deposição foram áridas a semiáridas (Amorim & Angélica 2011).

Os traços fósseis *Taenidium* cf. *barretti*, *Palaeophycus* isp, *Phycodes* isp e *Rhizocorallium* isp encontrados nos dolomitos da praia da Baronesa, foram definidos como pertencentes a icnofácies *Cruziana*, sendo esta, típica de ambientes marinhos rasos. Esta icnofácies marca as zonas situadas entre os níveis de base da ação das ondas de tempestade e os das ondas normais, na transição entre o *shoreface* inferior e *offshore* inferior, onde as condições de energia são moderadas a baixas (Buatois *et al.* 2002a).

Compreende estruturas horizontais, inclinadas e verticais sendo neste caso de habitação e de alimentação, produzidas por organismos de hábitos distintos tais como, suspensívoros, depositívoros ou detritívoros. Embora tenham sido observados domicílios permanentes, a maioria das estruturas representa ocupação temporária, evidenciando a grande mobilidade dos elementos da fauna bentônica (Buatois *et al.* 2002a, Bromley 1996, MacEachern *et al.* 2007).

Ainda, com a presença de estruturas como gretas e feições microcársticas avaliou-se a relação existente entre carbonatos lacustres e estruturas pedogênicas (marcas de raízes e outras feições foram observadas por Rossetti & Truckenbrodt 1997 e Rossetti 1997) utilizando como base o estudo realizado por Dunagan & Driese (1999) em Catskill, Nova York. Neste trabalho, observou-se que a sedimentação de carbonato lacustre foi derivada principalmente da precipitação induzida biogenicamente e da degradação de caules de carófitas calcificadas e ostracodes.

Segundo esses autores, processos de microcarstificação são processos pedogênico-diagenéticos muito precoces, resultantes da penetração da raiz antes da litificação. Em contraste com o desenvolvimento cárstico convencional, acredita-se que a dissolução não desempenhe um papel importante na microcarstificação, embora a dissolução possa ter atuado para aumentar as cavidades, conforme demonstrado pela presença comum de margens arredondadas da

cavidade (Platt 1989). Assim, os processos associados à sua formação incluem dessecação, retrabalho, dissolução, penetração da raiz e atividade do microrganismo. É mais provável que cada um desses processos ocorra em áreas rasas e periodicamente emergidas do lago (Freytet & Plaziat 1982).

Assim, infere-se do contexto paleoambiental no geral, que se estudou um ambiente lacustre/lagunar raso com taxa de sedimentação moderada, períodos de exposição subaérea, moderada salinidade, condições energéticas moderadas a baixas, e em termos climáticos observou-se variações áridas a semiáridas.

## 7.2 PALEOECOLOGIA

Baseados na assembleia de icnofósseis e presença de microbialitos associadas as interpretações prévias das fácies sedimentares, foi possível inferir várias características paleoecológicas para os depósitos estudados. Como descrito anteriormente o ambiente lacustre costeiro apresenta ciclos de raseamento ascendente que possibilitavam a precipitação de camadas de dolomitos, a diminuição do aporte siliciclástico e a colonização do substrato por organismos sedimentófagos e detritívoros. A precipitação destes dolomitos pode estar relacionada a ação de microrganismos e/ou períodos de maior evaporação da água marinha dentro do lago. Não há uma clara associação entre os microbialitos e os icnofósseis, principalmente devida a distribuição heterogênea das bioturbações e a fraca preservação das laminações microbiais (causada pelo ressecamento e diagênese meteórica). Contudo, a presença predominante de categorias etológicas de alimentação indica que este substrato carbonático era rico em nutrientes o que pode ter atraído o interesse de organismos sedimentófagos como vermes anelídeos e crustáceos que exploravam este substrato e o habitavam temporariamente.

Organismos detritívoros, capturam partículas livres na interface água-substrato, rica em matéria orgânica, incluindo animais vágeis e sésseis que exploram apenas a região ao redor de suas escavações (Buatois & Mángano 2011). Organismos depositívoros ingerem matéria orgânica localizada dentro do substrato, podendo prospectar o substrato à procura de alimento ou construir escavações mais complexas e permanentes para, sistematicamente, buscar por partículas orgânicas. E por isso, regiões mais ricas em nutrientes tendem a possuir maior quantidade de organismos depositívoros. Esses animais podem ser seletivos (extraem somente o alimento do sedimento) ou não seletivos (ingerem o sedimento indiscriminadamente e digerem o que for possível). A maior parte dos organismos infaunais são depositívoros (Guimarães Netto *et al.* 2020).

A natureza do substrato é responsável por condicionar a diversidade populacional endobentônica, pois seleciona animais que possuem adaptabilidade comportamental ou física que lhes permita sobreviver em substratos com características físicas particulares (Buatois & Mángano 2011). As propriedades físicas que especificam a natureza mecânica e reológica do substrato são: tamanho e seleção de grãos, volume de água intersticial e revestimento de grãos por biofilmes e muco. A interação entre estes fatores condiciona a existência de diversos tipos de substratos. E a icnofácies *Cruziana*, com substratos inconsolidados compostos por sedimentos de granulometria silte a argila com coesão interna, é classificada como *softgrounds*. Possuindo grande potencial de preservação de estruturas biogênicas, e por isso a maioria dos icnofósseis são produzidos neste tipo de substrato (Guimarães Netto *et al.* 2020). Contudo, a presença de *Thalassinoides* indica substratos mais coesos do tipo *firmground* (Guimarães Netto *et al.* 2020). Estas características sugerem momentos diferentes de colonização do substrato. Num primeiro momento os organismos sedimentófagos exploravam temporariamente o substrato, conforme o substrato carbonático endurecia estas faunas abandonavam o substrato e este era ocupado pelos produtores das galerias de *Thalassinoides*.

A baixa icnodiversidade e abundância, e distribuição restrita sugerem que os organismos habitavam temporariamente este substrato. É provável que assim que as margens carbonáticas do lago começavam a ser expostas estes organismos abandonavam o seu habitat ou então morriam. Considerando o tamanho reduzido dos traços e as escavações pouco profundas é possível que durante a queda do nível do lago as condições de oxigenação diminuíssem (Ekdale & Mason 1988, Savrda & Bottjer 1986). No entanto, a baixa icnodiversidade pode ser causada também por outros parâmetros paleoecológicos, como redução na taxa de salinidade ou aumento de água intersticial no substrato (Guimarães Netto *et al.* 2020). A presença de marcas de raízes e de feições de dissolução por água meteórica sugerem a diminuição da salinidade antes da exposição subaérea dos carbonatos. Crustáceos decápodes são os prováveis produtores de *Thalassinoides* e por resistirem a níveis mais baixos de salinidade (Dissanayake & Ishimatsu 2011, Thabet *et al.* 2017), seriam os últimos a abandonar o ambiente.

### 7.3 MODELO EVOLUTIVO

A partir dos dados coletados e das informações disponíveis na literatura nos propomos um modelo evolutivo simplificado para os depósitos lacustres costeiros da Formação Alcântara, divididos em etapas de sedimentação e ocupação do substrato, considerando que o clima se manteve árido e semiárido durante todo o processo evolutivo: 1) Subsidiência e deposição das camadas de argilas e siltes que deram origem aos pelitos vermelhos esverdeados ricos em *palygorskita* nesta fase as águas eram provavelmente salinas a salobras; 2) Aumento da salinidade com precipitação de carbonatos (provavelmente já como dolomitos) por intermédio da ação de microorganismos e supressão da sedimentação siliciclástica; 3) Seguido de bioturbação intensa e temporária por organismos sedimentófagos e detritívoros que exploravam de forma oportunista a matéria orgânica presente no substrato ainda incoeso (*softground*); 4) Colonização permanente do substrato por crustáceos decápodes que construíam galerias no carbonato coeso (*firmground*), mesmo quando as taxas de salinidade diminuía, e a instalação de vegetação; 5) O nível do lago começa a baixar provavelmente relacionada a uma maior aridez e alta taxa de evaporação, expondo os dolomitos a ação de águas meteóricas como registrado pela presença de gretas de contração, pedogênese e feições microcársticas e por último 6) ocorre o aumento do nível da lâmina d'água dentro da laguna e conseqüentemente o aumento da taxa de sedimentação siliciclástica fina que suprimiu a sedimentação carbonática. Este ciclo se repetiu pelo menos mais três vezes até o início da fase transgressiva que deu origem aos depósitos siliciclásticos da Formação Cujupe.

## 8 CONCLUSÕES

Na praia da Baronesa, local de estudo deste trabalho, afloram rochas siliciclásticas e carbonáticas pertencentes a Formação Alcântara de idade Cretácea. Esta falésia é composta por dolomitos esbranquiçados, que foram estudados neste trabalho, pelitos avermelhados a esverdeados e arenitos também avermelhados. As camadas de dolomitos e pelitos, compõem ciclos de raseamento ascendente, cada ciclo inicia-se com pelitos e terminam com dolomitos. Os arenitos neste afloramento, ocorrem apenas na base do perfil e possuem granulometria fina a média, com estratificação cruzada complexa e laminação cruzada cavalgante subcrítica entre os *foresets*. Os pelitos são laminados a maciços com granulometria entre argila e silte em proporções não determinadas. Já os dolomitos são tabulares, contínuos lateralmente e caracterizados principalmente pelas laminações estromatolíticas. Localmente são maciços e exibem porosidade fenestral, feições microcársticas preenchidas por marga, gretas de contração e bioturbações. Em termos microbiais, os corpos tabulares que os dolomitos formam, são chamados de biostroma.

Foram descritas no estudo dos dolomitos microbiais, quatro microfácies carbonáticas, são elas: *dolomudstone* maciço, *dolomudstone* com laminações irregulares e crenuladas, *dolomudstone* com laminações onduladas/enrugadas e dolomicrosparito com laminação irregular. No geral as microfácies são muito semelhantes entre si, com constituintes em comum como dolomita microcristalina, peloides, grãos terrígenos e raros componentes bioclasticos. Sendo a textura, a principal diferença entre essas microfácies.

Em termos de icnofósseis, foram descritos seis tipos. São eles *Palaeophycus tubularis* descritas como tubos horizontais a sub-horizontais, preservados tanto em epirrelevo como em hiporrelevo positivo; *Phycodes* cf. *circinatus* que são caracterizados como escavações em séries de tubos cilíndricos sub-horizontais a horizontais dispostos em feixe; *Taenidium* cf. *barretti*, definidos como tubos horizontais, cilíndricos, retilíneos com preenchimento em forma de menisco, sem parede ou lineação; *Thalassinoides suevicus*, que formam galerias horizontais a levemente inclinadas, intensamente ramificadas e sem ornamentação; *Thalassinoides* isp. que são reconhecidos pelo conjunto de escavações horizontais, verticais e inclinadas que geralmente estão conectadas, com ramificações em forma de Y; e *Rhizocorallium* isp. descritos como tubos não ramificados com orientação oblíqua variável, com escavações curtas a alongadas, retas, em forma de arco ou em U.

Essa assembleia icnofossilífera foi definida como pertencente a icnofácies *Cruziana*, sendo esta, típica de ambientes marinhos rasos. Logo, pode-se inferir que o contexto paleoambiental em que os icnofósseis foram produzidos se traduz em um ambiente lagunar raso com taxa de sedimentação moderada, períodos de exposição subaérea, moderada salinidade e variações locais na taxa de nutrientes disponíveis. Além disso, o fato dos icnofósseis ocorrerem somente no topo das camadas de dolomito sugere que variações sazonais podem ter controlado a ocupação do substrato. Períodos de intenso influxo de material terrígeno e de água doce pode ter inibido a proliferação de organismos no fundo do lago. A diminuição da coluna d'água, o aumento da salinidade e a precipitação de carbonato biogênico (microbial) possibilitou a ocupação do substrato por organismos detritívoros marinhos.

## REFERÊNCIAS

- Aguiar G.A. 1971. Revisão geológica da bacia Paleozóica do Maranhão. *In: SBG, 25, Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Anais [...], v.3, p. 113-122.*
- Aitken J.D. 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**: 1163-1178.
- Amorim K.B. & Angélica R.S. 2011. Mineralogia e geoquímica da ocorrência de *palygorskita* de Alcântara, bacia de S. Luís-Grajaú, Maranhão. *Cerâmica*, **57** (344): 483-490.
- Anaisse Jr., Truckenbrodt W., Rossetti D. 2001. Fácies de um sistema estuarino-lagunar no Grupo Itapecuru, área de Açailândia/MA, Bacia do Grajaú. *In: Rossetti D. F., Góes A. M., Truckenbrodt W. (eds.) O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú.* Belém. p.119- 150.
- Aranha L.G.F., Lima H.P., Souza J.M.P., Makino R.K. 1990. Origem e Evolução das Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. *In: Raja Gabaglia G.P. & Milani E.J. (eds.) Origem e evolução de bacias sedimentares,* Petrobrás, p. 221-233.
- Araújo K.C.O. 2011. Lenhos de coníferas do Mesocretáceo do norte do Maranhão, Brasil. *Rev. Bras. Paleontol.* **14** (1):29-38, jan. /abr. 2011.
- Arvidson R.S. & MacKenzie F.T. 1999. The dolomite problem; control of precipitation kinetics by temperature and saturation state. *American Journal of Science*, **299**: 257–288.
- Asmus H.E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. *In: DNPM. Geologia do Brasil, texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000.* Brasília, DF, p. 443-472.
- Azevedo R.P. 1991. *Interpretation of a deep seismic reflection profile in the Pará–Maranhão Basin.* *In: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2º Congresso Internacional, Salvador–BA, Anais[...], p. 661-666.*
- Bahniuk A.M. 2013. *Coupling organic and inorganic methods to study growth and diagenesis of modern microbial carbonates, Rio de Janeiro State, Brazil: implications for interpreting ancient microbialite facies development.* PhD Thesis. ETHZ, Zurich, 169 pp.
- Baker P.A. & Kastner M. 1981. Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science* **213**, 214–216.
- Basan P.B. & Scott R.W. 1979. Morphology of *Rhizocorallium* and associated traces from the Lower Cretaceous Purgatoire Formation, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **28**: 5–23.
- Bertrand-Sarfati J. 1976. An attempt to classify Late Precambrian stromatolite microstructure. *In: Walter M.R. (ed.) Stromatolites.* Amsterdam, Elsevier, p. 251-259. (Developments in Sedimentology, 20).
- Bontognali T.R.R., Vasconcelos C., Warthmann R.J., Bernasconi S.M., Dupraz C., Strohmenger C.J., McKenzie J.A. 2010. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology*, **57**: 824-844.
- Braga J.C., Martin J.M., Riding R. 1995. Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelfbasin transect, Miocene, SE Spain. *Palaios*, **10**:347–361.

- Bromley R.G. 1996. *Trace fossils: biology, taphonomy and applications*. 2nd ed. XVI. Routledge, 361 p.
- Bromley R.G. & Ekdale A.A. 1984. Trace fossil preservation in flint in the European chalk. *Journal of Paleontology*, v.**58**: 298–311.
- Buatois L.A. & Mángano M.G. 1993. Trace fossils from a Carboniferous turbiditic lake: implications for the recognition of additional nonmarine ichnofacies. *Ichnos*, **2**:237-258.
- Buatois L.A. & Mángano M.G. 2002a. Trace fossils from Carboniferous floodplain deposits in western Argentina: implications for ichnofacies models of continental environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **183**:71-86.
- Buatois L.A. & Mángano M.G. 2011. *Ichnology: interações organismo-substrato interações in space and time*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Buatois L.A., Mángano M.G., Aceñolaza F. 2002b. Trazas Fósiles. Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico. *Museo paleontológico Egidio Feruglio*, Trelew, 382 p.
- Burne R.V. & Moore L.S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic communities. *Palaios*, **2**:241-254.
- Burne S.J., McKenzie J.A., Vasconcelos C. 2000. Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentary Geology* **47**: 49–61.
- Campbell D.F. 1949. *Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão basin*. Rio de Janeiro, CNP. (Rel, interno).
- Carmona N.B., Buatois L.A., Mángano M.G. 2004. The trace fossil record of burrowing decapod crustaceans: evaluating evolutionary radiations and behavioural convergence. In: Webby B.D., Mángano M.G., Buatois L.A. (eds.). *Trace fossils in evolutionary palaeoecology: fossils & strata*, **51**:141–153.
- Carvalho I.S. & Gonçalves R.A. 1994. Pegadas de dinossauros Neocretáceas da Formação Itapecuru, Bacia de São Luís (Maranhão, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **66** (3): 279-292.
- Carvalho I.S. 1994a. Contexto tafonômico das pegadas de terópodes da Praia da Baronesa (Cenomaniano, Bacia de São Luís). In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, *Boletim*[...], v. **3**, p. 211-212.
- Carvalho I.S. 1994b. A icnofauna dinossauriana do Cretáceo superior da bacia de São Luís (Praia da Guia): Contexto paleoambiental e aspectos paleoecológicos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **66** (1): 120.
- Carvalho I.S. 1994c. As ocorrências de icnofósseis de vertebrados na bacia de São Luís, Cretáceo Superior, estado do Maranhão. In: 3º Simpósio do Cretáceo do Brasil, Rio Claro, *Boletim*[...], p. 119-122.
- Carvalho I.S. 1995. As pistas de dinossauros da Ponta da Guia (Bacia de São Luís, Cretáceo superior-Maranhão, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67** (4): 413-431.
- Carvalho I.S. 2000. Bacias intracratônicas do Nordeste do Brasil. In: Brito I.M. (ed.). *Geologia histórica*. Belo Horizonte, Universidade Federal de Uberlândia, p. 115-140.

- Carvalho I.S. 2001. Pegadas de dinossauros em depósitos estuarinos (Cenomaniano) da Bacia de São Luís (MA), Brasil. In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (coord.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 264p. p.223-233. (Coleção Friedrich Katzer).
- Carvalho I.S. 2004. Dinosaur footprints from Northeastern Brazil: Taphonomy and environmental setting. *Ichnos*, **11**: 311-321.
- Carvalho M.S.S. & Silva V.G. 1992. Ocorrência de escamas de *Lepidotes* (Pisces) na Formação Itapecuru, Cretáceo da Bacia de São Luís, Estado do Maranhão, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64** (4): 419.
- Castanier S., Métayer-Levrel G.L., Perthuisot J.P. 1999. Ca-carbonates precipitation and limestone genesis – the microbiogeologist point of view. *Sedimentary Geology* **126**: 9–23.
- Chen Z.Q., Fraiser M.L., Bolton C. 2012. Early Triassic trace fossils from Gondwana Interior Sea: implications for ecosystem recovery following the end-Permian mass extinction in south high-latitude region. *Gondwana Research*, **22**: 238–255.
- Cunha F.M.B. 1968. *Fotointerpretação da Bacia de São Luís, Maranhão*. Belém, DNPM/CPRM. v.16.
- Cunha J.A.O., Sousa D.C., Córdoba V.C. 2019. Evolução estratigráfica dos depósitos cretáceos da porção norte da Bacia de São Luís – Grajaú (NE do Brasil). *Revista do Instituto de Geociências - USP Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, **19** (2): 115-170.
- D'Alessandro A. & Bromley R. G. 1987. Meniscate trace fossil and the *Muensteria* – *Taenidium* problem. *Paleontology*, **30** (4): 743-763.
- Dissanayake A. & Ishimatsu A. 2011. Osmoregulatory ability and salinity tolerance in several decapod crustaceans (Palaemonidea & Penaeidae) of the East China Sea. *Plankton Benthos Res.*, **6** (3): 135-140.
- Droser M.L. & Bottjer D.J. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric. Research methods papers. *Journal of Sedimentary Research*, **56**(4): 558-559, Jul.
- Dunagan S.P. & Driese S.G. 1999. Control of terrestrial stabilization on Late Devonian palustrine carbonate deposition; Catskill Magnafacies, New York, USA. *Journal of Sedimentary Research* **69** (3): 772-783.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W.E. (ed.). *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 108-112.
- Dutra M.F.A., Malabarba M.C. 2001. Peixes do Albiano-Cenomaniano do Grupo Itapecuru no estado do Maranhão, Brasil. In: Rossetti D., Góes A., Truckenbrodt W. (org.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. 1ed. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, v. 1, p. 191-208.
- Ekdale A.A. 1992. Muckraking and mudslinging: the joys of deposit feeding. In: Maples C.G. & West R.R. (eds.). *Trace fossils*. p. 145-171. (Paleontological Society Short Course, v.5).
- Ekdale A.A. & Mason T.R. 1988. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, **16**: 720-723.

- Fairchild T.R. & Sanchez E.A.M. 2015. Microbialitos no Brasil: panorâmica de ocorrências e guia de caracterização morfológica. In: Fairchild T. R., Rohn R. & Dias-Brito D. *Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao recente: um atlas*. 1ª ed. Rio de Janeiro, UNESPetro, v. 1, p. 10-20.
- Fillion D. & Pickerill R.K. 1984. *Systematic ichnology of the Middle Ordovician Trenton Group, St. Lawrence Lowland, eastern Canada. Maritime Sediments and Atlantic Geology*. Vol **20**
- Fillion D. & Pickerill R.K. 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographic Canadian* **7**:1-119
- Fontaneta G.T. 2012. *Dolomitização e fosfogênese na Formação Bocaína, Grupo Corumbá (Ediacarano)*. Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências. 148p.
- Frey R.W. & Howard J.D. 1985. Trace fossils from the Panther Member, Star Point Formation (Upper Cretaceous), Coal Creek Canyon, Utah: *Journal of Paleontology*, **59**:370–404.
- Freytet P. & Plaziat J.C. 1982. *Continental carbonate sedimentation and pedogenesis—Late Cretaceous and early Tertiary of southern France*. Stuttgart e Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nachfolger von G. Fischer) [S.l.], Purser B.H. (ed.), 213p. (Contributions to Sedimentology 12).
- Fürsich F.T. 1974. Ichnogenus rhizocorallium. *Paläontologische Zeitschrift* **48**: 16–28.
- Guimarães Netto R., Ramos K.S., Sedorko D. 2020. Aplicações da icnologia na paleoecologia. In: Sedorko D. & Francischini H. (orgs.). *Icnologia: interações entre organismos e substratos*. Curitiba, Editora CRV, Cap 4. p. 75-90.
- Given R.K. & Wilkinson B.H. 1987. Dolomite abundance and stratigraphic age; constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation. *Journal of Sedimentary Petrology* **57**: 1068–1078
- Góes A.M. & Rossetti D.F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: Rossetti D. F., Góes A. M., Truckenbrodt W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 15-30.
- Góes A.M. & Feijó F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, **8** (1):57-67.
- Grey K. & Awramik S.M. 2020. *Handbook for the study of stromatolites and related structures*. Geological Survey of Western Australia, 290 p. (Bulletin 147).
- Han Y. & Pickerill R. K. 1994. *Phycodes templus* isp. nov. from the Lower Devonian of northwestern New Brunswick, eastern Canada. *Atlantic Geology*, **30**: 37-46.
- Hanken N.M., Uchman A., Nielsen J.K., Olausson S. 2016. Late Ordovician Trace Fossils from Offshore to Shallow Water Mixed Siliciclastic and Carbonate Facies in the Ringerike Area, Oslo Region, Norway. *Ichnos*, **23** (3-4):189-221
- Hardie L. A. 2003. Secular variations in Precambrian seawater chemistry and the timing of Precambrian aragonite seas and calcite seas. *Geology*, **31**: 785–788.

- Hips K., Haas J., Poros Z., Kele S., Budai T. 2015. Dolomitization of Triassic microbial mat deposits (Hungary): origin of microcrystalline dolomite. *Sedimentary Geology*, **318**: 113-129.
- Hofmann H.J. 1969. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley Groups. *Geological Survey of Canada*, paper (68-69):1-77.
- Höhn A., Tobschall H.J., Maddock J.E.L. 1986. Biogeochemistry of a hyper-saline lagoon east of Rio de Janeiro Brazil. *Science of the Total Environment* **58**: 175–185
- Holland H.D. & Zimmermann H. 2000. The dolomite problem revisited. *International Geology Review* **42**: 481–490.
- Howard J.D. & Frey R.W. 1975. Regional animal-sediment characteristics of Georgia estuaries. *Senckenbergiana maritima*, **7**: 33-103.
- Howard J.D. & Frey R.W. 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequence, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**: 200-219.
- Hu A., Shen A., Yang H., Zhang J., Wang X., Yang L., Meng S. 2019. Dolomite genesis and reservoir-cap rock assemblage in carbonate-evaporite paragenesis system. *Petroleum Exploration and Development*, **46**(5): 969-982.
- Kalkowsky E. 1908. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Dtsch. Geol. Ges.*, **60**:68-125.
- Kamola D.L. 1984. Trace fossils from marginal-marine facies of the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation (Upper Cretaceous), east-central Utah: *Journal of Paleontology*, **58**: 529–541.
- Keighley D.G. & Pickerill R.K. 1997. Systematic ichnology of the Mabou and Cumberland groups (Carboniferous) of western Cape Breton Island, eastern Canada, 1: burrows, pits, trails, and coprolites: *Atlantic Geology*, **33**:181–215.
- Keighley D.G. & Pickerill R.K. 1994. The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium*. *Palaeontology*, **37**:305–337.
- Keighley D.G. & Pickerill R.K. 1995. The ichnotaxa *Palaeophycus* and *Planolites*: historical perspectives and recommendations. *Ichnos*, **3**: 301-309.
- Klein V.C. & Ferreira C.S. 1979. Paleontologia e estratigrafia de uma fácies estuarina da Formação Itapecuru, Estado do Maranhão. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **51**:523-533.
- Knaust D. 2013. The ichnogenus *Rhizocorallium*: Classification, trace maker, palaeoenvironments and evolution. *Earth-Science Reviews*, **126**: 1-47.
- Land L.S. 1998. Failure to precipitate dolomite at 25 degrees C from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years. *Aquatic Geochemistry* **4**: 361–368.
- Lima H.P., Aranha L.G.F., Feijó F.J. 1994. *Bacias de Bragança–Viseu, São Luís e Gráben de Ilha Nova*. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, **8** (1):111-116
- Lima M.R. 1990. Estudo palinológico de sedimentos da Bacia de Icó, Cretáceo do Estado do Ceará, Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências (USP)*, **21**: 35-46.

- Lima R.D. & Rossetti D.F. 2001. Análise Faciológica e sequencial de depósitos de delta de baía (Neocretáceo), leste da Bacia de Grajaú, MA. *In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (eds.). O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém, MPEG, p.151-174.
- Lisboa M.A.R. 1937. The Permian geology of Northern Brazil. *The American Journal of Science*, New Haven, Ser. 4th, 211: 425-443.
- Lowenstein T.K., Hardie L.A., Timofeeff M.N., Demicco R.V. 2003. Secular variation in seawater chemistry and the origin of calcium chloride basinal brines. *Geology* **31**, 857–860.
- MacEachern J.A., Pemberton S.G., Gingras M.K., Bann K.L., Dafoe L.T. 2007. Uses of trace fossil in genetic stratigraphy. *In: Miller III W. (ed.). Trace fossils: concepts, problems, prospects*. Amsterdam, Elsevier, p. 110 – 134.
- MacEachern J.A., Stelck C.R., Pemberton S.G. 1999. Marine and marginal marine mudstone deposition: Paleoenvironmental interpretations based on the integration of ichnology, palynology and foraminiferal paleoecology, in Bergman K.M., and Snedden J.W., eds., *Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic and Sedimentologic Interpretation: SEPM*, Special Publication **64**: 205–225.
- Martinsson A. 1970. Toponomy of trace fossils. *In: Crimes T.P. & Harper J.C. (eds.). Traces Fossils*. Geol. Jour., (Special Issue): 323-330.
- Medeiros M.A. & Schultz C.L. 2001. Uma paleocomunidade de vertebrados do Cretáceo Médio, Bacia de São Luís. *In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (Coord.) O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p.209-221.
- Meister P., McKenzie J.A., Bernasconi S.M., Brack P. 2013. Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. *Sedimentology*, **60**: 270-291.
- Melchor R.N., Genise J.F., Miquel S.E. 2002. Ichnology, sedimentology and paleontology of Eocene calcareous paleosols from a palustrine sequence, Argentina. *Palaaios*, **17**(1): 16-35.
- Miller M.F. & Smail S.E. 1997. A Semiquantitative Field Method for Evaluating Bioturbation on Bedding Planes: *Palaaios*, **12** :397–396.
- Moraes-Santos H.M., Melo C.C.S., Toledo P.M., Rossetti D.F. 2001. Ocorrência de Pleurodira na Formação Alcântara (Albiano-Cenomaniano), Bacia de São Luís, MA. *In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (coord.) O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 264 p, p.235-244.(Coleção Friedrich Katzer).
- Moreira N.F., Walter L.M., Vasconcelos C., McKenzie J.A., Mccall P.J. 2004. Role of sulfide oxidation in dolomitization: sediment and porewater geochemistry of a modern hypersaline lagoon system. *Geology*, **32**: 701–704.
- Mussa D., Carvalho I.S., Martins F.J.C., Zuccoloto M.E. 2000. *Paradoxopteris* Hirmer, 1927. O caule de *Weichselia* Stiehler, 1857. Presente no Cretáceo da bacia de São Luís, Estado do Maranhão, Brasil. *Revista Universidade de Guarulhos*, **6**: 60-70.
- Myrow P.M. 1995. Thalassinoides and the enigma of Early Paleozoic open-framework burrow systems: *Palaaios*, v. **10**: 58-74.
- Nascimento M.S. & Góes A.M. 2007. Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luís-Grajaú, norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **37** (1): 1-15, mar.

- Oliveira P.E. 1958. Sobre a idade do calcário de Ponta Grossa, estado do Maranhão. *Divisão de Geologia e Mineralogia, Notas preliminares e Estudos*, Rio de Janeiro, (107): 1-5, est. 1.
- Paz J.D.S. & Rossetti D.F. 2001. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. *In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (eds.). O Cretáceo na Bacia de São Luís–Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p.77- 100.
- Pedrão E. & Rossetti D.F. 1995. Afloramento da praia de São Marcos (Formação Itapecuru, Bacia de São Luís): *estudos de fácies litológicas e palinológicas*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES (comunicação interna).
- Pedrão E., Arai M., Carvalho I.S., Santos M.H.B. 1993. Palinomorfos da Formação Itapecurú – análise palinológica de uma amostra de superfície da Ponta do Farol, município de São Luís (MA). *In: 13º Congresso Brasileiro de Paleontologia, São Leopoldo, Resumos[...]*, p. 61.
- Pedrão E. & Correa Martins F. J. 1999. Palinoestratigrafia de um afloramento da Formação Itapecuru (Bacia do Parnaíba) em Rosário, Estado do Maranhão: Correlações Cronoestratigráficas. *An. Acad. Bras. Ci.*, **71**: (4-1)
- Pemberton S.G., MacEachern J.A., Frey R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. *In: Walker R.G. & James N.P. (eds.) Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, Geoscience Canada*, p. 47-72. (Reprint Series 4).
- Petri S. & Fúlvaro V.J. 1983. *Geologia do Brasil*. São Paulo, T.A. Queiroz, USP, 631p.
- Platt N.H. 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W. Cameros Basin, N. Spain: *Sedimentology*, **36**: 665–684
- Preiss W.V. 1976. Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. *In: Walter M.R. (ed.). Stromatolites*. Amsterdam, Elsevier, p. 5-13. (Developments in Sedimentology, 20).
- Price L.I. 1947. Sedimentos mesozóicos na baía de São Marcos, estado do Maranhão. *Divisão de Geologia e Mineralogia, Notas preliminares e Estudos*, Rio de Janeiro, (40): 1-7, est. 1-3.
- Price L.I. 1960. Dentes de Theropoda num testemunho de sondagem no estado do Amazonas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **32** (1): 79-84.
- Riding R. 1991. Classification of microbial carbonates. *In: Riding R. (ed.) Calcareous algae and stromatolites*. Berlim, Springer-Verlag, p.20-51.
- Riding R. 2011. The nature of stromatolites: 3,500 million years of history and a century of research. *In: Reitner J., Queric N.V., Arp G. (eds.). Advances in stromatolite geobiology*. Berlim, Springer- Verlag, p. 29-74. (Lecture Notes in Earth Sciences, 131).
- Rodrigues T.L.N., Lovato O.G., Caye B.R. 1990. Contribuição à estratigrafia da Folha São Luís (SA.23-Z-A) / MA. *In: SBG, 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Anais[...]*, v. **1**, p. 124-135.
- Romero G. R. 2015. *Geobiologia de microbialitos do Ediacarano da Faixa Paraguai e do sul do Cráton Amazônico (MS e MT): implicações paleoambientais, paleoecológicas e estratigráficas*. PhD Theses, Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, 287 p.

- Rossetti D.F. 2001a. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. *In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (eds.). O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém, MPEG, p.31-46.
- Rossetti D.F. 2001b. Evidência de atividade sísmica sinsedimentar em depósitos cretáceos da Bacia de São Luís-Grajaú. *In: Rossetti D.F., Góes A. M., Truckenbrodt W. (eds.). O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém, MPEG, p.47-66.
- Rossetti D.F. 1996. *Facies analysis and sequence stratigraphic significance of the Upper Itapecuru Formation, São Luís Basin, Northern Brazil*. PhD Theses, University of Colorado, 203p.
- Rossetti D.F. 1997. Facies analysis of the Lower Succession of the Upper Itapecuru Formation, São Luís Basin, northern Brazil. *In: Costa M.L. & Angélica R.S. (eds.). Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém, FINEP/SBG-NO, v. 1, p. 241-284.
- Rossetti D.F. 1999. Soft-sediment deformational structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidences for paleoseismicity. *Sedimentology*, **46**: 1065-1081.
- Rossetti D.F. & Góes A.M. 2003. Caracterização paleoambiental de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú: modelo de delta fluvial influenciado por tempestade. *Rev. Bras.Geociências*, **33** (3): 299-312.
- Rossetti D.F. & Truckenbrodt W. 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário (?) na Bacia de São Luís, Maranhão. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi-Série Ciências da Terra*, **9**: 29-41.
- Savrda C.E & Bottjer D.J. 1986. Trace fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom Waters. *Geology*, **14**: 3-6.
- Scholle P.A. & Ulmer-Scholle D.S. 2003. *A Color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis*. Tulsa, Oklahoma, 459p. (AAPG Memoir, 77).
- Scott J.J., Renaut R.W., Buatois L.A., Owen R.B. 2009. Biogenic structures in exhumed surfaces around saline lakes: an example from Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **272**:176- 198.
- Seilacher A. 1964. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, **3**: 253 – 256
- Seilacher A. 2000. Ordovician and Silurian arthropycid ichno-stratigraphy. *In: Sola M.A. & Worsley D. (eds) Geological exploration in Murzuk basin*. Amsterdam, Elsevier, p 237–258.
- Sena W.A.O., Pinto E.S., Reis L.N., Telis D.L., Furtado G.R., Oliveira Neto P.C., Soares J.L. 2018. *Iconofósseis em dolomitos lacustres da Formação Alcântara, região de Alcântara, Maranhão*. *In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. Paleontologia, Bioestratigrafia e Paleoambiente*, v. 1, p. 1378.
- Shinn A.E. 1983. Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. *Journal of Sedimentary Research*, **53** (2): 619-628.

- Smith J.J., Hasiotis S.T., Kraus M.J. 2008. *Naktodemasis boweni*: new ichnogenus and ichnospecies for adhesive meniscate burrows (AMB), and paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Paleontology*, **82**: 267-278
- Soares Jr A.V., Costa J.B.S., Hasui Y. 2008. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: Três fases distensivas. *Revista Geociências*, **27** (4): 427-437.
- Squires R.L. & Advocate D.M. 1984. Meniscate burrows from Miocene lacustrine-fluvial deposits, Diligencia Formation, Orocopia Mountain, southern California: *Jour. Paleontology*, v. **58**(2): 593-597.
- Srivastava N. 2004. Estromatólitos. In: Carvalho I.S. Paleontologia. Rio de Janeiro, *Editora Interciência*, p. 171-191.
- Thabet R., Ayadi H., Koken M., Leignel V. 2017. Homeostatic responses of crustaceans to salinity changes. *Hydrobiologia*, **799**: 1-20.
- Tucker M.E. 1991. *Sedimentary petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks*, 2nd ed. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, Paris, Berlin, Vienna, Blackwell Scientific, viii + 260 p.
- Uchman A. 1992. Ichnogenus *Rhizocorallium* in the Paleogene flysch (outer western Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica* **43**: 57-60.
- Van Lith Y., Vasconcelos C., Warthmann R., Martins J.C.F., McKenzie J.A. 2002. Bacterial sulfate reduction and salinity: two controls on dolomite precipitation in Lagoa Vermelha and Brejo do Espinho (Brazil). *Hydrobiology*, **485**: 35-49.
- Van Lith Y., Warthmann R., Vasconcelos C., McKenzie J.A. 2003. Sulphate-reducing bacteria induce low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation. *Geobiology*, **1**: 71-79.
- Vasconcelos C. & McKenzie J.A. 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research*, **67** (3): 378-390.
- Vasconcelos C., McKenzie J.A., Bernasconi S., Grujic D., Tien A.J. 1995. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature* **377**: 220-222.
- Vaz P.T., Rezende N.G.A.M., Filho J.R.W. 2007. Travassos W.A.S. Bacia do Parnaíba – Cartas Estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **15**(02): 253-263.
- Vilas-Bôas I. & Carvalho I.S. 2001. Répteis marinhos (mosasauria e plesiosauria) do Cretáceo Superior da Bacia de São Luís (Maranhão, Brasil). In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (coord.) *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 264p. p.223-233. (Coleção Friedrich Katzer).
- Warren J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution, and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, **52**: 1-81.
- Warthmann R., Van Lith Y., Vasconcelos C., McKenzie J.A., Karpoff A.M. 2000. Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments. *Geology*, **28**: 1091-1094.

Wright D. 1999. The role of sulfate-reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region South Australia. *Sedimentary Geology*, **126**:147–157.

Yanin B.T. & Baraboshkin E.Yu. 2013. *Thalassinoides* burrows (Decapoda dwelling structures) in Lower Cretaceous sections of southwestern and central Crimea. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **21**: 39–49.