



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 568**

**TRAÇOS FÓSSEIS DE CRUSTÁCEOS DA FORMAÇÃO  
PIRABAS, MIOCENO DA PLATAFORMA BRAGANTINA,  
NE DO PARÁ**

**Dissertação apresentada por:**

**MEIREANNY DE ALBUQUERQUE GONÇALVES**  
**Orientador: Prof. Dr. Orangel Antonio Aguilera Socorro (UFF)**  
**Coorientador: Joelson Lima Soares (UFPA)**

---

**BELÉM  
2019**

**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)**

---

D278t Gonçalves, Meireanny de Albuquerque  
Traços fósseis de crustáceos da Formação Pirabas, mioceno da Plataforma Bragantina,  
NE do Pará. / Meireanny de Albuquerque Gonçalves. — 2019.  
xiii, 65 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Orangel Antonio Socorro Aguilera  
Coorientador(a): Prof. Dr. Joelson Lima Soares  
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e  
Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Formação Pirabas. 2. Traços fósseis. 3. Microfácies carbonáticas. 4. Mioceno. 5.  
Piritização. I. Título.

CDD 551.787

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**TRAÇOS FÓSSEIS DE CRUSTÁCEOS DA FORMAÇÃO  
PIRABAS, MIOCENO DA PLATAFORMA BRAGANTINA,  
NE DO PARÁ**


**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR  
MEIREANNY DE ALBUQUERQUE GONÇALVES**

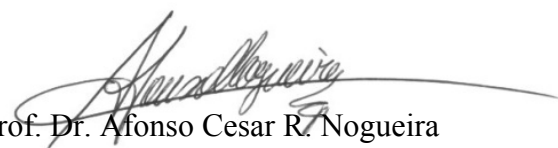
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOLOGIA, linha de pesquisa ANÁLISE DE BACIAS SEDIMENTARES**

**Data de Aprovação: 16 / 09 / 2019**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. Dr. Orangel Antonio Aguilera Socorro  
Orientador – UFF

  
Prof. Dr. Rafael Costa da Silva  
Membro – CPRM

  
Prof. Dr. Afonso Cesar R. Nogueira  
Membro – UFPA

Dedico este trabalho aos meus pais, irmão e noivo  
pelo amor e apoio incondicional.

## AGRADECIMENTOS

À Deus, por me ajudar a superar os obstáculos.

Aos meus pais, pelo apoio incondicional nos momentos mais importantes.

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e o programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura.

Ao apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Ao Professor Dr. Orangel Aguilerra por aceitar me orientar, por suas contribuições enriquecedoras e pela confiança que nem mesmo a distância pode abalar.

Ao meu amigo prof. Dr. Joelson Lima Soares por me co-orientar e por toda ajuda, dedicação, confiança e paciência durante a elaboração da dissertação. Assim como, o apoio, companheirismo e amizade construída ao longo desse tempo.

Ao prof. Dr. Afonso César Nogueira por suas contribuições, críticas e discussões sobre este trabalho.

Ao Dr. Guilherme Raffaeli Romero pelas contribuições, correções e discussões.

Aos meus amigos Deivison Abreu e Leonardo Negrão pela ajuda durante o tratamento de dados das análises de difração de raio X.

À Joelma, do Laboratório de Laminação da UFPA, pela confecção de lâminas. A equipe do Laboratório de Microanálise da UFPA, pelo auxílio na análise de MEV. A equipe do Laboratório de caracterização mineral da UFPA pela ajuda nas análises de difração de Raios-X.

Aos meus companheiros de pós-graduação e do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED), Raiza, Alexandre, Roberto, Jr. Moura, Ailton, Isabella, Jully e Bia pelo apoio e ajuda nas horas de dúvidas, durante a elaboração do documento e por compartilharem os bons momentos durante esse período.

Finalmente, agradeço a todos aqueles que contribuíram direta ou indiretamente para a conclusão deste trabalho, Obrigada!!

Quanto mais aumenta nosso conhecimento,  
mais evidente fica nossa ignorância.  
*John F. Kennedy*

## RESUMO

Os depósitos miocenos da Formação Pirabas apresentam em seu conteúdo fossilífero registros de crustáceos decápodes pertencentes à epifauna e infauna. Estes organismos também são assinalados pela presença de icnofósseis que permitem a discriminação das principais atividades realizadas durante a construção destas escavações. As descrições das microfácies em associação com as principais ocorrências de traços fósseis na Formação Pirabas permitiram maiores interpretações sobre a distribuição e comportamento dos crustáceos decápodes, assim como as principais condições de salinidade, batimetria e oxigenação do paleoambiente. As microfácies carbonáticas descritas são *mudstone*, *wackstone* maciço com equinodermas, *packstone* rico em foraminíferos e moluscos, *grainstone* com terrígenos e algas, *bafflestone* com briozoário e terrígenos, *packstone/wackstone* com laminação plano-paralela, *packstone/grainstone* com foraminíferos e *rudstone* com fragmentos de moluscos. Os principais icnogêneros descritos são *Thalassinoides*, *Gyrolithes* e *Sinusichnus* individualizados em seis icnoespécies tais como *Thalassinoides suevicus*, *Thalassinoides paradoxicus*, *Thalassinoides isp.*, *Gyrolithes dravexi*, *Gyrolithes krameri* e *Sinusichnus sinuosos*. Esta icno-assembleia apresenta características típicas da icnofácies Cruziana composta principalmente por construções predominantemente horizontalizadas de habitação (*domichnia*) e alimentação (*fodinichnia*) produzidas sob condições de energia que variam de níveis moderados a baixos. A quantificação da bioturbação permitiu a distinção de três icnofábricas denominadas icnofábrica *Gyrolithes*, icnofábrica *Sinusichnus* e icnofábrica dominada por *Thalassinoides* cujos índices de bioturbação variam entre  $ii=2$ , com taxas de 10-15% até  $ii=4$  cujas taxas são de 35-65%. Estes índices indicam o aumento progressivo da intensidade da bioturbação desde a associação de *tidal flat*, laguna até a associação de barreira bioclástica. As análises petrográfica, MEV (Microscópio eletrônico de varredura), EDS (Espectroscopia de energia dispersiva) e DR-X (Difração de raio-X) indicaram diferentes composições no preenchimento dos traços compatíveis com microambientes reduzidos comprovados também pela presença de concreções de pirita e siderita, interpretados como reflexos da interação de microorganismos com a matéria orgânica e a redução do sulfato disponível dentro e no entorno das escavações.

Palavras-chave: Mioceno. Traços fósseis. Microfácies carbonáticas. Formação Pirabas.

## ABSTRACT

The Miocene deposits of the Pirabas Formation present in their fossil records decapods crustaceans of epifauna and infauna. These organisms marked by the presence of ichnofossils that allow the discrimination of the main activities carried out during the construction of these bioturbation. Descriptions of the microfacies in association with the main occurrences of fossil traits in the Pirabas Formation allowed greater interpretations on the distribution and behavior of decapod crustaceans, as well as the main salinity, bathymetry and oxygenation conditions of the paleoenvironment. The described microfacies are *mudstone*, massive *wackestone* with echinoderms, *packstone* rich in foraminifera and mollusks, *grainstone* with terrigenous and algae, *bafflestone* with bryozoan and terrigenous, *packstone / wackestone* with flat lamination, *packstone / grainstone* with foraminifera and *rudstone* with fragments of mollusks. The main ichnogenus described are *Thalassinoides*, *Gyrolithes* and *Sinusichnus* individualized in six icnoespecies *Thalassinoides suevicus*, *Thalassinoides paradoxicus*, *Thalassinoides isp*, *Gyrolithes dravexi*, *Gyrolithes krameri*, and *Sinusichnus sinuosos*. This trace assembly presents characteristics typical of the Cruziana icnofacies composed mainly of predominantly horizontal buildings of housing (*domichnia*) and food (*fodinichnia*) produced under energy conditions ranging from low to moderate levels. The quantification of bioturbation allowed the distinction of three icnofábrica denominated icrofábrica *Gyrolithes*, icnofábrica *Sinusichnus* and icnofábrica dominated by *Thalassinoides* whose rates of bioturbation vary between  $ii = 2$ , with rates of 10-15% up to  $ii = 4$  whose rates are of 35-65%. These indices indicate the progressive increase of bioturbation intensity from the association of tidal flat, laguna to the association of bioclastic barrier. Petrographic analysis, SEM (Scanning Electron Microscope), EDS (Dispersive Energy Spectroscopy) and DR-X (X-ray Diffraction) indicated different compositions in the filling of the trace compatible with reduced microenvironments also proven by the presence of pyrite concretions. and siderite, interpreted as a reflection of the interaction of microorganisms with organic matter and the reduction of available sulfate in and around excavations.

Key words: Miocene. Trace fossils. Carbonate microfacies. Pirabas Formation.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1-Mapa de localização do nordeste do estado do Pará com as principais regiões onde foram descritos os traços fósseis da Formação Pirabas..... 3
- Figura 2-Toponímia dos traços fósseis. Fonte: Segundo Rindsberg (2012). ..... 5
- Figura 3-Representação das cartas para avaliação semiquantitativa da distribuição de bioturbações nas camadas e os seus respectivos índices de icnofábrica. (A) distribuição vertical do índice de icnofábrica. (B) e (C) representação do índice de icnofábrica em planos de acamamento. Fonte: Segundo (Miller & Smail 1997, Droser & Bottjer 1986)..... 6
- Figura 4-Distribuição das icnofácies arquetípicas que mostram a relação do comportamento dos traços fósseis e sua relação com a batimetria. Fonte: Modificado por Gingras *et al.* (2011) de Seilacher (1967)..... 7
- Figura 5-Mapa de localização das principais bacias sedimentares e da Plataforma Bragantina no norte do Brasil onde ocorrem os mais expressivos depósitos do Mioceno. Fonte: Segundo Rossetti (2006). ..... 10
- Figura 6-Coluna litoestratigráfica da região nordeste do Estado do Pará, Plataforma Bragantina. Fonte: Modificado de Rossetti *et al.* (2001, 2013). ..... 11
- Figura 7-Representação da configuração dos continentes durante o Mioceno e as principais rotas de dispersão dos crustáceos decápodes indicadas pelas setas maiores com o número de gêneros e os padrões de circulação dados pelas setas menores. Fonte: Segundo Feldmanni & Schweitzer 2006. .... 13
- Figura 8-Mapa de localização da área de estudo. (A) Mapa simplificado da América do Sul com ênfase para a Plataforma Bragantina, ao nordeste do estado do Pará. (B) Em destaque os principais perfis, onde foram descritos os traços fósseis da Formação Pirabas. .... 19
- Figura 9-Perfis estratigráficos da Formação Pirabas com destaques para as principais microfácies sedimentares e traços fósseis das sucessões estudadas. (A) Perfil localizado na Mina B17. (B) Perfil pertencente à praia de Atalaia. (C) Perfil correspondente a comunidade de Aricuru, município de Maracanã. .... 21

Figura 10-Micrófacies da Formação Pirabas. (A) Camadas de *mudstone* e *dolomudstone* na praia do Atalaia, município de Salinópolis. (B) *Dolomudstone* maciço com poro em fratura. (C) Grãos de quartzo preenchendo bioturbações em *dolomudstone*. (D) e (E) *Wackestone* com presença de equinodermas (Eq), gastrópodes (Gt), briozoários (Bz), e poros moldicos (Pm). (F) *Grainstone* com equinodermas (Eq), gastropodes (Gt), algas vermelhas (Av), bioclastos indiferenciados (Bi). (G) *Packstone* com foraminíferos (Fr), equinodermas (Eq), algas vermelhas (Av). (H) Microfácies *packstone/wackestone*. (I) Briozoário e foraminífero que ocorrem na microfácies *rudstone*. .....25

Figura 11-Traços fósseis da Formação Pirabas. (A) *Gyrolithes davreuxi* na microfácies *packstone/wackestone* na mina B17, município de Capanema. (B) Esquema representando a morfologia do icnogênero *Gyrolithes* e os principais cortes em planta encontrados no campo. (C) *Gyrolithes davreuxi* na seção X-X<sup>1</sup>. (D) Composição do preenchimento de *Gyrolithes davreuxi* rico em calcita microcristalina. (E) *Gyrolithes davreuxi* na seção Y-Y<sup>1</sup>. (F) *Gyrolithes krameri*. (G) Porções do preenchimento com presença de piratas octaédricas. ....28

Figura 12-Traços fósseis da Formação Pirabas. (A) *Thalassinoides suevicus* com as galerias horizontais que ocorre em *rudstone* na Praia do Atalaia, município de Salinópolis. (B) Detalhe do padrão hexagonal formado pelas galerias de *T. suevicus*. (C) *Thalassinoides suevicus* preenchido por bioclastos, Bz=briozoários, Bv=bivalves e Av= algas verdes. (D) e (E) *Thalassinoides paradoxicus* que ocorre em *dolomudstone* na praia do Atalaia em padrão de irregular *boxwork*. (F) Detalhe para preenchimento de *Thalassinoides paradoxicus* preenchido por material rico em fragmentos de bioclastos no contato com o *dolomudstone*. (G) *Thalassinoides paradoxicus* que ocorre em *packstone/wackestone* na mina B17, município de Capanema. ....30

- Figura 13-Traços fósseis da Formação Pirabas. (A) *Thalassinoides paradoxicus* totalmente pritzado. (B) Imagem de MEV de tubos de *Th. paradoxicus* com presença de cristais de piratas com hábito dodecaédricos preenchendo os túneis. (C) Presença de troncos nas camadas onde ocorrem *Thalassinoides paradoxicus*. (D) e (E) Cimentações ferrosas formadas ao redor dos *Thalassinoides isp.* em camada de *mudstone*, note as saídas verticais (*shafts*) no topo da camada. Praia do Atalaia, município de Salinópolis. (F) Fotomicrografia mostrando o preenchimento rico em hematita siderita e ankerita. (G) Imagem de MEV em ES indicando a presença de pirita em meio a matriz rica em hematita. (H) Imagem de MEV mostrando piratas framboidais que ocorrem no centro dos *shafts*. ..... 33
- Figura 14-Traços fósseis da Formação Pirabas. (A) *Sinusichnus sinuosus* em camada de *mudstone*, localidade de Aricuru, município de Primavera. (B) Note a presença de spreiten retrusivo nos *Sinusichnus*. (C) Fotomicrografia mostrando preenchido por calcita microcristalina e quartzo. (D) Amostra o padrão em meandrante maze de *Sinusichnus sinuosus*. ..... 35
- Figura 15-Principais icnofábricas da Formação Pirabas e sua distribuição ao longo dos perfis. .... 37
- Figura 16-Interpretação do paleoambiente de plataforma carbonática e a distribuição dos principais traços fósseis produzidos por crustáceos decápodes da Formação Pirabas ao longo dos subambientes..... 41
- Figura 17-Modelo diagenético proposto para a preservação de traços fósseis da Formação Pirabas. .... 45

## SUMÁRIO

|   |      |
|---|------|
| <b>DEDICATÓRIA</b> .....  | iv   |
| <b>AGRADECIMENTOS</b> .....   | v    |
| <b>EPIGRÁFE</b> .....   | vi   |
| <b>RESUMO</b> .....   | vii  |
| <b>ABSTRACT</b> .....   | viii |
| <b>CAPITULO 1 INTRODUÇÃO</b> .....  | 1    |
| 1.1 APRESENTAÇÃO.....   | 1    |
| 1.2 OBJETIVOS.....  | 2    |
| 1.3 LOCALIZAÇÃO.....  | 3    |
| <b>CAPITULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....   | 4    |
| 2.1 ICNOLOGIA SISTEMÁTICA.....  | 4    |
| 2.2 ICNOFÁBRICA .....   | 5    |
| 2.3 ICNOFÁCIES.....   | 6    |
| 2.4 ANÁLISE PETROGRAFICA .....  | 7    |
| 2.5 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X .....   | 8    |
| 2.6 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV/EDS). .....  | 8    |
| <b>CAPITULO 3 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....   | 9    |
| 3.1 CONTEXTO TECTÔNICO.....   | 9    |
| 3.2 PLATAFORMA BRAGANTINA.....  | 9    |
| 3.3 FORMAÇÃO PIRABAS.....   | 11   |
| <b>CAPITULO 4 REGISTROS DE CRUSTÁCEOS DECÁPODES NO MIOCENO</b> .....  | 13   |
| 4.1 FÓSSEIS E ICNOFÓSSEIS DE CRUSTÁCEOS DECAPÓDES E SEU SIGNIFICADO.....  | 13   |
| <b>CAPITULO 5 TRAÇOS FÓSSEIS DE CRUSTÁCEOS DECÁPODES, MIOCENO DA FORMAÇÃO PIRABAS: PALEOAMBIENTE E DIAGÊNESE.</b> ..... | 15   |
| 5.1 INTRODUÇÃO.....   | 16   |

|  |           |
|--|-----------|
| 5.2 GEOLOGIA REGIONAL .....                            | 17        |
| 5.3 MATERIAIS E MÉTODOS.....                           | 19        |
| 5.4 MICROFÁCIES CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO PIRABAS ..... | 20        |
| 5.5 ICNOTAXONOMIA.....                                 | 26        |
| 5.6 ICNOFÁBRICA .....                                  | 36        |
| 5.7 DISCUSSÃO .....                                    | 38        |
| <b>5.7.1 Paleoambiente .....</b>                       | <b>38</b> |
| <b>5.7.2 Diagênese .....</b>                           | <b>42</b> |
| 5.8 CONCLUSÕES .....                                   | 46        |
| <b>REFERÊNCIAS .....</b>                               | <b>49</b> |

## CAPITULO 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO

Os depósitos miocenos pertencentes à Formação Pirabas, porção leste da Plataforma Bragantina, nordeste do Pará, são constituídos por calcários ricamente fossilíferos e indicam a ocupação do substrato por invertebrados bentônicos constituídos por moluscos, briozoários, corais (Maury 1925, Ramalho *et al.* 2015, 2017, White 1887), foraminíferos (Muricy *et al.* 2016, Petri 1957), crustáceos (Beurlen, 1958a), equinoides (Santos 1958, 1967), peixes (Santos & Travassos 1960), sirênídeos (Couto 1967); ostracodes (Nogueira & Nogueira 2017) entre outros (Távora *et al.* 2007, Aguilera & Paes 2012, Aguilera *et al.* 2013, 2017a,b). Dentro da extensa discussão sobre a fauna da Formação Pirabas estão as pesquisas voltadas para a descrição dos crustáceos decápodes de Beurlen (1958a), Brito (1971,1972,1977), Martins Neto (2001, 2005), Távora *et al.* (2002, 2005) e Aguilera *et al.* (2013) que indicam a presença de um paleoambiente com águas rasas (Beurlen 1958a, Góes 1990, Rossetti & Góes 2004, Tavorá *et al.* 2002) e lagoas marginais com áreas de mangue protegidas (Aguilera *et al.* 2013).

A bibliografia existente sobre a carcinofauna desta unidade registra a presença de famílias da epifauna (Portunidae, Lecosiidae, Grapsidae, Phartenopidae, Callapidae, Xanthidae, Galatheidae e Ocypodidae) e da infauna (Calassinidae) (Aguilera *et al.* 2013, Beurlen 1958a, Brito 1971, 1972, 1977, Martins Neto 2001, 2005, Távora *et al.* 2002, 2005). Os principais produtores de bioturbação são atribuídos aos gêneros da infauna que na Formação Pirabas são representados pelos gêneros *Uca* e *Neocallichirus* (Aguilera *et al.* 2013, Martins Neto 2001, 2005). Contudo, poucos estudos fazem referências ao conteúdo icnofossilífero produzido por meio da atividade destes organismos com destaque para Fernandes & Assis (1980) e Távora & Silva Jr. (2002) que descrevem a presença dos icnogêneros *Thalassinoides* e *Gyrolithes* classificados como icnitos de habitação (*Domichnia*) pertencentes à icnofácies *Glossifungites*. Entretanto, as questões relacionadas as interpretações que estes icnofósseis revelam sobre a etologia dos crustáceos, interações com o substrato e forma de preservação são pouco exploradas deixando em aberto importantes discussões sobre o paleoambiente, principalmente referente às condições de salinidade, oxigenação e batimetria (Gingras *et al.* 2011, MacEachern *et al.* 2005, 2007a,b, MacEachern & Gingras 2007, Pemberton *et al.* 1982, Pemberton & Wightman 1992, Savrda & Bottjer 1989).

O presente trabalho trata sobre o estudo sistemático dos principais traços fósseis produzidos por crustáceos decápodes e seu significado, além da análise geoquímica e descrição de concreções carbonáticas e ferruginosas que ocorrem associadas a estes traços fósseis na Formação Pirabas. Os traços fósseis foram contextualizados nas fácies sedimentares pertencentes aos depósitos de lagoas costeiras marginais e manguezais permitindo ampliar a discussão sobre as principais interpretações paleoambientais.

## 1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal da pesquisa é a descrição e identificação de traços fósseis para interpretações de parâmetros estratigráficos, paleoambientais e diagenéticos documentados nos depósitos da Formação Pirabas.

Os objetivos específicos são:

- 1) Identificar as assembleias de traços fósseis;
- 2) Entender as variações de distribuição e quantificação da bioturbação nestes depósitos com intenção de tecer conclusões a respeito do paleoambiente deposicional.
- 3) Discutir as questões diagenéticas relacionadas à presença de concreções no entorno dos traços fósseis.

### 1.3 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na região norte do Brasil, ao nordeste do estado do Pará. Os perfis descritos ocorrem nos municípios de Salinópolis (praia do Atalaia), Capanema (mina B17) e na comunidade de Aricuru que faz parte do município de Maracanã. Eles apresentam boas exposições tanto nas paredes da mina de calcário de Capanema quanto ao longo de falésias na zona costeira e possuem traços fósseis bem preservados nas rochas carbonáticas (Figura 1).

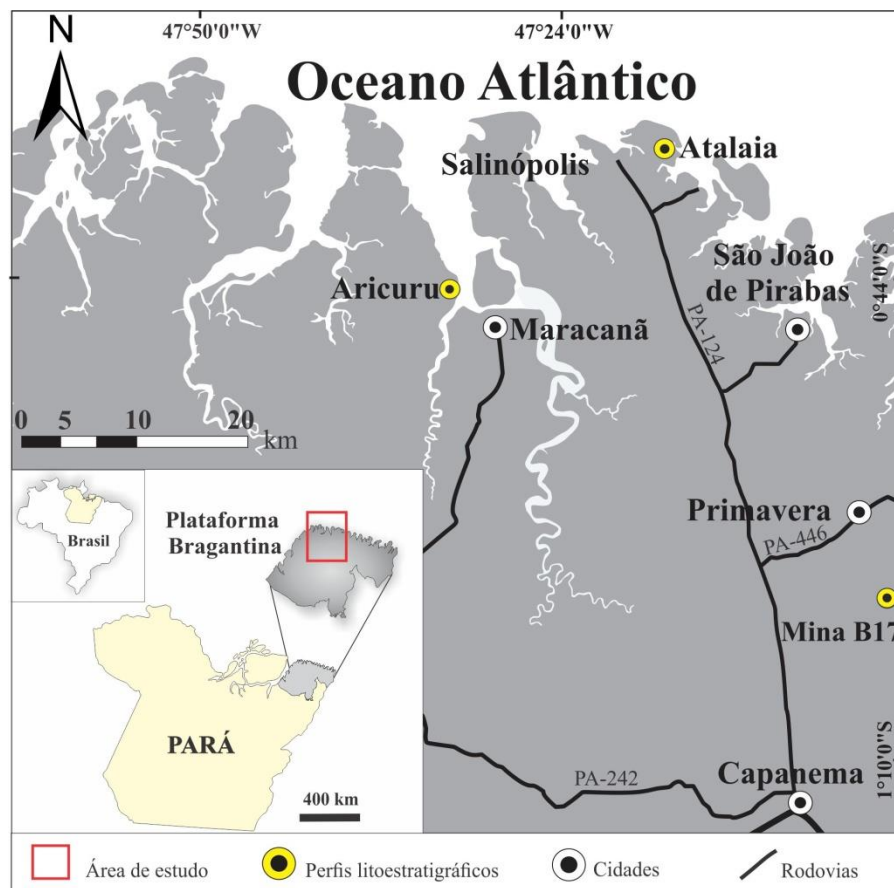


Figura 1-Mapa de localização do nordeste do estado do Pará com as principais regiões onde foram descritos os traços fósseis da Formação Pirabas.



## CAPITULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS.

Para a elaboração deste trabalho foram realizados trabalhos de campo (Figura 1) onde os principais traços fósseis foram medidos, descritos e fotografados. Posteriormente, foram classificados e comparados com os icnogêneros já descritos para a Formação Pirabas. Sete amostras contendo traços fósseis foram coletadas e armazenadas no Laboratório de Sedimentologia da Universidade Federal do Pará sob a sigla ICGEO 209-217. Essas amostras auxiliaram nas descrições morfológicas e foram usadas na confecção de lâminas delgadas para descrições microscópicas do preenchimento dos icnofósseis e das principais microfácies. Entretanto, alguns traços fósseis foram descritos e fotografados somente em campo devido à impossibilidade de coleta.

### 2.1 ICNOLOGIA SISTEMÁTICA

Devido à grande diversidade de estruturas biogênicas existentes e às variadas formas etológicas que os organismos produtores apresentam foram estabelecidas regras de nomenclatura que levam em consideração a sistemática do traço fóssil (icnosistemática) (Bertling *et al.* 2006). As principais classificações para as estruturas biogênicas podem ser: 1) toponômica, de acordo com a relação de contraste com o material do substrato; 2) etológica, de acordo com a função biológica; 3) sistemática, conforme a morfologia; 4) biológica, de acordo com a relação do produtor (Rindsberg 2012). Para a classificação toponômica utilizou-se os conceitos de Martinson (1970) que divide os traços fósseis em: *Epichniais* quando localizados no topo da camada, *Endicniais* quando ocorrem dentro da camada, *Hipicniais* na base da camada e *Exicniais* quando na parte mediana da camada menos resistente (geralmente pelitos) sem contato com as superfícies laterais (Figura 2).

Na classificação icnotaxonomica utilizou-se as feições morfológicas dos traços fósseis baseadas em icnotaxobases (Bromley 1990, 1996) que permitiram as principais classificações de icnogêneros e icnoespécies. A icnotaxobase é uma característica morfológica distintiva de um traço fóssil que apresenta uma variabilidade significativa facilmente interpretável (Bromley 1990, 1996) como forma geral, tipo de parede ou revestimento, ramificação, material de preenchimento e presença ou ausência de *spreite* (Bertling *et al.* 2006, Buatois & Mángano 2011, Knaust 2012). A taxonomia dos traços fósseis (ou icnotaxonomia) segue as normas do ICZN (Código Internacional de Nomenclatura Zoológica; Bertling *et al.* 2006). Na identificação dos principais icnogêneros equivalentes que estão presentes na Formação Pirabas utilizou-se o trabalho de Knaust (2012), que baseado na hierarquia das principais

icnotaxobases elaborou chaves de nomenclatura que facilitaram a identificação de icnogêneros.

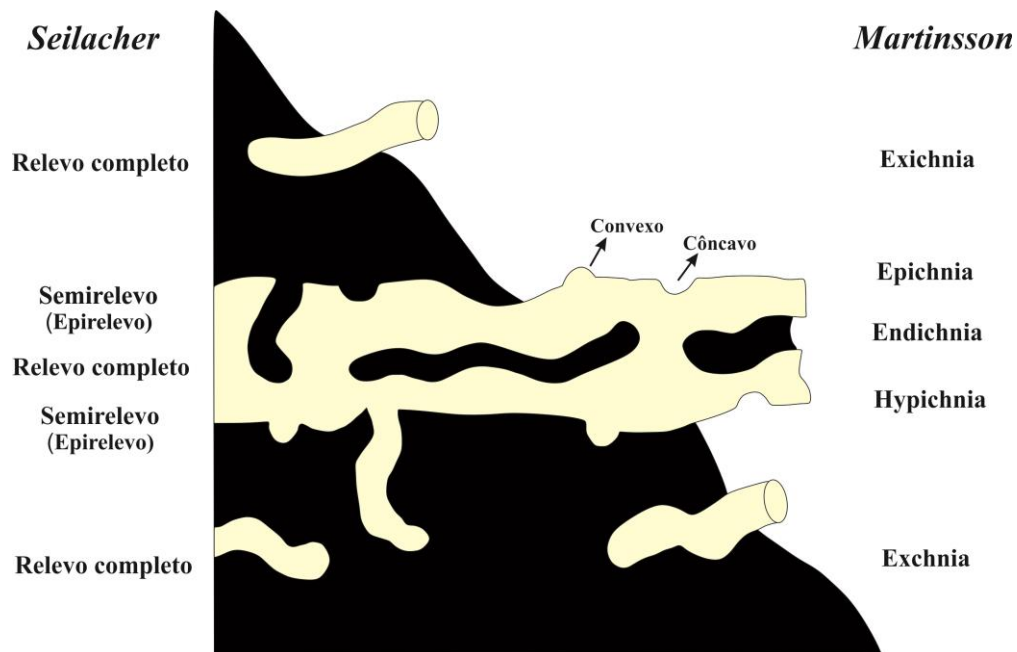


Figura 2-Toponímia dos traços fósseis. Fonte: Segundo Rindsberg (2012).

A classificação etológica foi utilizada para analisar o comportamento dos organismos produtores dos traços fósseis (Seilacher, 1964) que atualmente estão subdivididos em cerca de 13 grupos etológicos considerados os mais relevantes sendo estes: *Agrichnia* (cultivo), *Chemichnia* (quimosimbióticos), *Cubichnia* (repouso), *Calichnia* (nidificação), *Digestichnia* (digestão), *Domichnia* (habitação), *Ecdysichnia* (muda), *Fixichnia* (fixação/ancoragem), *Fodinichnia* (alimentação), *Pascichnia* (pastagem), *Fugichnia* (escape), *Praedichnia* (predação), e *Repichnia* (locomoção) (Rindsberg 2012, Vallon *et al.* 2016).

## 2.2 ICNOFÁBRICA

Devido à variação na quantidade de traços fósseis nas camadas de rochas carbonáticas da Formação Pirabas foram utilizados métodos semiquantitativos para estimar a intensidade da bioturbação. Para o reconhecimento da icnofábrica utilizam-se as relações transversais dos traços fósseis que auxiliam na reconstrução de relações de profundidade das camadas onde eles estão preservados (Bottjer & Droser 1991, Taylor & Goldring 1993). A quantificação do índice de icnofábrica seguiu as classificações propostas por Droser & Bottjer (1986) e Miller & Smail (1997) que são métodos semiquantitativos para estimar o grau de perturbação das camadas, assim como a densidade de traços fósseis por unidade de área através de índices de icnofábrica (ii) (Figura 3). Apesar de ambos os métodos terem a mesma finalidade, a principal

diferença reside no fato do método de Droser & Bottjer (1986) ser utilizado para uma análise vertical cujos valores e dos índices de icnofábrica nas camadas variam desde  $ii=1$ , não bioturbada, ( $ii=2$ ) 1–10% de bioturbação, ( $ii=3$ ) 10–40% de bioturbação, ( $ii=4$ ) 40–60% de bioturbação, ( $ii=5$ ) 60–100% de bioturbação até ( $ii=6$ ) >100% de bioturbação. Enquanto que o método de Miller e Smail (1997) leva em consideração uma análise em planta cujos índices de icnofábrica ( $ii$ ) variam entre 1 e 5, sendo:  $ii=1$ , não bioturbado;  $ii=2$ , 0-10% bioturbado;  $ii=3$ , 10-40% bioturbado;  $ii=4$ , 40-60% bioturbado;  $ii=5$ , 60-100% bioturbado. Além disso, Miller & Smail (1997) fornecem diagramas com padrões e formas de distribuições de bioturbação com diversidade de tamanho.

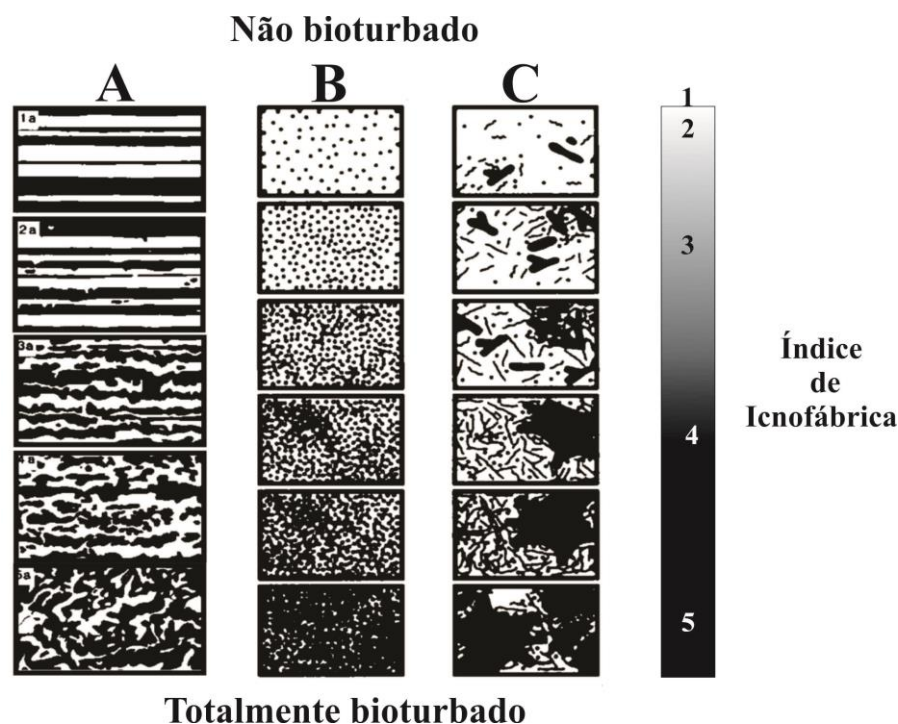


Figura 3-Representação das cartas para avaliação semiquantitativa da distribuição de bioturbações nas camadas e os seus respectivos índices de icnofábrica. (A) distribuição vertical do índice de icnofábrica. (B) e (C) representação do índice de icnofábrica em planos de acamamento. Fonte: Segundo (Miller & Smail 1997, Droser & Bottjer 1986).

### 2.3 ICNOFÁCIES

A icnofácies reúne traços fósseis e icnofábrica produzidas em um mesmo contexto, de acordo com os fatores que controlam a distribuição de seus produtores (Netto 2001, Carvalho & Fernandes 2004). Desta forma, após as análises da icnologia sistemática e icnofábrica, os traços fósseis presentes na Formação Pirabas foram agrupados em icnofácies. De acordo com os trabalhos de Seilacher (1967), Pemberton *et al.* (1992), MacEachern *et al.* (2010) e Gingras *et al.* (2011) as icnofácies são construções conceituais baseadas na

identificação das características chaves compartilhadas por diferentes icnocenosos de uma ampla gama de idades formadas sob um conjunto similar de condições ambientais. As icnocenosos são estruturas de bioturbação que ocorrem comumente em associações e que refletem as atividades bentônicas dos membros de uma biocenose (Fernandes *et al.* 2002). Atualmente são consideradas cerca de 13 icnofácies (Figura 4) denominadas de *Scoyenia*, *Mermia*, *Coprinisphaera*, *Trypanites*, *Entobia*, *Gnathichnus*, *Teredolites*, *Glossifungites*, *Psilonichnus*, *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos* e *Nereites* (Buatois & Mangano 2011, Gingras *et al.* 2011).

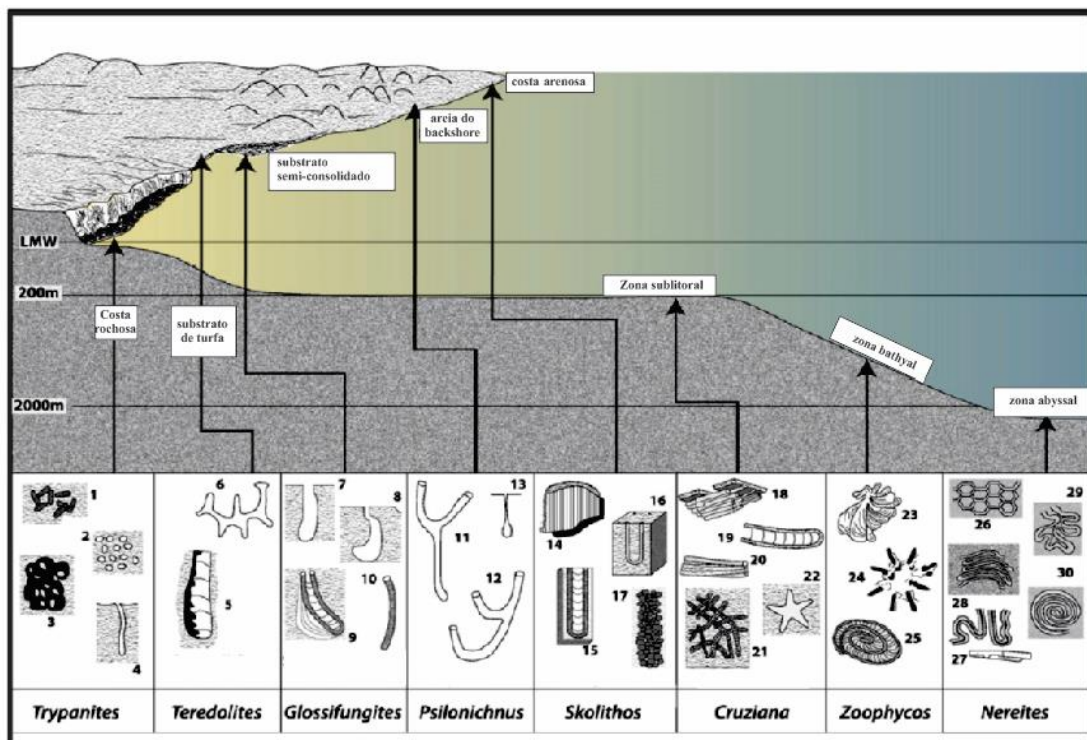


Figura 4-Distribuição das icnofácies arqueotípicas que mostram a relação do comportamento dos traços fósseis e sua relação com a batimetria. Fonte: Modificado por Gingras *et al.* (2011) de Seilacher (1967).

## 2.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Através da análise petrográfica foram descritos os principais constituintes mineralógicos que compõem as microfácies carbonáticas e o preenchimento dos traços fósseis. Foram confeccionadas 15 seções delgadas das rochas carbonáticas que possibilitaram a visualização e descrição dos constituintes tanto da rocha circundante quanto dos traços fósseis. Estas seções foram avaliadas quantitativamente através da contagem de 300 pontos (Galehouse, 1971). Na análise qualitativa foram utilizadas técnicas de tingimento com um combinado de Alizarina Vermelha S e ferrocianeto de potássio. A solução 1, com a Alizarina Vermelha S, foi feita com uma concentração de 0,2g/100ml de 1,5% de ácido clorídrico,

enquanto a solução 2, com o ferrocianeto de potássio, foi feita com uma concentração de 2g/100ml de 1,5% de ácido clorídrico (Adams *et al.* 1984). As lâminas petrográficas foram mergulhadas na mistura das duas soluções para distinguir entre dolomita ferrosa (verde pálido) e não-ferrosa (incolor) e calcita ferrosa (azul a malva) e não-ferrosa (vermelho).

## 2.5 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Para determinar a composição dos sedimentos carbonáticos mais finos foi utilizada a difração de raios-X (Flügel 2004, Scholle & Scholle 2003). Através do método do pó (Rocha total) que quantificou a mineralogia que compõe os traços fósseis e as rochas circundantes. As amostras foram pulverizadas em gral de ágata e posteriormente colocadas em porta amostra específico para análise do método de *back-loading* que evita sensivelmente o efeito de orientação preferencial utilizando-se um difratômetro X'Pert MPDPRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ( $\lambda=1,5406$ ). As análises foram realizadas no Laboratório de Caracterização Mineral da Universidade Federal do Pará (LCM - UFPA). Posteriormente, foram identificadas as fases mineralógicas com o auxílio do *software High Score Plus*, versão 4.5 da Panalytical, através da comparação dos resultados com as fichas do banco de dados PDF-2 (*Powder Diffraction File*) do *International Center on Diffraction Data* (ICDD).

## 2.6 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV/EDS).

A microscopia eletrônica de varredura foi realizada no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências (IG) da UFPA. A caracterização do material foi realizada através de imagens de elétrons secundários e retroespalhados juntamente com análises de EDS (energy dispersive spectroscopy). Os equipamentos utilizados foram um MEV Zeiss modelo SIGMA VP, com EDS IXRF modelo Sedona-SD acoplado, pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido em contrato de comodato para a UFPA. As condições de operação foram: corrente do feixe de elétrons = 80  $\mu$ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 8,5 mm, tempo de contagem para análise dos elementos = 30 s. Para isso, foram utilizadas cinco amostras metalizadas com carbono da marca Quorum e modelo Q150T-ES e quatro laminas delgadas metalizadas com ouro da marca Emitech e modelo K550X.

## **CAPITULO 3 GEOLOGIA REGIONAL.**

### **3.1 CONTEXTO TECTÔNICO.**

Os depósitos miocenos do Brasil possuem ampla distribuição na margem equatorial brasileira, onde destacam-se a Bacia da Foz do Amazonas, Bacia Pará-Maranhão e Bacia de Barreirinhas, no nordeste do Pará e litoral do Maranhão e são representados pelas formações Pirabas e Barreiras (Góes *et al.* 1990, Góes & Rossetti 2001, Tatum *et al.* 2008). As principais ocorrências dos depósitos da Formação Pirabas estão nos estados do Pará, Maranhão e Piauí, enquanto os da Formação Barreiras se estendem ao longo de uma estreita faixa na zona litorânea que vai do Pará ao Rio de Janeiro (Bezerra *et al.* 2015, Rossetti 2001, Rossetti 2006, Távora *et al.* 2010). Eles ocorrem em diferentes contextos estruturais e estão particularmente bem expostos no norte da Bacia de São Luís, centro-leste da sub-bacia de Cameté, porção leste do Sistema de *Graben* do Marajó, na Bacia de Bragança-Vizeu, e nas plataformas Bragantina e do Pará localizadas ao norte do Brasil (Rossetti 2006).

A gênese destas bacias está vinculada aos processos de estiramento litosférico relacionado com a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, iniciado no Eocretáceo cujo controle estrutural é dado por falhas normais NW-SE inclinadas para NE e falhas transcorrentes NE-SW que funcionaram como zonas de transferência durante a separação da América do Sul e o Continente Africano (Azevedo 1991, Costa *et al.* 1993, Góes & Rossetti 2001, Távora *et al.* 2010). Os processos tectônicos que atuaram foram efetivos não só durante o tempo da fragmentação principal, mas permaneceram ativos durante o Cretáceo e o Cenozoico (Costa *et al.* 1993, 1996, 2002, Costa & Hasui 1997, Rossetti 2006).

### **3.2 PLATAFORMA BRAGANTINA**

A Plataforma Bragantina localiza-se ao norte do Brasil e corresponde à porção do embasamento que permaneceu relativamente estável durante o Cenozóico entre as movimentações que ocorreram a oeste na Plataforma do Pará, a leste na Bacia Bragança-Vizeu, ao norte na Bacia do Pará-Maranhão e ao sul nas bacias do Amazonas e Grajaú (Figuras 1 e 5). (Rossetti 2001, Rossetti 2006, Rossetti *et al.* 2013, Tatum *et al.* 2008). A deposição sobre a Plataforma Bragantina consiste exclusivamente em depósitos cenozoicos formados a partir do Oligo-Mioceno em áreas do embasamento emersas e submersas que

permaneceram tectonicamente estáveis entre as bacias sedimentares nos episódios de tectônica distensiva (Azevedo 1991, Rossetti & Góes 2004, Rossetti 2006, Tatumi *et al.* 2008).

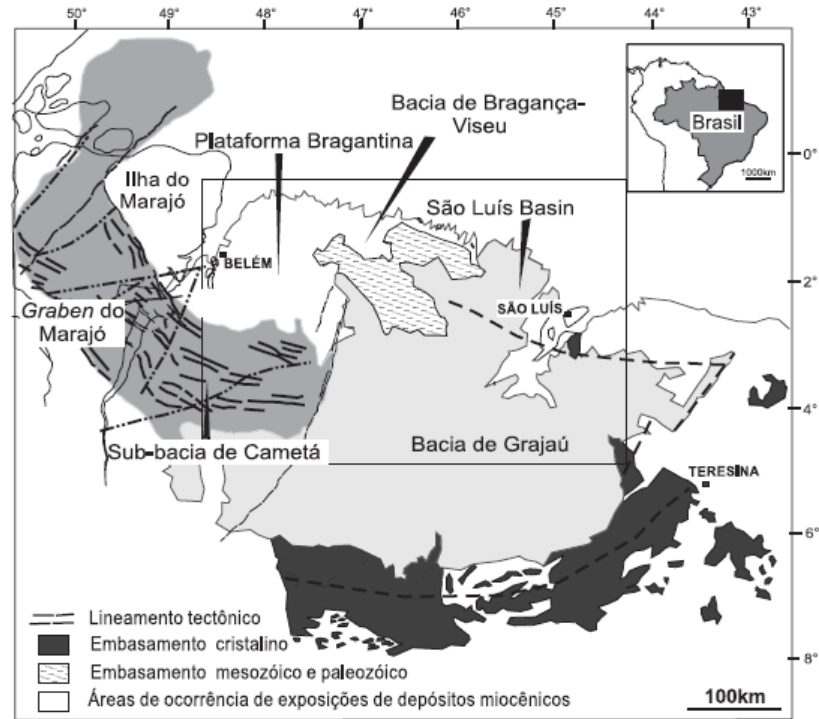


Figura 5-Mapa de localização das principais bacias sedimentares e da Plataforma Bragantina no norte do Brasil onde ocorrem os mais expressivos depósitos do Mioceno. Fonte: Segundo Rossetti (2006).

A Plataforma Bragantina é composta por três sequências deposicionais (sequências A, B e C) que ocorrem sobrepostas e em discordância erosiva sobre as rochas cretáceas do Grupo Itapecuru e sotoposta por uma cobertura laterítica do Mioceno superior (Rossetti, 2001). Na Sequência A é caracterizada pelos depósitos da Formação Pirabas e a porção inferior da Formação Barreiras. Na Sequência B estão principalmente os registros das porções média a superior da Formação Barreiras, enquanto que na Sequência C ocorrem os sedimentos Pós-Barreiras (Rossetti 2001, Rossetti *et al.* 2013) (Figura 6).

| IDADE           | SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL | UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA | NÍVEL DO MAR |         |
|-----------------|------------------------|----------------------------|--------------|---------|
|                 |                        |                            | ← Alto       | Baixo → |
| Pli-Pleistoceno | C                      | Pós-Barreiras              | ?            | ?       |
| MIOCENO         | MESO                   | Paleossolo laterítico      |              |         |
|                 |                        | Formação Barreiras         |              |         |
|                 | EO                     | Formação Barreiras         |              |         |
| Neo Oligoceno   | A                      | Formação Pirabas           |              |         |
| Paleogeno       |                        | Paleossolo laterítico      |              |         |
| Cretáceo        |                        | Grupo Itapecuru            |              |         |

Figura 6-Coluna litoestratigráfica da região nordeste do Estado do Pará, Plataforma Bragantina. Fonte: Modificado de Rossetti *et al.* (2001, 2013).

### 3.3 FORMAÇÃO PIRABAS

Os primeiros trabalhos referentes aos depósitos da Formação Pirabas são de Ferreira Pena (1876) e White (1887) que indicaram a presença de rochas calcárias fossilíferas na foz do Rio Pirabas (Ferreira 1966, Ferreira *et al.* 1978, Ferreira *et al.* 1984, Maury 1925, Petri 1957). Entretanto, foi Maury (1925) quem fez as principais descrições da fauna destes depósitos e a sua correlação com as unidades litoestratigráficas sincrônicas da região Caribeana, propondo formalmente a denominação Formação Pirabas. O diverso e abundante conteúdo fossilífero desta formação permitiu o estabelecimento da idade Oligoceno Superior - Mioceno Inferior principalmente pela presença do gastrópode *Orthaulax pugnax* (Ferreira, 1982) e de foraminíferos (Fernandes 1984, Ferreira *et al.* 1984, Fernandes & Távora 1990, Petri 1957). Entretanto, algumas datações baseadas em moluscos bivalves (Fernandes & Távora 1989), ostrácodes (Nogueira *et al.* 2011), palinórfos (Leite *et al.* 1997, Leite 2004) e foraminíferos planctônicos e bentônicos (Távora & Fernandes 1999) indicaram como idade mais plausível Mioceno Inferior.

Os depósitos carbonáticos da Formação Pirabas afloram principalmente na região litorânea do nordeste do Pará e ocorrem ao longo da costa norte brasileiro entre os estados do Pará e Piauí (Rossetti *et al.* 2013). O seu conteúdo fossilífero compreende uma grande



diversidade representada por vertebrados e macro e micro invertebrados dos quais os mais comuns são bivalves, gastrópodes, foraminíferos, ostrácodes, equinodermos, cnidários, briozoários, crustáceos, escafópodes e poríferos, assim como peixes, sirênios e répteis, além de fragmentos de matéria orgânica vegetal (Beurlen 1958a, Costa *et al.* 2004, Ferreira 1970, Fernandes 1984, Góes *et al.* 1990, Leite *et al.* 1997a,b, Couto 1967, Santos 1958, 1967, Santos & Travassos 1960, Toledo & Donming 1989, Távora *et al.* 2010, 2015). Os microfósseis de invertebrados mais abundantes são bivalves e gastrópodes abrangendo aproximadamente 324 espécies (Távora *et al.* 2004, 2010), enquanto que os microfósseis mais comuns consistem principalmente de foraminíferos e ostracodes apresentando mais de 100 espécies distintas (Nogueira & Feijó 2016). Os vertebrados são representados por peixes ósseos, tubarões e arraias, além de ocorrências locais de répteis (Aguilera *et al.* 2014, 2017a,b, Costa *et al.* 2004). De acordo com Leite (2004), a paleoflora da Formação Pirabas também é diversa, os grãos de pólen correspondem principalmente a 91 espécies de angiospermas, com subordinados esporos de pteridófitas e briófitas.

A Formação Pirabas possui um arranjo de fácies constituído por biocalcirruditos estratificados e não-estratificados, margas, calcilutitos e biohermitos cujas principais estruturas sedimentares estão representadas por laminação plano-paralela, acamamento heterolítico e ondulado tipo *linsen*; e as principais estratificações são cruzadas de baixo-ângulo e *hummocky*, além da ocorrência de marcas onduladas simétricas (Goes *et al.* 1990, Rossetti *et al.* 2013). Petrograficamente, estas rochas carbonáticas são classificadas em microfácies carbonáticas como: *wackestones–packstones* fossilíferos, *grainstone–rudstones* fossilíferos, *floatstones–mudstones* e dolomitos neomorfizados (Rossetti & Góes 2004, Rossetti 2006).

O arranjo deposicional da Formação Pirabas evidência o padrão geral progradacional pela superposição de fácies de plataforma aberta por fácies progressivamente mais costeiras associadas a sistema deposicional contendo ilhas barreiras (Góes *et al.* 1990). A fauna de invertebrados indica a influência de águas quentes e límpidas com deposição em plataforma interna durante os eventos de tempestades episódicas (Rossetti *et al.* 2013). A análise de fácies indica que o paleoambiente na plataforma interna era composto por depósitos de *tidal flats* e laguna (rasa e profunda) enquanto que na plataforma interna intermediária ocorrem depósitos de *tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal* formando ciclos de raseamento ascendente de alta frequência (Amorim 2016, Góes *et al.* 1990, Nogueira & Nogueira 2017, Rossetti & Góes 2004, Rossetti *et al.* 2013).

## CAPÍTULO 4 REGISTROS DE CRUSTÁCEOS DECAPÓDES NO MIOCENO

### 4.1 FÓSSEIS E ICNOFÓSSEIS DE CRUSTÁCEOS DECAPÓDES E SEU SIGNIFICADO.

Durante o Mioceno importantes eventos geológicos resultaram em transformações na configuração dos continentes e nos processos biológicos, visto que a maior parte da fauna atual se originou nesse período (Patterson & Velazco 2008, Steiner *et al.* 2005) (Figura 7). Um destes eventos é a elevação da cordilheira andina (Shephard *et al.* 2010) que permitiu mudanças no sentido da drenagem da Amazônia para a costa do Atlântico no final do Mioceno (Hoorn *et al.* 1995). Isto permitiu a deposição de baixa taxa de sedimentos siliciclásticos favorecendo a formação de carbonatos, expansão da zona fótica e o desenvolvimento da flora e fauna, marinha rasa de alta diversidade na costa leste da Amazônia (Aguilera *et al.* 2014). No Brasil, um dos principais registros da presença desta fauna é encontrada nos depósitos da Formação Pirabas (Aguilera & Paes 2012, Aguilera *et al.* 2013, 2017a,b, Beurlen 1958a, Duarte 2004, Maury 1925, Muricy *et al.* 2016, Ramalho *et al.* 2015, 2017, Nogueira & Nogueira 2017, Couto 1967, Petri 1957, Santos 1958, 1967, Santos & Travassos 1960, Távora *et al.* 2007).

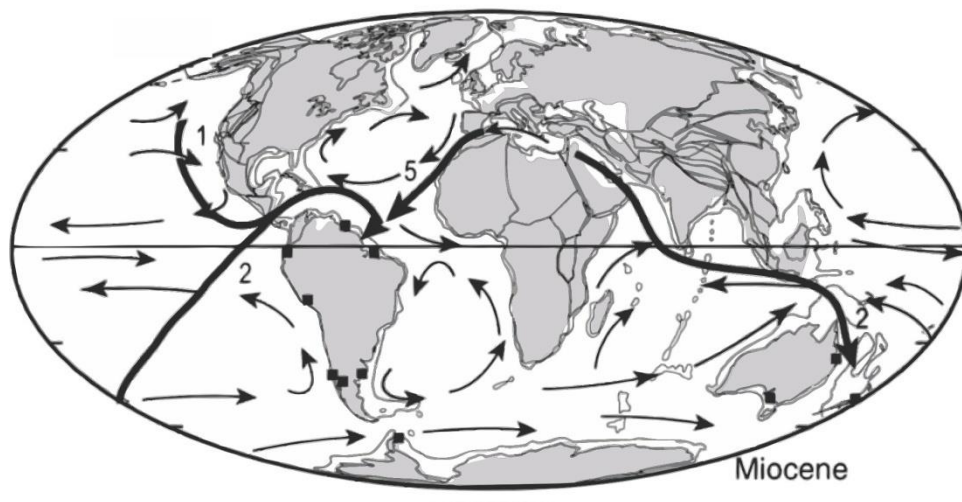


Figura 7-Representação da configuração dos continentes durante o Mioceno e as principais rotas de dispersão dos crustáceos decápodes indicadas pelas setas maiores com o número de gêneros e os padrões de circulação dados pelas setas menores. Fonte: Segundo Feldmanni & Schweitzer (2006).

A fauna do Mioceno é marcada pela presença de crustáceos decápodes (Buatois *et al.* 2016, Feldmanni & Schweitzer 2006). São reconhecidos cerca de sessenta e dois gêneros de crustáceos decápodes com base em seu registro fóssil, sendo que vinte e sete dos gêneros ocorrem na região paleotropical em localidades do Equador, Venezuela, Trinidad, Barbados, Peru e Brasil (Feldmanni & Schweitzer 2006). A dispersão larval dos crustáceos durante esse período ocorreu ao longo do Atlântico aberto, visto que a sua largura era menor do que a atual (Feldmanni & Schweitzer 2006) (Figura 7). Os gêneros de crustáceos decápodes nos depósitos da Formação Pirabas (Aguilera *et al.* 2013, Beurlen 1958a, Martins-Neto 2001) indicam a presença de paleoambientes de águas rasas com lagoas e mangues (Beurlen 1958a, Tavorá *et al.* 2002). Entre os principais gêneros descritos apenas dois são considerados produtores de biotubação, o gênero *Uca* (Martins-Neto 2001) e o *Neocallichirus* (Aguilera *et al.* 2013).

Os registros mais comuns de traços fósseis do Mioceno associados à atividade de crustáceos pertencem aos icnogêneros *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Spongiomorpha*, *Psilonichnus*, *Gyrolithes* e *Rhizocorallium* (Buatois *et al.* 2016) que indicam icnofaunas de paleoambientes rasos cuja icnodiversidade é maior e o padrão de distribuição é mais complexo que no Paleógeno (Buatois & Mángano 2013, Buatois *et al.* 2016). Estes traços fósseis do Mioceno são responsáveis pela compreensão detalhada dos principais comportamentos que os crustáceos decápodes desenvolveram durante sua evolução (Curran & Frey 1977, Mayoral 1986, Martini *et al.* 1995, Ting *et al.* 1991, Uchman & Krenmayr 1995, 2004). Na Formação Pirabas os principais traços fósseis de crustáceos são de *Thalassinoides* e *Gyrolithes* que indicam a presença de uma icnofauna pouco diversa pertencente à Icnofácies Glossifungites (Fernandes & Assis 1980, Távora & Silva Jr. 2002), enquanto que na Formação Barreiras ocorrem principalmente os icnogêneros *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Gyrolithes* e *Rhizocorallium* (Guimarães Netto & Rossetti 2003).

## CAPITULO 5 TRAÇOS FÓSSEIS DE CRUSTÁCEOS DECÁPODES, MIOCENO DA FORMAÇÃO PIRABAS: PALEOAMBIENTE E DIAGÊNESE.

Meireanny de Albuquerque Gonçalves<sup>1</sup>, Joelson Lima Soares<sup>1</sup>, Guilherme Raffaeli Romero<sup>1</sup>,  
Ailton da Silva Brito<sup>1</sup>, Orangel Aguilera<sup>1,2</sup>.

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Faculdade de Geologia,  
Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Corrêa, 01, Guamá, CEP 66075-110, Belém,  
Pará, Brasil.

<sup>2</sup>Programa de Pós-graduação em Biologia Marinha e Ambientes Costeiros, Universidade  
Federal Fluminense , CEP:24210-200, Niterói, Rio de Janeiro, Brasil.

### RESUMO

Traços fósseis de crustáceos decápodes são registrados nos depósitos miocenos carbonáticos da Formação Pirabas. Estes registros foram interpretados juntamente com descrições de microfácies carbonáticas anteriormente definidas que descrevem o paleoambiente de plataforma interna dividida em *tidal flat*, *tidal inlet*, laguna e barreira bioclástica. Os principais icnogêneros descritos são *Thalassinoides*, *Gyrolithes* e *Sinusichnus* divididos em seis icnoespécies: *Thalassinoides suevicus*, *Thalassinoides paradoxicus*, *Thalassinoides* isp., *Gyrolithes dravexi*, *Gyrolithes krameri*, e *Sinusichnus sinuosos*. A associação dos traços fósseis indica a presença da icnofácies Cruziana que consiste em construções *dominichnia* e *fodinichnia* com predominância de tubos horizontalizados caracterizando ambiente de baixa a moderada energia. A quantificação da bioturbação nestas camadas carbonáticas permitiu o reconhecimento de três icnofábricas distintas cuja variação de intensidade de bioturbação aumenta na direção *tidal flat* (10-15%) - barreira bioclástica (35-65%). De acordo com os dados petrográficos, MEV/EDS e DR-X ocorrem diferentes preenchimentos nos traços fósseis. Entre os principais constituintes minerais estão calcita, pirita e siderita. Entretanto também são registrados os minerais ankerita e hematita. A precipitação destes minerais indica a presença de microambientes reduzidos dentro das tocas e a formação de concreções durante a eodigênese.

**Palavras chave:** Traços fósseis, microfácies carbonáticas, eodigênese, Mioceno, Formação Pirabas.

## ABSTRACT

Trace fossils of decapods crustaceans are recorded in the Miocene carbonate deposits of the Pirabas Formation. These records were interpreted together with descriptions of previously defined carbonate microfacies of the internal platform paleoenvironment divided into *tidal flat*, *tidal inlet*, lagoon and bioclastic barrier. The main ichnogens described are *Thalassinoides*, *Gyrolithes* e *Sinusichnus* divididos em seis icnoespécies: *Thalassinoides suevicus*, *Thalassinoides paradoxicus*, *Thalassinoides isp*, *Gyrolithes dravexi*, *Gyrolithes krameri* and *Sinusichnus sinuosos*. The association of the fossil features indicates the presence of the Cruziana icnofacies that consists of *dominichnia* and *fodinichnia* constructions with predominance of horizontalized tubes characterizing environment of low to moderate energy environment. The quantification of the bioturbation in these carbonate layers allowed the recognition of three distinct ichnofabrics whose bioturbation intensity variation direction increases in the tidal flat (10-15%) - bioclastic barrier (35-65%). According to the petrographic data, MEV / EDS and DR-X occur different fills in the fossil traces. However, hematite and akerrite minerals are also recorded the precipitation of these minerals indicates the presence of reduced environments inside the burrows and the formation of concretions during the eodiagenesis.

**Key words:** Trace fossils, carbonatic microfacies, early diagenesis, Miocene, Pirabas Formation.

## 5.1 INTRODUÇÃO

O Mioceno (23-5.3 Ma) no norte do Brasil é marcado por depósitos carbonáticos ricamente fossilíferos pertencentes a Formação Pirabas. Os trabalhos paleontológicos considerados referências históricas para a descrição da fauna e flora desta unidade são os de White (1887) e Maury (1925) para moluscos, briozoários e corais; as contribuições de Petri (1957) para foraminíferos, Beurlen (1958) para crustáceos, Santos (1958, 1967) em equinoides, Santos e Travassos (1960) em peixes, Couto (1967) nos sirênidos e o de Duarte (2004) na paleoflórula. Referências mais recentes sobre descrições adicionais, registros e discussões de diferentes táxons fósseis estão resumidos em Távora *et al.* (2007), Aguilera & Paes (2012), Aguilera *et al.* (2013, 2017a, b), taxonomia de briozoários (Muricy *et al.* 2016, Ramalho *et al.* 2015, 2017) e a taxonomia e bioestratigrafia de ostracodes (Nogueira & Nogueira 2017).

Entre as variadas discussões paleontológicas sobre a Formação Pirabas destacam-se as pesquisas voltadas para a descrição de crustáceos decápodes que mostram a presença das famílias Lecosiidae, Grapsidae, Portunidae, Phartenopidae, Callapidae, Xanthidae, Galatheidae, Ocypodidae e Callianassidae conforme os trabalhos de Beurlen (1958a), Brito (1971, 1972, 1977), Martins Neto (2001, 2005), Távora *et al.* (2002, 2005), Aguilera *et al.* (2013) e indicam um paleoambiente com águas rasas ( Beurlen 1958, Távora *et al.* 2002) e lagoas marginais com áreas de mangue protegidas (Aguilera *et al.* 2013). A carcinofauna desta unidade é composta tanto por organismos não bioturbadores, que compõem a epifauna (Beurlen, 1958a, Martins Netto 2001, Távora *et al.* 2002, 2005,) quanto por produtores de bioturbação pertencentes à infauna (Aguilera *et al.*2013, Brito 1972). Entretanto, apesar da extensa bibliografia sobre os crustáceos decápodes da Formação Pirabas, citada acima, poucos trabalhos tratam especificamente dos traços fósseis produzidos através das atividades destes organismos como Fernandes & Assis (1980) e Távora & Silva Jr. (2002).

Os principais registros de traços fósseis de crustáceos decápodes nos depósitos da Formação Pirabas mostram a presença dos icnogêneros *Thalassinoides* e *Gyrolithes* classificados como icnitos de habitação (*Domichnia*) pertencentes à Icnofácies Glossifungites (Fernandes & Assis 1980, Távora & Silva Jr. 2002). Contudo, pouco são exploradas as informações e interpretações que estes icnofósseis revelam sobre a etologia dos crustáceos, interações com o substrato e forma de preservação deixando uma lacuna importante nas discussões sobre o paleoambiente, principalmente referente a condições de salinidade, oxigenação e batimetria (Gingras *et al.* 2011, MacEachern *et al.* 2005, 2007a,b, MacEachern & Gingras 2007, Pemberton & Wightman 1992, Pemberton *et al.* 1982, Savrda & Bottjer 1989). Por este motivo, este manuscrito trata do estudo sistemático de traços fósseis produzidos por crustáceos decápodes, além da análise e descrição de concreções de pirita e siderita na Formação Pirabas. A ocorrência dos traços fósseis foi contextualizada com as diferentes fácies, as principais interpretações paleoambientais e a evolução digenética deste registro.

## 5.2 GEOLOGIA REGIONAL

A Plataforma Bragantina localiza-se ao norte do Brasil (Figura 8a) e representa áreas emersas e submersas que permaneceram tectonicamente estáveis nos episódios de tectônica distensiva que ocorreram durante o Jurássico e Cretáceo Inferior com a quebra do Gondwana e abertura do Atlântico Equatorial (Azevedo 1991, Rossetti & Góes 2004, Rossetti 2006,

Szatmari *et al.* 1987, Tatumi *et al.* 2008). O deslocamento da placa sul-americana para oeste e a resistência causada por esforços contrários produzidos pela movimentação das placas do Caribe e do Pacífico contribuíram para que a margem continental brasileira assumisse um padrão de deformação estrutural complexo (Rossetti & Góes 2004, Rossetti 2006). O controle estrutural da Plataforma Bragantina é dominado por falhas normais NW-SE inclinadas para NE e falhas transcorrentes NE-SW (Costa *et al.* 1993). A reativação das estruturas do embasamento gerou subsidência e aumento no espaço de acomodação permitindo a preservação das sucessões sedimentares cretáceas e do Paleogeno/Neogeno (Rossetti & Góes 2004) concomitantemente ocorreram eventos transgressivos durante o Mioceno que ocasionaram na deposição de sedimentos da Formação Pirabas (Costa *et al.* 1996, Soares Jr. *et al.* 2011).

A Formação Pirabas é constituída por carbonatosossilíferos (Ferreira 1966, Ferreira *et al.* 1978, Ferreira *et al.* 1984, Maury 1925, Petri 1957) cuja paleofauna apresenta alta concordância com a Província Gatuniana, entre o Atlântico Centro-Occidental e o Pacífico Centro-Occidental, do Norte do Brasil ao Equador, e ao longo da costa do Pacífico do México (Aguilera *et al.* 2011, 2017a,b, Landau *et al.* 2008, Leigh *et al.* 2013, Martínez *et al.* 2017, Petuch 1982, 1988, 2003, Woodring 1974). O arranjo de fácies da Formação Pirabas é constituído por biocalcirruditos estratificados e não-estratificados, margas, calcilitos e biohermitos cujas estruturas sedimentares estão representadas por laminações plano-paralela, acamamentos heterolíticos e onduladas tipo *linsen*; estratificações cruzadas de baixo-ângulo e *hummocky*, além da ocorrência de marcas onduladas simétricas (Rossetti *et al.* 2013). Petrograficamente ocorrem as microfácies *wackestones–packstones*ossilíferos, *grainstone–rudstones*ossilíferos, *floatstones–mudstones* e dolomitos neomorfizados (Rossetti & Góes 2004, Rossetti 2006). A análise de fácies indica que o paleoambiente era lagunar ou estuarino interpretado como uma plataforma rasa constituída por subambientes de laguna, *shoreface/foreshore* e depósitos de mangue/lama (Góes *et al.* 1990, Rossetti & Góes 2004, Rossetti *et al.* 2013). O padrão deposicional é progradacional e mostra uma intercalação de depósitos de plataforma interna/intermediária, representada por depósitos de *tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*, e plataforma interna, composta por depósitos de *tidal flats* e laguna (rasa e profunda) formando ciclos de raseamento ascendente de alta frequência (Amorim 2016, Nogueira & Nogueira 2017).

Inicialmente, foi sugerida para Formação Pirabas a idade oligo-miocena com base na ocorrência do gastrópode *Orthaulax pugnax* (Ferreira 1982). Contudo, a assembleia de foraminíferos plactônicos (Ferreira *et al.* 1978, Fernandes 1984, 1988, Fernandes & Távora

1990, Petri 1957, Távora & Fernandes 1999) e palinomorfos (Leite, 2004) são correlatas com o início do Mioceno. A idade Burdigaliano (16 a 17,3 Ma), final do Mioceno, foi sugerida baseada nas análises de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de conchas de moluscos (Martínez *et al.* 2017). A porção mais basal da Formação Pirabas, encontrada apenas em testemunho de sondagem da região de Primavera, foi datada como sendo do Oligoceno a partir da determinação da biozona de *Jugosocyt ostracodis* (Nogueira & Nogueira 2017). A transição entre as formações Pirabas e Barreiras é datada entre o Mioceno Inferior e Médio com base em poléns (Arai *et al.* 1988, 1994, Leite *et al.* 1997a, b, Leite 2004).

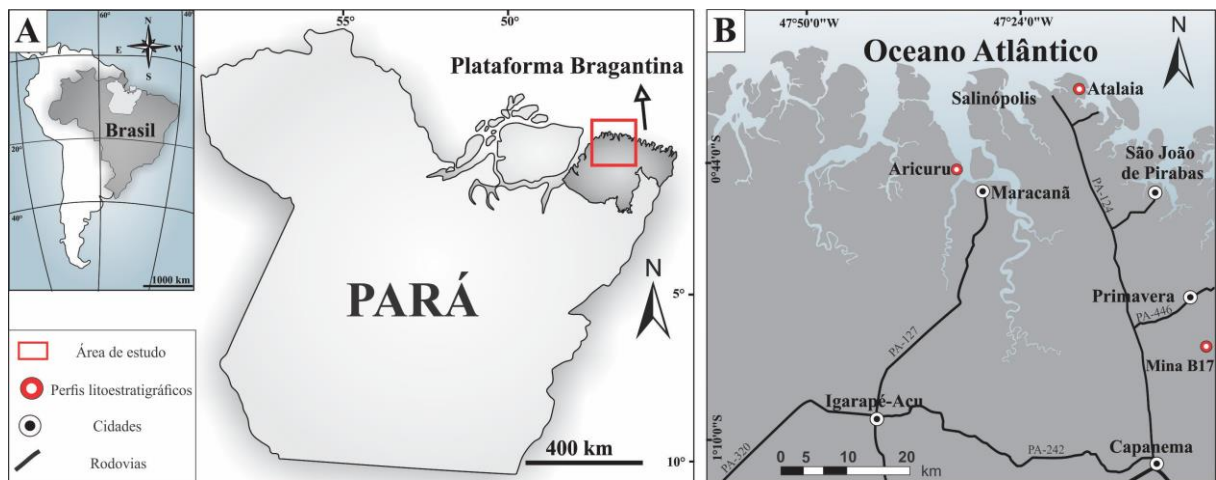


Figura 8-Mapa de localização da área de estudo. (A) Mapa simplificado da América do Sul com ênfase para a Plataforma Bragantina, ao nordeste do estado do Pará. (B) Em destaque os principais perfis, onde foram descritos os traços fósseis da Formação Pirabas.

### 5.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Os afloramentos estudados da Formação Pirabas estão localizados nos municípios de Salinópolis (praia do Atalaia,  $0^{\circ}35'37.48''\text{S}/47^{\circ}18'50.49''\text{W}$ ), Maracanã (localidade de Aricuru,  $0^{\circ}44'35.68''\text{S}/47^{\circ}29'8.31''\text{W}$ ) e Capanema (mina de Calcário B-17,  $01^{\circ}02'48''\text{S}/47^{\circ}09'18''\text{W}$ ) (Figura 8b), nos quais foram realizadas a coleta sistemática de traços fósseis e confecção de perfis estratigráficos. As técnicas de trabalho baseiam-se nas: (i) descrições morfológicas dos principais traços fósseis organizados sistematicamente, (ii) descrições petrográficas das principais microfácies carbonáticas e do preenchimento dos traços fósseis e (iii) quantificação da intensidade da bioturbação através do índice de icnofábrica. A elaboração dos perfis estratigráficos seguiu modelamento de fácies de Walker (1992) e a descrição icnológica seguiu os critérios morfológicos de Knaust (2012), baseada na hierarquia das principais icnotaxobases conforme Bromley (1990, 1996). A classificação toponomica e os aspectos etológicos foram estabelecidos a partir dos conceitos de Martinson (1970), Rindsberg (2012), Seilacher (1964), e Vallon *et al.* (2016). Os principais conceitos



sobre icnofácies seguiram os trabalhos de Gingras *et al.* (2011), Pemberton *et al.* (1992), MacEachern *et al.* (2010) e as classificações de icnofábrica os trabalhos de Bottjer & Droser (1991), Miller & Smail (1997) e Taylor & Goldring (1993).

Foram coletadas 10 amostras que estão depositadas no acervo do Laboratório de Sedimentologia da Universidade Federal do Pará (ICGEO 210-218). Foram confeccionadas 15 lâminas petrográficas para a descrição dos principais constituintes das rochas e do preenchimento dos traços fósseis. As descrições e classificações das microfácies seguiram os conceitos de Dunham (1962), Embry & Klovan (1971), Folk (1962), Flügel (2004), Tucker (2003) e Wright (1992). As análises cristalográficas de DRX foram realizadas através do método *back-loading* a partir da utilização do difratômetro X'Pert MPDPRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ( $\lambda=1,5406$ ) no Laboratório de Caracterização Mineral da Universidade Federal do Pará (LCM – UFPA). As análises micro-estruturais foram obtidas com o MEV/EDS em amostras de mão e lâminas delgadas. As amostras de mão foram metalizadas com carbono e as lâminas delgadas com ouro. As imagens de elétrons secundários e EDS (energy dispersive spectroscopy) foram obtidas através do equipamento MEV Zeiss modelo SIGMAVP pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido em contrato de comodato para o Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências (IG) da UFPA.

#### 5.4 MICROFÁCIES CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO PIRABAS

Foi analisada uma seção composta de 26 metros de rochas carbonáticas da Formação Pirabas, distribuídos em três perfis estratigráficos (Figura 9). A descrição detalhada das características petrográficas e mineralógicas permitiram a identificação de dez microfácies (Tabela 1) que representam uma plataforma carbonática de águas rasas subdividida em plataforma interna e interna/intermediária conforme as descrições de Amorim (2016) e Nogueira e Nogueira (2017). A plataforma interna é representada por depósitos de *tidal flats* e laguna, e a plataforma intermediária por depósitos de barreiras bioclásticas/ *front shoal* e *tidal inlet* (Amorim 2016). Os depósitos de *tidal flat* são representados pela fácies ritmito bioturbado e *dolomudstone* maciço. O ritmito bioturbado possui espessuras que variam entre 0,8 a 1m cuja alternância rítmica é caracterizada pela intercalação entre espessas lâminas silto-argilosas-carbonáticas com acamamento *linsen* e *wavy* com presença de bioturbações (Figura 9, perfil b). O *dolomudstone* possui o arcabouço constituído por matriz micrítica de dolomita com cristais de até 12  $\mu\text{m}$ , grãos terrígenos, poros e raros bioclastos indiferenciados. Os grãos terrígenos são representados principalmente por grãos de quartzo angulosos a

subangulosos, por vezes fraturados, com dimensões variando entre 40 a 180  $\mu\text{m}$  (silte a areia muito fina) que ocorrem de forma disseminada na rocha, porém as maiores concentrações estão associadas ao registro de rizólitos que ocorre nestas camadas (Figura 10 a-c).

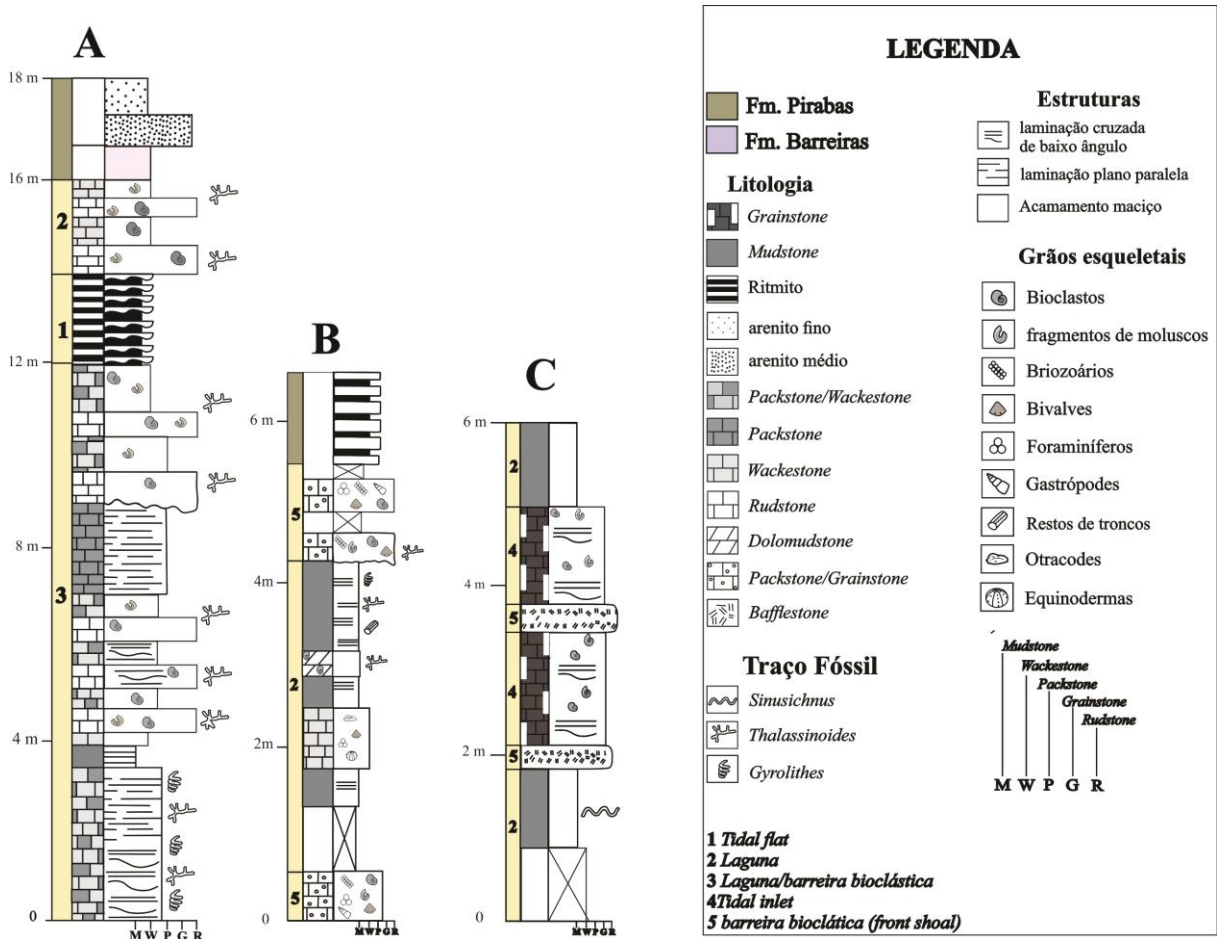


Figura 9-Perfis estratigráficos da Formação Pirabas com destaques para as principais microfácies sedimentares e traços fósseis das sucessões estudadas. (A) Perfil localizado na Mina B17. (B) Perfil pertencente à praia de Atalaia. (C) Perfil correspondente a comunidade de Aricuru, município de Maracanã.

As principais microfácies dos depósitos de laguna são: *mudstone*, e *wackestone* maciço com equinodermas cujos principais depósitos encontram-se nos perfis b e c (Figura 9). As camadas de *mudstone* podem ser laminadas ou maciças cujas espessuras variam de 0,5 a 6 m e o seu arcabouço é constituído por matriz de calcita microcristalina (cristais de até 4  $\mu\text{m}$ ), calcita microespática (cristais de até 8  $\mu\text{m}$ ) e grãos terrígenos. Na matriz micrítica raramente são distinguidos alguns pelóides e nas porções de calcita microespática os cristais são subedrais a anedrais caracterizando mosaicos finos hipidiotópicos e de aspecto sujo. Ocorrem fragmentos de madeira bioclastos (Figura 13 c, d) e folhas piritizadas, bem como traços fósseis de *Thalassinoides*, *Sinusichnus* e *Gyrolithes*. Enquanto que o *wackestone* maciço com equinodermas (Figura 10d e 10e) possui espessuras entre 0,4 e 1,5 m e o arcabouço

constituído por matriz micrítica com porções onde ocorrem cristais de dolomita microespática, fragmentos de equinodermos, ostracodes, foraminíferos planctônicos, bivalves (com dimensões inferiores a 100 µm), intraclastos, peloides e grãos de quartzo.

O subambiente barreiras bioclásticas/*front shoal* está representado principalmente nos perfis A e B (Figura 9) nas porções médias a superiores da Formação Pirabas cujas principais microfácies descritas são: *bafflestone* com briozoários, *packstone/grainstone* com foraminíferos, *packstone/wackestone* com laminação plana e *rudstone* com fragmentos de moluscos. A microfácies *bafflestone* com briozoários possui arcabouço caracterizado por bioconstruções produzidas por briozoários com estrutura ramificada, matriz de calcita microcristalina, fragmentos de bioclastos, intraclastos, peloides e grãos de quartzo. Essa microfácies que exibe espessura de 0,3 m forma um *hardground* com a porção superior dos *mudstones* dos depósitos de laguna, onde ocorre o icnogênero *Sinusichnus*. As camadas de *packstone/grainstone* com foraminíferos possuem espessuras médias de 0,5 m e o seu arcabouço é constituído por matriz micrítica, calcita pseudoespática, cimento de calcita espática, briozoários, equinodermos, algas, bivalves, gastrópodes e fragmentos de corais, intraclastos, peloides e grãos de quartzo. Nota-se a presença dos traços fósseis *Thalassinoides* associado a essas camadas que ocorrem nas porções superiores dos depósitos da Formação Pirabas. Normalmente as camadas de *packstone/grainstone* estão intercaladas com a microfácies *rudstone* com fragmentos de moluscos (Figura 10i) cujas espessuras são de até 1,5 m, e o arcabouço está caracterizado pela matriz de calcita microcristalina, calcita microespática com cristais subedrais a anedrais, fragmentos de moluscos indiferenciados, conchas de bivalves, foraminíferos, corais e raramente briozoários, algas, equinodermas, fragmentos de microfósseis indiferenciados, intraclastos de fragmentos de *calci-mudstone* e grãos de quartzo.

O subambiente *tidal inlet* ocorre principalmente no perfil C (Figura 9) sendo representado pelas microfácies *grainstone* com terrígenos e algas, *packstone* com abundantes foraminíferos e moluscos e *packstone/wackestone* com laminação plana. A microfácies *grainstones* com terrígenos cujas espessuras variam entre 0,8 a 1 m. O seu arcabouço é constituído predominantemente por cimento de calcita e secundariamente por fragmentos de algas vermelhas, fragmentos de moluscos indiferenciados, equinodermas, briozoários, foraminíferos, gastrópodes, conchas de bivalves, fragmentos de bioclastos indiferenciados, intraclastos e grãos de quartzo subangulosos a subarredondados com tamanho variando de 50 a 300 µm (silte a areia média) (Figura 10f). A microfácies *packstone* com foraminíferos e moluscos (Figura 10g) apresenta estratificações e laminações planas com algumas

estratificações cruzadas. O seu arcabouço é composto por matriz de calcita microcristalina, fragmentos de moluscos indiferenciados, foraminíferos, algas vermelhas, equinodermas, briozoários, gastrópodes, ostracodes, fragmentos de conchas de bivalves, intraclastos e grãos de quartzo. A microfácies *packstone/wackestone* com laminação plana (Figura 10h), caracterizada por apresentar arcabouço sustentado pela matriz de calcita microcristalina, briozoários, algas, bivalves, equinodermas, foraminíferos, fragmentos de moluscos indiferenciáveis, gastrópodes, ostracodes e grãos terrígenos de quartzos monocristalinos que variam de subangulosos a subarredondados com tamanho entre 50 e 200  $\mu\text{m}$  (silte a areia média). Nestas camadas ocorrem *Thalassinoides* e *Gyrolithes*.

Tabela 1-Descrição dos processos das principais microfácies descritas para a Formação Pirabas.

| Microfácies  | Descrição   | Processo   | Paleoambiente  |
|--|---|--|--|
| <b>Ritmito bioturbado (Rb)</b>                           | Camadas compostas por areia fina intercalada com lama carbonática e laminações plano-paralelas a onduladas. Ocorrem níveis de <i>coffee-grounds</i> (fragmentos de vegetais) e bioclastos.  | Deposição por processos de tração e suspensão em condições de baixa a alta energia sob influência de maré. | Plataforma carbonática interna/<br><i>Tidal flat</i> . |
| <b>Dolomudstone maciço (Dm)</b>                          | Camadas maciças com ausência de fósseis, composto por matriz micrítica de dolomita e presença de grãos de quartzo preenchendo rizólitos.  | Precipitação química de carbonatos em ambiente de baixa energia com exposição subaérea.                    |  |
| <b>Mudstone (M)</b>                                      | Possui laminações plano-paralelas, carapaças fósseis retrabalhadas, fragmentos de troncos piritizados, folhas e a presença de <i>Thalassinoides</i> e <i>Gyrolithes</i> .   | Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia com baixa oxigenação.                                 | Plataforma carbonática interna /<br>Laguna.            |
| <b>Wackestone maciço com equinodermas. (We)</b>          | Apresenta arcabouço maciço composto por matriz micrítica, localmente com dolomita microespática. Os principais grãos aloquímicos são equinodermos, ostracodes, foraminíferos planctônicos, bivalves, intraclastos e peloides, além de grãos de quartzo.   | Deposição em ambiente de baixa à moderada energia, com influxo de bioclastos marinhos e grãos terrígenos.  |  |
| <b>Packstone rico em foraminíferos e moluscos (Pfm).</b> | Apresenta estratificações e laminações planas com algumas estratificações cruzadas. O seu arcabouço é composto por matriz de calcita microcristalina e microespática, fragmentos de moluscos indiferenciados, foraminíferos, algas, equinodermas, briozoários, gastrópodes, ostracodes, fragmentos de bivalves e intraclastos de calci- <i>mudstone</i> e de <i>wackestone</i> , além de grãos de quartzos monocristalinos. | Migração de bancos bioclásticos por correntes trativas moderadas.  | Plataforma carbonática interna /<br><i>tidal inlet</i> |

|   |   |   |  |
|---|---|---|--|
| <b>Grainstone com terrígenos e algas (Gta).</b>         | Arcabouço composto predominantemente por cimento de calcita e secundariamente por fragmentos de algas, fragmentos de moluscos indiferenciados, equinodermas, briozoários, foraminíferos, gastrópodes, conchas de bivalves, fragmentos de microfósseis indiferenciados, intraclastos e grãos de quartzo.   | Precipitação química de carbonatos e migração de bancos bioclásticos em ambiente de águas rasas e agitadas de alta energia com influxo de terrígenos. |  |
| <b>Bafflestone com briozoário e terrígenos (Bbt).</b>   | Possui arcabouço maciço composto por matriz de calcita microcristalina, grãos de quartzo, óxidos de ferro, bioclastos e bioconstruções de briozoários.  | Bioconstrução em ambiente de alta energia   |  |
| <b>Packstone/Wackestone com laminação plana (PWlp).</b> | O seu arcabouço é sustentado pela matriz de calcita microcristalina, briozoários, algas, bivalves, equinodermas, foraminíferos, fragmentos de moluscos indiferenciáveis, gastrópodes, ostracodes, fragmentos indiferenciados e grãos de quartzos monocristalinos que variam de subangulosos a subarredondados. E os principais traços fósseis associados a esta microfácies são <i>Thalassinoides</i> e <i>Gyrolithes</i> .   | Deposição a partir de suspensão de lama carbonática junto com bioclastos em ambiente de energia moderada.   |  |
| <b>Packstone/Grainstone com foraminíferos (PGf)</b>     | Arcabouço maciço com porções <i>Packstone</i> e <i>Grainstone</i> cujos principais constituintes são grãos de quartzo, minerais opacos, intraclastos, pelóides e bioclastos. A matriz é composta por calcita microcristalina e microespática e a cimentação por calcita espática em mosaicos ou franja. Nesta microfácies ocorrem <i>Thalassinoides</i> .   | Deposição em ambiente de moderada à alta energia.   | Plataforma carbonática intermediária / barreira bioclástica ( <i>front shoal</i> ) |
| <b>Rudstone com fragmentos de moluscos (Rfm).</b>       | O arcabouço é composto por matriz de calcita microcristalina e microespática com cristais subedrais a anedrais. Os grãos aloquímicos são fragmentos de molusco indiferenciados, conchas de bivalves, foraminíferos, corais e raramente briozoários, algas, equinodermas, fragmentos de microfósseis indiferenciados, intraclastos de <i>calci-mudstone</i> . Os grãos terrígenos são compostos predominantemente por quartzos monocristalinos subangulosos e fraturados. E os principais traços fósseis que ocorrem associados a esta microfácies são <i>Thalassinoides</i> . | Deposição ambiente de moderada à alta energia com retrabalhamento do substrato por ação de ondas.   |  |

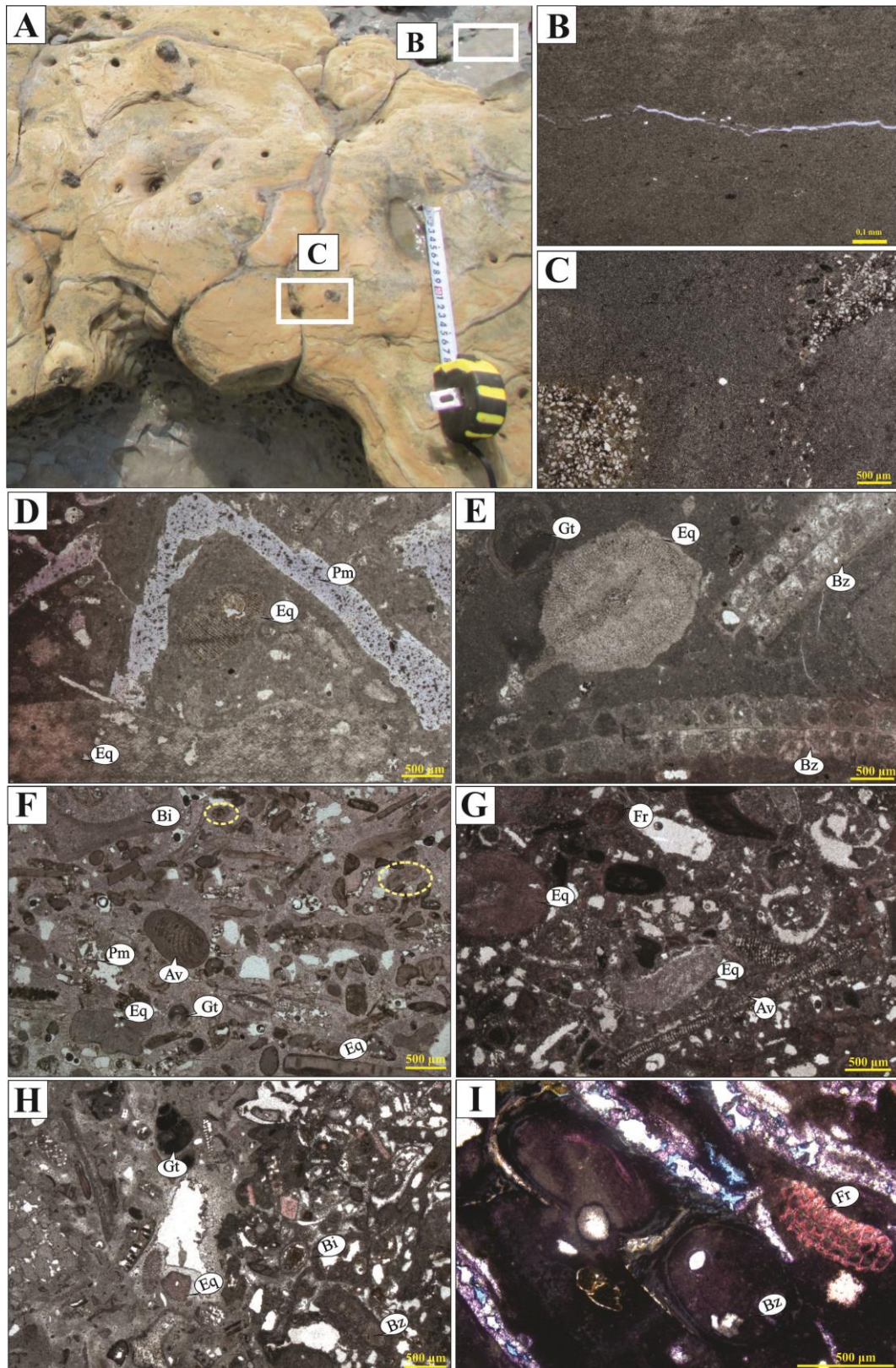


Figura 10-Micrófacies da Formação Pirabas. (A) Camadas de *mudstone* e *dolomudstone* na praia do Atalaia, município de Salinópolis. (B) *Dolomudstone* maciço com poro em fratura. (C) Grãos de quartzo preenchendo bioturbações em *dolomudstone*. (D) e (E) *Wackestone* com presença de equinodermas (Eq), gastrópodes (Gt), briozoários (Bz), e poros moldicos (Pm). (F) *Grainstone* com equinodermas (Eq), gastropodes (Gt), algas vermelhas (Av), bioclastos indiferenciados (Bi). (G) *Packstone* com foraminíferos (Fr), equinodermas (Eq), algas vermelhas (Av). (H) Microfacies *packstone/wackestone*. (I) Briozoário e foraminífero que ocorrem na microfacies *rudstone*.

## 5.5 ICNOTAXONOMIA

Foram identificados três icnogêneros: *Thalassinoides*, *Gyrolithes* e *Sinusichnus*. O icnogênero *Thalassinoides* é o mais comum e ocorre nas camadas *mudstone*, *dolomudstone*, *rudstone*, *packstone/wackestone* e *packstone/ grainstone*, enquanto que os *Gyrolithes* e *Sinusichnus* estão associados aos *mudstone* e *packstone/wackestone* (Figura 9). Entre as icnoespécies presentes nos depósitos de plataforma rasa do Oligo-Mioceno da Formação Pirabas são reconhecidas oito icnoespécies: *Gyrolithes davreuxi*, *G. krameri*, *Thalassinoides suevicus*, *T. paradoxicus*, *Thalassinoides isp.* e *Sinusichnus sinuosus*. Estes traços fósseis são características da Icnofácies Cruziana (Bromley 1990, Buatois & Mángano 2011, Frey *et al.* 1990, MacEachern *et al.* 2010, MacEachern *et al.* 2012, Seilacher 1964). As descrições e interpretações dos traços fósseis estão organizadas alfabeticamente.

*Gyrolithes* Saporta, 1884

*Gyrolithes davreuxi* Saporta, 1884

(Figura 11 A-E)

**Material analisado.** Dez espécimes descritos *in situ*.

**Descrição:** Escavações helicoidais perpendiculares ao plano de acamamento, preservadas em semirelevo com preenchimento passivo e similar ao material do substrato (*packstone/wackestone*). Os tubos exibem forma elipsoidal em seção transversal com diâmetros entre 8 e 10 mm. O raio das espirais varia entre 17 e 22 mm e o sentido de movimentação é sinistral. As paredes não possuem ornamentação e em seção longitudinal nota-se que as espirais possuem até 3 repetições espaçadas entre 0.5 a 1 cm.

*Gyrolithes krameri* (von Ammon, 1900)

(Figura 11 F,G)

**Material analisado.** Dois espécimes descritos em campo e um espécime na amostra IC GEO 214.

**Descrição:** Escavações helicoidais perpendiculares ao acamamento que variam de verticais a levemente inclinadas preservadas em relevo completo (Figura f), sem ornamentação, com preenchimento do tipo passivo, similar ao material do substrato (*mudstone*) com presença de piritizações nos tubos (Figura 11g) que ocorrem associados a *Thalassinoides paradoxicus*. As espirais apresentam diâmetros entre 10 e 12 mm e o raio das espirais possuem entre 15 e 16 mm. Em seção longitudinal é possível notar espirais dextrais cujas anelações possuem até 3 repetições com espaçamento entre elas de 2 a 2,5 mm.

**Discussão:** *Gyrolithes* são construções de habitação (*Domichnia*) em espiral cujos principais produtores são crustáceos decápodes (Bromley & Frey 1974, Gernant 1972). Estudos recentes mostram sistemas modernos de escavações em espirais produzidas por crustáceos decápodes representados por camarões talassinídeos pertencentes ao gênero *Axianassas australis* (Dworschak & Rodrigues 1997, Guimarães Netto *et al.* 2007). A morfologia helicoidal dos *Gyrolithes* é considerada uma adaptação dos produtores ao buscar refúgio no *habitat* infaunal para sobreviver a ambientes hostis onde ocorrem flutuações de salinidade (Beynon & Pemberton 1992, Buatois *et al.* 2005, Guimarães Netto & Rossetti 2003, Netto *et al.* 2007, Ranger & Pemberton 1992). A infaunalização permite que o sedimento fino retarde a troca de água dos poros e diminua o efeito das variações de salinidade (Guimarães Netto *et al.* 2007, Sanders *et al.* 1965). Entretanto, outra interpretação para estas construções está relacionada a comportamentos de alimentação dos crustáceos decápodes em busca de regiões no substrato onde há a maior concentração de matéria orgânica e produzem escavações helicoidais provavelmente para maximizar a área explorada, aproveitando o alimento disponível. (Guimarães Netto *et al.* 2007). Treze icnoespécies de *Gyrolithes* são distintas através da ausência ou presença de parede e de parâmetros morfométricos como diâmetro do tubo e raio da espiral (Uchman & Hanken 2013). As principais icnoespécies identificadas para a Formação Pirabas foram *Gyrolithes davreuxi* (presença de parede) e *Gyrolithes krameri* (ausência de parede) cujos possíveis produtores são os gêneros *Uca* (Brito 1972, Martis-Neto 2001) e *Neocallichirus* (Aguilera *et al.* 2013).



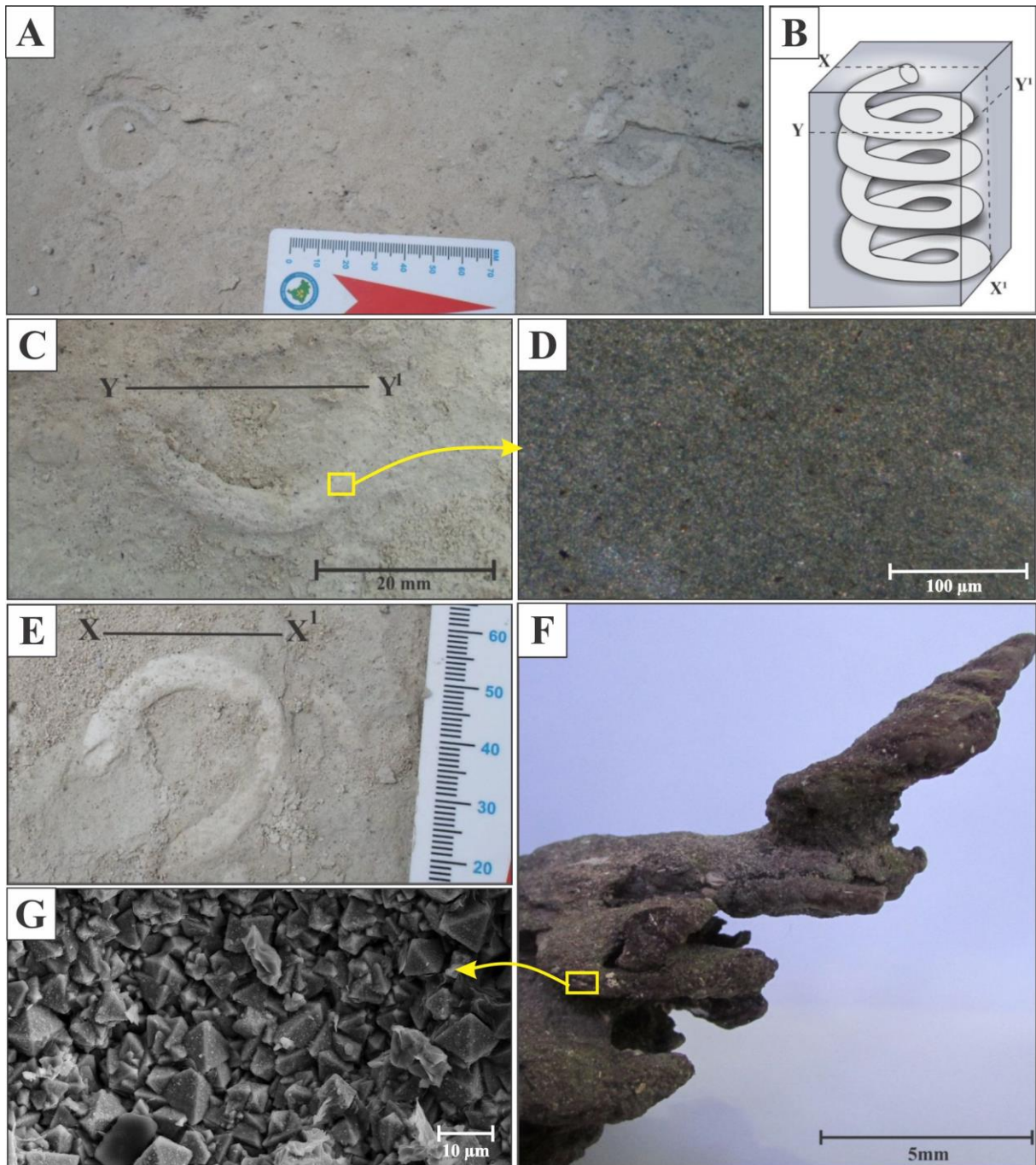


Figura 11-Traços fósseis da Formação Pirabas. (A) *Gyrolithes davreuxi* na microfácies *packstone/wackestone* na mina B17, município de Capanema. (B) Esquema representando a morfologia do icnogênero *Gyrolithes* e os principais cortes em planta encontrados no campo. (C) *Gyrolithes davreuxi* na seção X-X'. (D) Composição do preenchimento de *Gyrolithes davreuxi* rico em calcita microcristalina. (E) *Gyrolithes davreuxi* na seção Y-Y'. (F) *Gyrolithes krameri*. (G) Porções do preenchimento com presença de piratas octaédricas.

*Thalassinoides* Ehrenberg, 1944  
*Thalassinoides suevicus* Rieth, 1932

(Figura 12 A- C)

**Material analisado.** Dezenas de espécimes descritos *in situ* um espécime na amostra ICGEO-211.

**Descrição:** Escavações horizontais a levemente inclinadas, ramificadas, sem ornamentação e preservadas em relevo completo. As ramificações possuem formas em Y com aumento do diâmetro com até 2 cm nas bifurcações (Figura 12A). O diâmetro dos tubos varia de 10-18 mm e o comprimento entre 10-25 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* (Figura 12 A, B). O preenchimento dos tubos é caracterizado pela predominância de matriz microcristalina de siderita e ankerita, além de fragmentos de algas verdes com dimensões maiores que 2 mm (Figura 12C) secundariamente ocorrem fragmentos de moluscos, gastrópodes, equinodermas, foraminíferos, quartzo e pontualmente ocorrem bioclastos completamente piritizados com tamanhos de até 10 µm.

*Thalassinoides paradoxicus* (Woodward, 1830).

(Figuras 12 D-G ,13 A,B)

**Material analisado.** Dezenas de espécimes descritos *in situ* e duas espécimes na amostra ICGEO- 209 e 210.

**Descrição:** Escavações horizontais a inclinadas preservadas em relevo completo, sem ornamentação, com bordas irregulares e ramificações que se entrelaçam em uma rede tridimensional de túneis com padrão em irregular *boxwork* (Figura 12D-G). Apresentam bifurcações com formas de Y e T com diâmetros de 10-20 mm e comprimentos entre 4,5-30 cm. Próximo às bifurcações há o aumento do diâmetro dos tubos para até 30 mm . Esta icnoespécie ocorre nas microfácies *dolomudstone* e *packstone/wackestone* e seu preenchimento difere por apresentar um material ricamente fóssilífero e intensamente fragmentado (Figura 12 F) com mais 40% de fragmentos de foraminíferos, bivalves, equinodermas, gastrópodes, briozoários moluscos e bioclastos indiferenciados. A matriz do preenchimento é composta por siderita e ankerita microcristalina e há a presença de grãos de quartzo disseminados. Ocorrem níveis onde estas redes de túneis estão intensamente piritizadas (Figura 13 A,B)

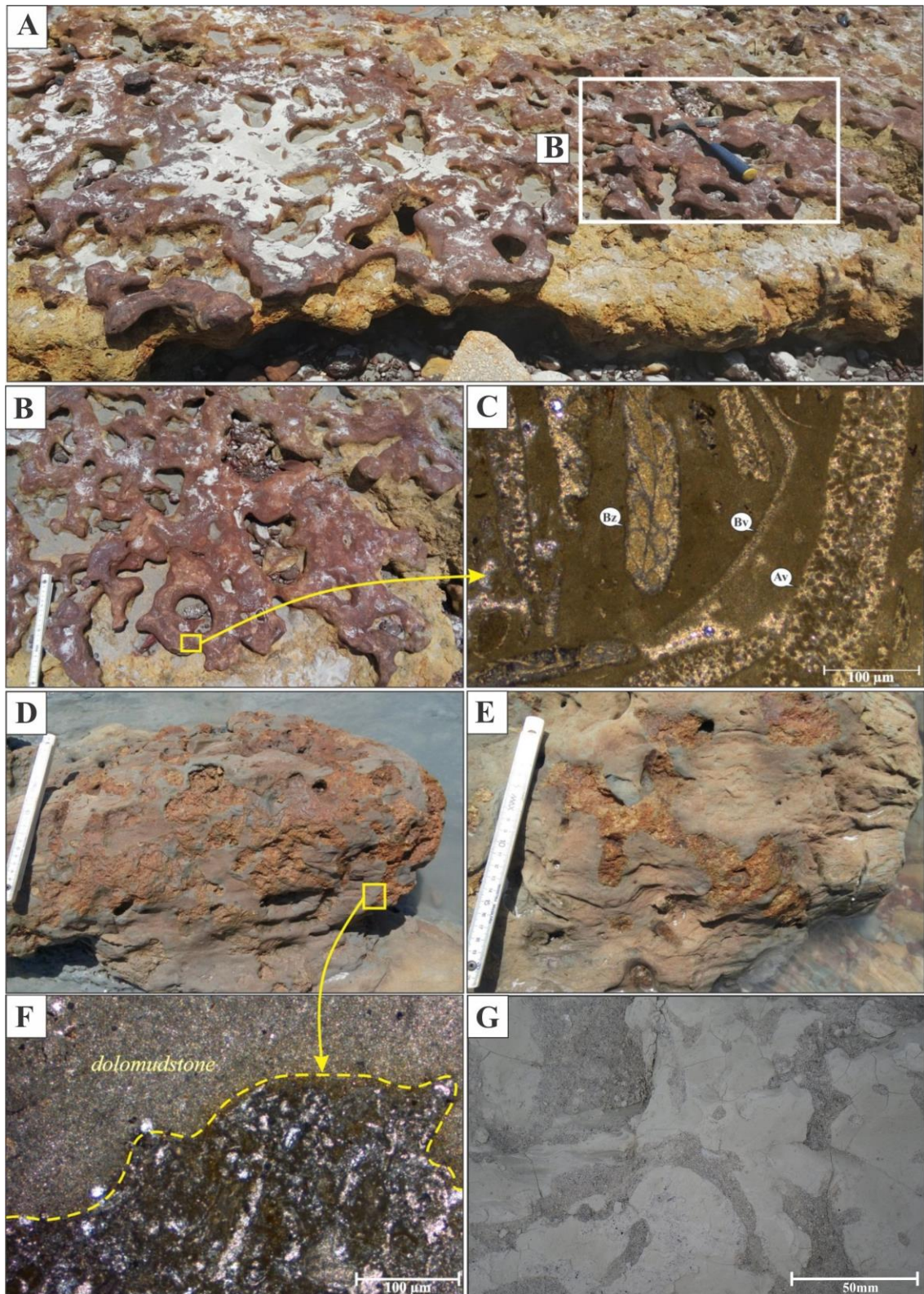


Figura 12-Traços fósseis da Formação Pirabas. (A) *Thalassinoides suevicus* com as galerias horizontais que ocorre em *rudstone* na Praia do Atalaia, município de Salinópolis. (B) Detalhe do padrão hexagonal formado pelas galerias de *T. suevicus*. (C) *Thalassinoides suevicus* preenchido por bioclastos, Bz=briozoários, Bv=bivalves e Av= algas verdes. (D) e (E) *Thalassinoides paradoxicus* que ocorre em *dolomudstone* na praia do Atalaia em padrão de irregular *boxwork*. (F) Detalhe para preenchimento de *Thalassinoides paradoxicus* preenchido por material rico em fragmentos de bioclastos no contato com o *dolomudstone*. (G) *Thalassinoides paradoxicus* que ocorre em *packstone/wackestone* na mina B17, município de Capanema.

*Thalassinoides isp.*

(Figura 13 C-G)

**Material analisado.** Cinco espécimes descritos *in situ* e duas espécimes na amostra ICGEO-212 e 213.

**Descrição:** Escavações horizontais com padrões em irregular mazes preservados em relevo completo, sem ornamentação, com raras ramificações em forma de Y. Concreções ferrosas ao redor dos tubos dificultam a determinação da forma destes espécimes. Os poucos tubos individualizados exibem diâmetros entre 30-90 mm e o comprimento entre 6-10 cm. Tubos verticais (*shafts*) isolados são observados no topo das camadas (Figura 13 C, D). O preenchimento dos tubos é caracterizado pelo predomínio de matriz de calcita microcristalina, semelhante à rocha hospedeira. As concreções exibem coloração marrom avermelhada, que contrasta com a cor cinza esverdeado da rocha hospedeira. A composição destas concreções é de ankerita, siderita e hematita (Figura 13E). Cristais euédricos a subédricos de pirita com hábito octaédrico e tamanhos de 1µm até 5µm formam conjuntos framboidais que se concentram principalmente na porção central dos *shafts* (Figura 13 F,G).

**Discussão:** *Thalassinoides* são interpretados como construções de habitação (*Domichnia*) e alimentação (*Fodinichnia*) produzidas principalmente por crustáceos decápodes (Buatois *et al.* 2002, Carmona *et al.* 2004, Ekdale 1992, Myrow 1995). Em depósitos a partir do paleozoico médio os principais produtores de *Thalassinoides* são crustáceos decápodes pertencentes à família *Callianassidae* com destaque para o Gênero *Callianassa* (Carmona *et al.* 2004, Ehrenberg 1944, Ekdale 1992). Fósseis de crustáceos decápodes do gênero *Callianassa* foram descritos na Formação Pirabas (Aguilera *et al.* 2014). O gênero *Uca*, considerado um bioturbador da infauna e construtor de bioturbações em ambientes modernos (Gilbert *et al.* 2003), também foi descrito na Formação Pirabas (Brito 1972, Martins-Neto 2001) e, apesar de geralmente produzir tubos em forma de J, não deve ser ignorado como um possível produtor dos *Thalassinoides*. As icnoespécies mais representativas de *Thalassinoides* são *T. paradoxicus*, *T. saxonicus*, *T. suevicus*, *T. ornatus* e *T. horizontalis* (Keighley & Pickerill 1997, Myrow 1995, Rodrigues & Tovar 2008, Yanin & Baraboshkin 2013). Além destas, também são encontradas *T. bacae*, *T. sifangpoensis*, *T. callianassae*, *T. tandoni*, *T. bacae*, *T. foedus* e *T. minimus* (Fürsich 1973 a,b, Rodrigues e Tovar 2008, Yanin & Baraboshkin 2013). Na Formação Pirabas foram identificadas as icnoespécies *T. suevicus* e *T. paradoxicus* cuja principal distinção é a orientação no padrão de tubos. *T. suevicus* possui rede de túneis com orientações predominantemente horizontais enquanto *T. paradoxicus* possui um padrão tridimensional em *boxwork* (Bromley & Ekdale 1984, Frey & Howard

1985, Kamola 1984, Kennedy 1967,1990, Rodríguez-Tovar 2008). A terceira icnoespécie descrita foi denominada de *Thalassinoides* isp. por apresentar tubos verticais a horizontais com raras bifurcações em Y e *shafts* isolados no topo das camadas. A formação de concreções ferrosas ao redor destes sistemas de tubos impossibilitou a análise morfológica detalhada para classificação em nível de icnoespécie.

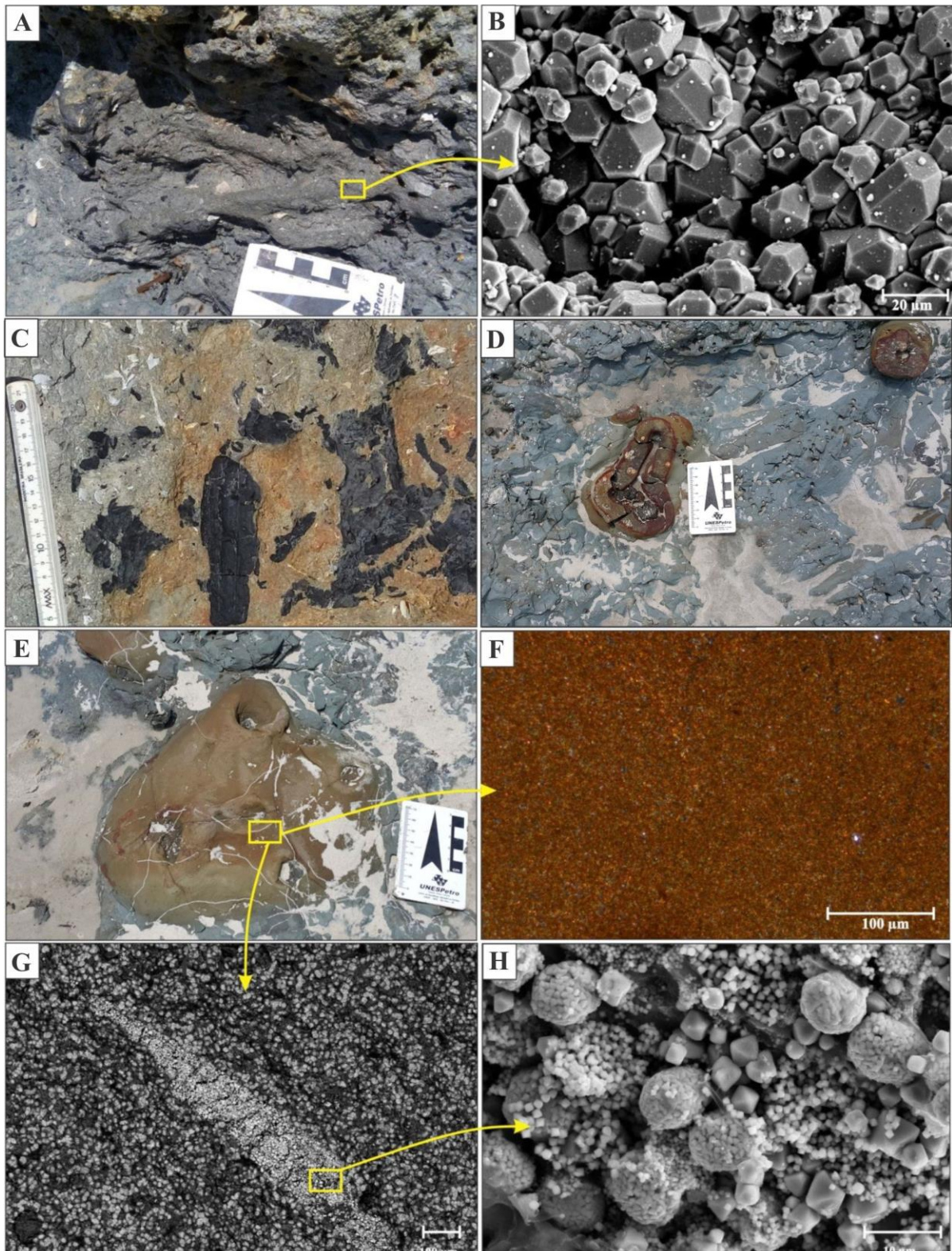


Figura 13-Traços fósseis da Formação Pirabas. (A) *Thalassinoides paradoxicus* totalmente pritzado. (B) Imagem de MEV de tubos de *Th. paradoxicus* com presença de cristais de piritas com hábito dodecaédricos preenchendo os túneis. (C) Presença de troncos nas camadas onde ocorrem *Thalassinoides paradoxicus*. (D) e (E) Cimentações ferrosas formadas ao redor dos *Thalassinoides isp.* em camada de *mudstone*, note as saídas verticais (*shafts*) no topo da camada. Praia do Atalaia, município de Salinópolis. (F) Fotomicrografia mostrando o preenchimento rico em hematita siderita e ankerita. (G) Imagem de MEV em ES indicando a presença de pirita em meio a matriz rica em hematita. (H) Imagem de MEV mostrando piritas framboidais que ocorrem no centro dos *shafts*.

*Sinusichnus* Gibert 1996*Sinusichnus sinuosus* Gibert 1996

## Figura (14 A-D)

**Material analisado.** Dezenas de espécimes descritos *in situ* e um espécime na amostra IC GEO 215.

**Descrição.** Túneis horizontais sinuosos e ramificados, sem ornamentação, preservados em relevo completo e cujos diâmetros são de 5 a 12 cm (Figura 14 A). O comprimento varia entre 50 cm e 260 cm. A sinuosidade apresenta um padrão de repetição equidistante com comprimentos de onda que variam de 100 a 300 mm. As ramificações apresentam formas em T e por vezes apresentam um padrão formado por três tubos que convergem em ângulos de 120°. Os túneis possuem a base levemente curvada enquanto o topo é reto. O preenchimento dos tubos possui a presença de *spreite* retrusivo (Figura 14 B), caracterizado por laminações convexas de 2 a 4 mm de espessura que se sobrepõem e por vezes se truncam e são compostas por lâminas de calcita microcristalina e lâminas de grãos terrígenos de quartzo (Figura 14C) e fragmentos de bioclasto. Raramente são observados tubos sobrepostos uns aos outros ou que cortam os tubos de construções anteriores (Figura 14 D).

**Discussão:** O icnogênero *Sinusichnus* possui de túneis horizontais ramificados em formas de Y e T similares aos *Thalassinoides suevicus*, porém diferem principalmente por apresentar maior sinuosidade (Gibert 1996, 1999). Essas construções são interpretadas como tubos de alimentação e habitação produzidos por crustáceos decápodes ou isópodes (Belaústegui *et al.* 2014, Knaust *et al.* 2016). As principais icnoespécies são *S. sinuosus* e *S. priesti* atribuídas a construções produzidas por crustáceos decápodes e *S. seilacheri* conferida a isópodes (Knaust *et al.* 2016). *S. sinuosus* apresentam paredes lisas em contraste com *S. priesti* que possuem paredes com bióglifos (Belaústegui *et al.* 2014, Gilbert 1996, Kappel 2003), enquanto *S. seilacheri* destaca-se por ser a única icnoespécie que possui forma bilobada (Knaust *et al.* 2016). Para a Formação Pirabas foi reconhecida a icnoespécie *S. sinuosus* com presença de *spreiten* retrusivo. Esta icnoespécie é descrita comumente em depósitos de águas rasas (margem costeira a offshore), particularmente em ambientes deltaicos ou estuarinos, com gradientes de flutuação de salinidade reduzidos (Gibert & Martinell 1998, Gibert *et al.* 1999, Knaust *et al.* 2016).

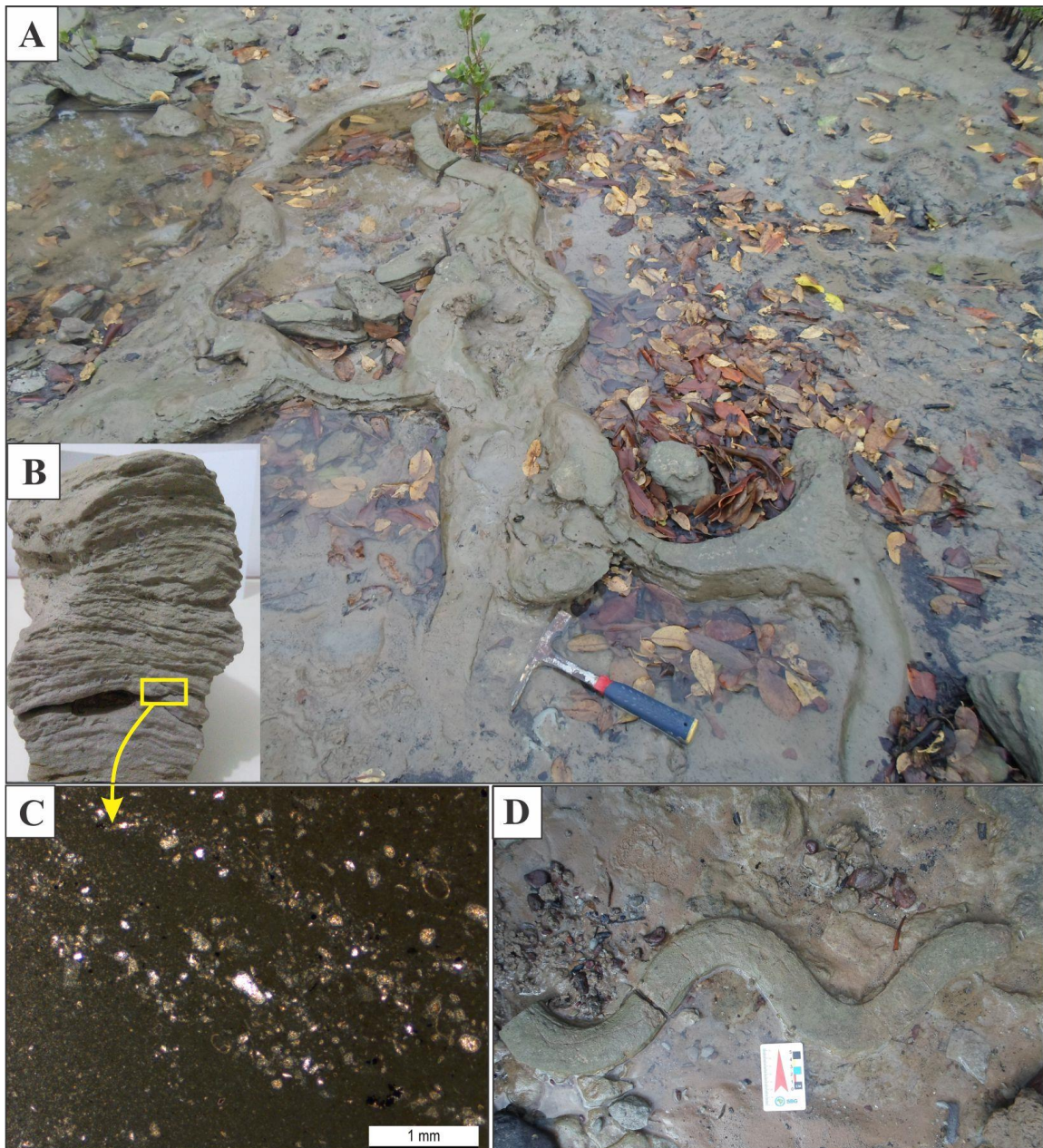


Figura 14-Traços fósseis da Formação Pirabas. (A) *Sinusichnus sinuosus* em camada de *mudstone*, localidade de Aricuru, município de Primavera. (B) Note a presença de spreiten retrusivo nos *Sinusichnus*. (C) Fotomicrografia mostrando preenchido por calcita microcristalina e quartzo. (D) Amostra o padrão em meandrante maze de *Sinusichnus sinuosus*.



## 5.6 ICNOFÁBRICA

A quantificação da bioturbação nos depósitos da Formação Pirabas permitiu o reconhecimento de três icnofábricas distintas: (1) icnofábrica *Gyrolithes*, (2) icnofábrica *Sinusichnus* e (3) icnofábrica dominada por *Thalassinoides*. A primeira é monoespecífica e as demais apresentam indivíduos que possuem ou não conexão entre si. A icnofábrica *Gyrolithes* é registrada por cerca de 2,0 m na base do perfil da Mina B17 ocorrendo principalmente na microfácies *packstone/wackestone* com laminação plana que representa o subambiente de barreiras bioclásticas/*front shoal* (Figura 15). O único componente desta icnofábrica é o *Gyrolithes davreuxi* que ocorre de forma isolada e representa uma baixa intensidade de bioturbação entre 10 e 15 % da rocha original (ii=2, Droser & Bottjer 1986, Miller & Smail 1997). A icnofábrica *Sinusichnus* ocorre nas camadas de *calcimudstone* com espessura de até 1 m na base do perfil de Aricuru representando um subambiente de laguna. Nesta icnofábrica ocorrem *Sinusichnus sinuosus* associados com *Palaeophycus* caracterizando *tierings* muito rasos e moderada intensidade da bioturbação, entre 30 e 45 % (ii=3, Miller & Smail 1997).

A icnofábrica dominada por *Thalassinoides* é registrada nas camadas de *wackestone*, *packstone/wackestone*, *packstone/grainstone*, *rudstone* e argilito laminado caracterizando as associações laguna e barreira bioclástica/*front shoal*. Comumente ocorrem *Thalassinoides paradoxicus*, *Thalassinoides* isp., *Thalassinoides suevicus* e *Gyrolithes krameri* que podem ou não estar conectados entre si. A intensidade da bioturbação é de moderada a alta, interrompendo de 35 a 65% da fábrica primária (ii=3-4 Droser & Bottjer 1986, Miller & Smail 1997). Esta icnofábrica é a mais frequente ao longo dos perfis e mostra maior intensidade de bioturbação (ii=4, Miller & Smail 1997) nas camadas localizadas no topo da Formação Pirabas (Figura 15).

De um modo geral a distribuição lateral da intensidade da bioturbação ocorre em *tidal inlets* ii=3, na laguna ii=2-3 e na barreira bioclástica ii=3-4. Contudo, a intensidade da bioturbação ii =2 na laguna é aparente, visto que não foi possível visualizar o *Thalassinoides* por completo, mas apenas os *shafts*. Esta distribuição lateral mostra que a intensidade da bioturbação aumenta no sentido *tidal flat* – barreira bioclástica.

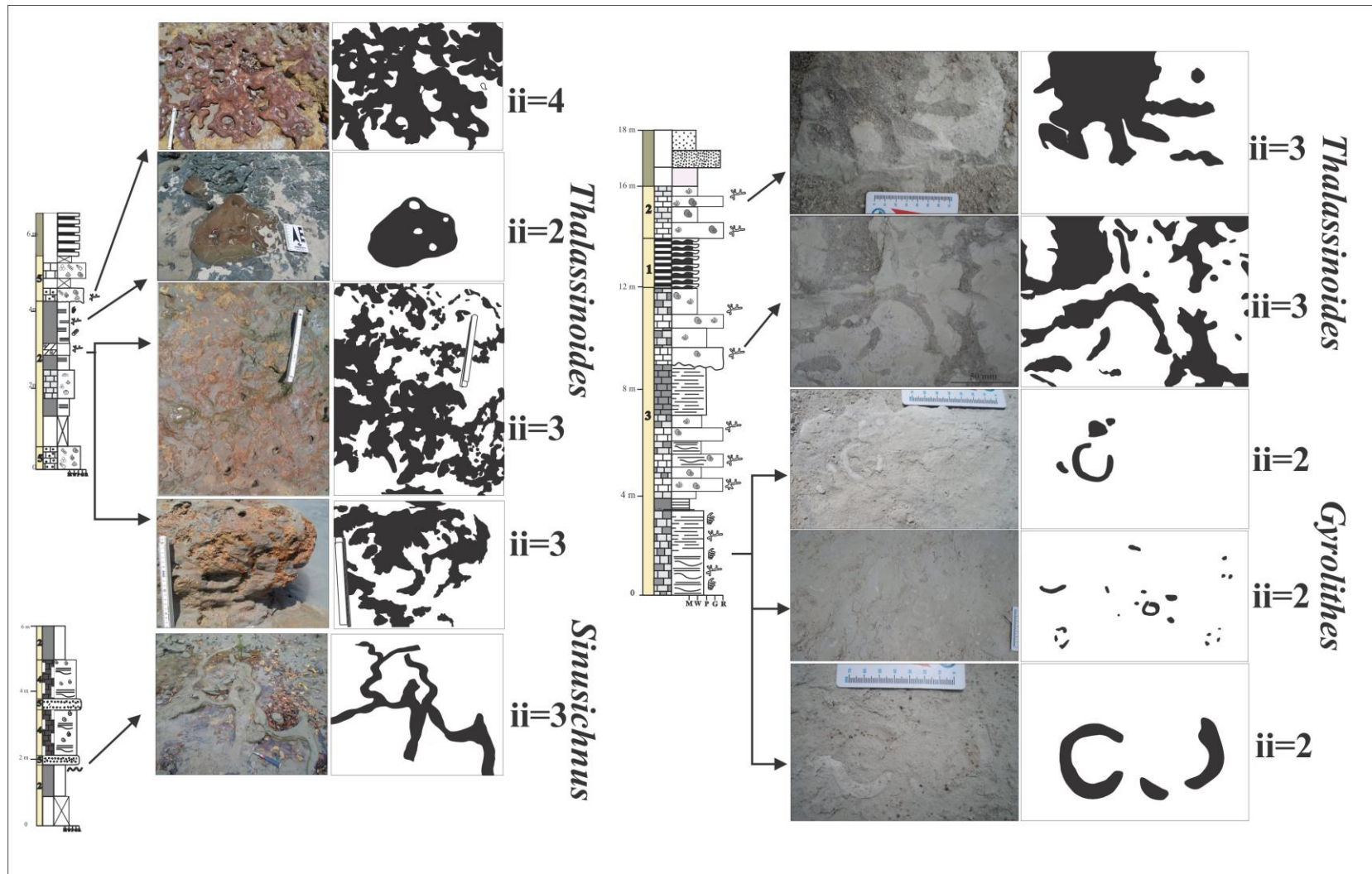


Figura 15-Principais icnofábricas da Formação Pirabas e sua distribuição ao longo dos perfis.

## 5.7 DISCUSSÃO

A análise das microfácies da Formação Pirabas evidencia a parte *onshore* de uma plataforma carbonática com subambientes de *tidal flat*, laguna de conexão restrita com o mar aberto através de *tidal inlets* e barreira bioclástica/ *front shoal* (Amorim, 2016; Nogueira *et al.* no prelo). Os depósitos de *tidal flats* apresentam *dolomudstones* maciços que indicam ambientes de baixa energia e ritmos bioturbados que sugerem a presença de oscilações de maré (Hardie & Shinn 1986). Os acamentos *wavy* e *lisen* que ocorrem nos ritmos refletem flutuações de energia com alternâncias de correntes de maré ou onda seguido de deposição por suspensão (Pratt *et al.* 1992, Reineck & Wunderlich 1968, Shinn 1983). Nos depósitos de laguna as microfácies *mudstone* laminado e *wackestone* maciço com equinodermas mostram que as condições de energia ainda eram baixas com intensa deposição por suspensão e boa preservação dos bioclastos.

Na associação de fácies *tidal inlet* a presença de *grainstones* e *packstones* indicam períodos influenciados por fluxos canalizados mais energéticos dentro da plataforma. As microfácies *rudstone*, *bafflestone*, *packstone/grainstone* que ocorrem nos depósitos de barreira bioclástica indicam a deposição em regiões de moderada a alta energia com intensa produção de areia carbonática e retrabalhamento por onda ou correntes de mar é (Fluguel 2004, Reinson 1984, Read 1985, Tucker 1992). A proximidade da linha de costa é confirmada pela presença de bioclastos típicos de mar aberto, como foraminíferos bentônicos, briozoários e bivalves (Amorin 2016, Goes *et al.* 1990, Muricy *et al.* 2016, Nogueira *et al.* no prelo, Petri 1957, Ramalho *et al.* 2015, 2017).

A descrição e interpretação sistemática dos traços fósseis produzidos por crustáceos decápodes da Formação Pirabas mostram uma icnofauna dominada pela presença de icnoespécies de *Thalassinoides* (*Th. suevicus*, *Th. Paradoxicus* e *Th. isp*) e *Gyrolithes* (*Gy. drauvexi* e *Gy. krameri*), além de ocorrência local da icnoespécie *Sinusichnus sinuosus*. Localmente, foram observados outros traços fósseis, geralmente não associados à atividade de crustáceos decápodes tais como *Palaeophycus*, *Planolites* e *Entobia*.

### 5.7.1 Paleoambiente

De acordo com as informações fornecidas pelos traços fósseis e microfácies o paleoambiente no qual foram originados os depósitos carbonáticas da Formação Pirabas

era caracterizado por uma região litorânea de águas rasas com substrato inconsolidado e influenciado por variações dos níveis de energia nos ambientes de *tidal flats* e laguna (menos energético) e *tidal inleat* e barreira bioclástica / *front shoal* (mais energético) (Figura 16).

O padrão horizontal dominante exibido pelos icnofósseis interpretados como *Dominichnia* e *Fodinichnia*, associados a depósitos que indicam variações de energia entre baixa a moderada, admitem características geralmente relacionadas à Icnofácies Cruziana. Esta icnofácies é interpretada como típica de ambientes marinhos costeiros situados logo abaixo da linha de rebentação (Buatois & Mangano 2011, Pemberton *et al.* 1992, Netto *et al.* 2007), mas que pode ocorrer também em ambientes estuarinos, lagunares e de planície de maré (Buatois & Mangano 2011). Em ambos os ambientes a icnofácies Cruziana exibe diversidade e abundância relativamente altas. Entretanto, são observadas baixa abundância e icnodiversidade nos depósitos da Formação Pirabas, o que sugere condições de água salobra (Frey & Pemberton 1984, Netto & Rossetti 2003). A presença de ostracodes dos gêneros *Perissocytheridea* e *Paradoxostoma* nestes depósitos corrobora com um ambiente de águas marinhas a mesohalinas (Nogueira & Ramos 2016, Nogueira & Nogueira, 2017). Tais condições podem ser explicadas pelo fato dos traços fósseis descritos serem encontrados próximos ao contato com a Formação Barreiras e que este contato é interpretado como gradacional e mostra um expressivo aumento na quantidade de sedimentos siliciclásticos na Formação Pirabas (Goés *et al.* 1990). Estas características sugerem um aumento do influxo de águas doces vindas do continente, relacionado a um progressivo rebaixamento do nível do mar, supressão da produção carbonática e instalação de depósitos siliciclásticos estuarinos e fluviais (Amorim 2016, Goés *et al.* 1990, Nogueira *et al.* no prelo).

A presença de *Gyrolithes* nos depósitos de barreira bioclástica/*front shoal* da Formação Pirabas também indicam condições de águas salobras (Beynon & Pemberton 1992, Dworschak & Rodrigues 1997, Gernant 1972, Netto & Rossetti 2003, Pemberton *et al.* 1992, 2001) e flutuações de salinidade durante a deposição (Gibert & Martinell 1998, Gibert *et al.* 1999, Knaust *et al.* 2016). As variações de salinidade geravam estresse na superfície do substrato levando os crustáceos decápodes a uma estratégia de proteção através da infaunalização construindo escavações espiraladas como o *Gyrolithes dravexi* que apresenta tubos isolados com ou sem conexão com os *Thalassinoides* (Netto *et al.* 2007, Rhoads 1975). Estas construções em espiral também ocorrem nos depósitos de laguna e são representadas pela icnoespécie *Gyrolithes*

*krameri* ocorrendo nas camadas de *mudstones* laminados ricos em matéria orgânica e, geralmente interconectados com os *Thalassinoides* isp., *Gyrolithes* também pode estar relacionado a comportamentos de alimentação cuja função é de máxima exploração em zonas ricas em matéria orgânica similarmente ao que ocorre com camarões *Axianassid* no registro de depósitos recentes (Dworschak & Rodrigues 1997, Netto *et al.* 2007). Entretanto, os baixos índices de bioturbação descritos na icnofábrica *Gyrolithes* são provavelmente reflexos do estresse ambiental causado pelas flutuações de salinidade.

A exploração do substrato por crustáceos decápodes ocorreu ao longo dos depósitos de *tidal flat*, laguna e *barreira bioclastica/front shoal*, representados pelas microfácies *mudstones*, *dolomudstone*, *packstone/wackestone*, *packstone/grainstone* e *rudstone*. Os traços fósseis presentes nestas fácies apresentam diferentes configurações geométricas que foram classificadas em comparação a classificação informal de Frey *et al.* (1978) para *Ophiomorpha* que designa os padrões geométricos em *maze*, *boxwork* e *shafts* e indicam diferentes condições de energia, taxa e natureza da deposição. Os principais padrões descritos para a Formação Pirabas são regular *maze* (*Thalassinoides suevicus* e *Thalassinoides* isp.), meandrante *maze* (*Sinusichnus*) e irregular *boxwork* (*Thalassinoides paradoxicus*) que são predominantemente horizontalizados e indicativos de ambientes com constates taxas de deposição e baixa energia (Anderson & Droser 1998, Frey *et al.* 1978).

Os crustáceos decápodes habitavam um substrato *softground* a *hardground*. O substrato *softground* ocorreria nos depósitos de *tidal flat* e laguna cuja energia era mais baixa é rico em nutrientes, sendo explorado principalmente por organismos que construía extensas galerias de *Thalassinoides* com padrão irregular *boxwork* (*Th. paradoxicus* e *Th. isp.*) e *Gyrolithes*. Os substratos *hardgrounds* ocorriam nas porções mais distais do sistema de laguna em contato com a barreira bioclástica com energias relativamente mais altas, onde as escavações possuem um padrão horizontalizado como os *Sinusichnus* e *Thalassinoides suevicus* cujas galerias possuem um padrão em irregular *maze*. Essas mudanças no substrato estão relacionadas à diminuição do teor de água no sedimento e a heterogeneidade do substrato (Buatois & Mangano, Miller & Curran 2001) que influenciavam diretamente o comportamento dos crustáceos decápodes da Formação Pirabas.

Conforme Miller & Curran (2001), camarões escavadores modernos produzem galerias horizontais como uma forma de adaptação a barreiras dentro do substrato. Da mesma forma, talassinídeos do Pleistoceno moveram-se em torno de restos de corais

(coral rubble) em recifes de corais fósseis das Bahamas (Miller & Curran 2001). Contudo, camadas de espessura decimétrica de calcários bem selecionados e densamente compactados do Mioceno não são penetrados pelos escavadores, enquanto que nos recifes das Bahamas se formam extensos sistemas de galerias imediatamente acima de superfícies litificadas impenetráveis (Miller & Curran 2001). Assim, o padrão predominantemente horizontal, extenso e raso das galerias de *Thalassinoides* e *Sinusichnus* observadas logo acima de *hardgrounds* na Formação Pirabas refletiriam uma adaptação da mudança do substrato em vez de mudanças nas condições ambientais.

Algumas fácies podem não apresentar registros de traços fósseis, o que pode estar associado a constantes variações dos níveis de energia hidrodinâmica do ambiente gerando baixo potencial de preservação dos traços (Buatois & Mangano 2011). Em resumo, a icnoassembléia da Formação Pirabas mostra baixa abundância e icnodiversidade sendo característico de ambientes restritos onde predominavam condições de água salobra (Amorim 2016, Frey & Pemberton 1984, Netto & Rossetti 2003).

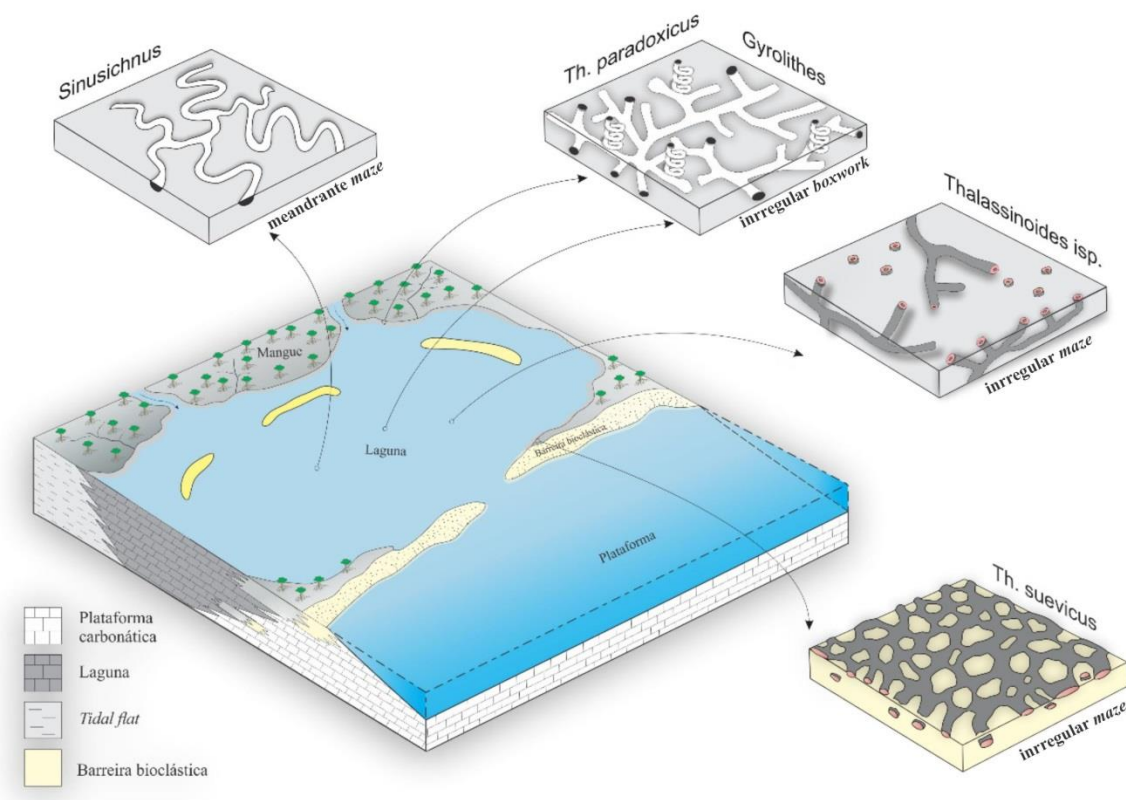


Figura 16-Interpretação do paleoambiente de plataforma carbonática e a distribuição dos principais traços fósseis produzidos por crustáceos decápodes da Formação Pirabas ao longo dos subambientes

### 5.7.2 Diagênese

Os processos diagenéticos em depósitos de plataforma carbonática são importantes para a preservação dos traços fósseis, visto que a litificação em carbonatos é mais rápida que a litificação em depósitos siliciclásticos, possibilitando menor compactação e maior preservação de estruturas sedimentares biogênicas (Knaust *et al.* 2012, Narbonne 1984). Nos depósitos carbonáticos da Formação Pirabas os principais processos diagenéticos observados nas rochas são: micritização, cimentação, recristalização, dissolução e dolomitização (Amorim, 2016). Similarmente, alguns destes aspectos como micritização e dissolução ocorrem no preenchimento dos traços fósseis. A intensa micritização dos bioclastos de algas e moluscos evidencia a intensa atividade de microrganismos como algas endolíticas (Bathurst 1966, Kobluk & Risk 1977) ou cianobactérias cocóides no início da eodiagênese (Reid & MacIntyre, 2000), enquanto a dissolução está mais relacionada com a formação de porosidade, que neste caso, é representada por fabrica seletiva, com poros intrapartícula e moldicos, e fábrica não seletiva, com poros em canal (Amorim 2016, Choquette & Pray 1970, Flugel 2010).

O material de preenchimento dos icnofósseis produzidos por crustáceos decápodes são classificados em: a) compostos predominantemente por matriz microcristalina de calcita e grãos de quartzo, além de bioclastos (*Gyrolithes drauvexi* e *Sinusichnus*) (Figuras 12D e 14C); b) compostos por bioclastos intensamente micritizados, matriz microcristalina de siderita e ankerita e grãos de quartzo (*Thalassinoides suevicus* e *Thalassinoides paradoxicus*,) (Figuras 12C e 12F); c) composto totalmente por pirita (*Thalassinoides paradoxicus*) (Figura 13B); d) compostos por matriz microcristalina de siderita e ankerita com presença pontual de hematita e porção central constituída por pirita (*Gyrolithes krameri*, *Thalassinoides* isp.) (Figuras 12G e 13E-G). Esses preenchimentos mostram que existiam diferentes condições de precipitação dentro dos tubos, o que reflete a formação de diferentes microambientes químicos no entorno das escavações, facilitando a ocorrência dos processos diagenéticos durante a eodiagênese (Bertling 1999, Gingras *et al.* 2004, Knaust *et al.* 2012). Através da análise destes preenchimentos foi possível estabelecer eventos diagenéticos e as principais condições de formação das concreções que ocorrem nos traços fósseis da Formação Pirabas.

A formação de concreções de pirita dentro deste contexto foi atribuída à formação de microambientes reduzidos (Berner 1971, Bird *et al.* 2001, Canfield & Raiswell 1991, Mozley & Wersin 1992) indicando precipitação em condições anóxicas (Bird *et al.* 2000, Dobbs & Guckert 1988, Forster & Graf 1992; Kristensen 1988). A formação destes microambientes está associada intimamente ao processo de decomposição da matéria orgânica que existia dentro e no entorno dos tubos por microorganismos (Gingras *et al.* 2004, Gabbott *et al.* 2004, Schieber 2002 a,b).

A incorporação da matéria orgânica dentro das escavações pode ocorrer na forma de material mucoso ou fecal dentro da toca, através da morte dos produtores e pela retenção de plantas dentro das escavações (Bromley 1996, Gingras *et al.* 2004, Jurkowska *et al.* 2018). Conforme a análise da preservação dos icnofósseis da Formação Pirabas a maioria das tocas atuaram como condutos abertos na interface água-sedimento e desta maneira as atividades de irrigação, alimentação e habitação dos crustáceos decápodes, juntamente com as oscilações da lâmina d'água, poderiam permitir flutuações de oxigênio dentro da toca formando ambientes redutores e oxidantes (Gingras *et al.* 2004). Em depósitos, recentes a formação de ambientes oxidantes e reduzidos em bioturbações é atribuída a variações de condições de oxigenação das águas da toca que estão associadas com as flutuações de maré criando um mosaico de microambientes em suas paredes e permitindo a proliferação de uma comunidade microbiana diversa com organismos aeróbicos e anaeróbicos (Bird *et al.* 2000, Kristensen 1988) Além disso, os depósitos de laguna e *tidal flat* apresentam evidências da presença de matéria orgânica através da preservação de material vegetal (Amorim 2016). Essa preservação também foi observada nas camadas onde há registros de *Thalassinoides*.

As condições reduzidas possibilitaram a piritização parcial ou total dos traços fósseis, principalmente aqueles localizados no contato entre a laguna e o *tidal flat* como os *Thalassinoides isp.* que chamam a atenção por apresentarem-se completamente preenchidos por concreções de pirita. Nestes traços ocorrem piritas framboidais e dodecaedricas indicando a formação de minerais autigênicos através da ação de micróbios que usam a matéria orgânica como substrato e geram nucleações e crescimento de cristais a partir da redução do sulfato para sulfeto (Baird & Breth 1991, Briggs 2003, Gabbott *et al.* 2004, Hudson 1982, Maclean *et al.* 2008, Schieber 2002 a,b). Os preenchimentos apresentam desde grandes concentrações de núcleos de pirita dentro das escavações que permitiram a formação de framboides (Gabbott *et al.* 2004),



até redes de cristais dodecaedricas de pirita, cuja formação está associada a taxa de crescimento dos cristais que ocorrem através da difusão de constituintes para as fácies crescentes de núcleos anteriormente já formados (Butler & Rickard 2000, Gabbott *et al.* 2004).

A presença de concreções de siderita ocorre em torno dos *Thalassinoides*. A precipitação da siderita é restrita ao interior das escavações podendo por vezes apresentar o centro composto por piritas framboidais, indicando que foi um processo posterior à piritização. As concreções de siderita ao redor dos icnofósseis é atribuída ao aumento das concentrações de bicarbonato e baixa quantidade de sulfeto na água dos poros ocasionando a precipitação de carbonato de ferro a medida que a saturação foi excedida (Carpenter *et al.* 1988, Curtis & Spears 1968, Coleman 1993, Gautier & Claypool 1984, Garrels & Christ 1965, Mckay *et al.* 1995,). A presença de ankerita possivelmente está associada à presença de dolomita no ambiente (Mckay *et al.* 1995), contudo é necessário a maior investigação sobre sua significância dentro deste contexto. A presença de hematita está relacionada ao processo de oxidação da pirita associado à circulações de fluidos oxigenados ou intemperismo recente (Gabbott *et al.* 2004).

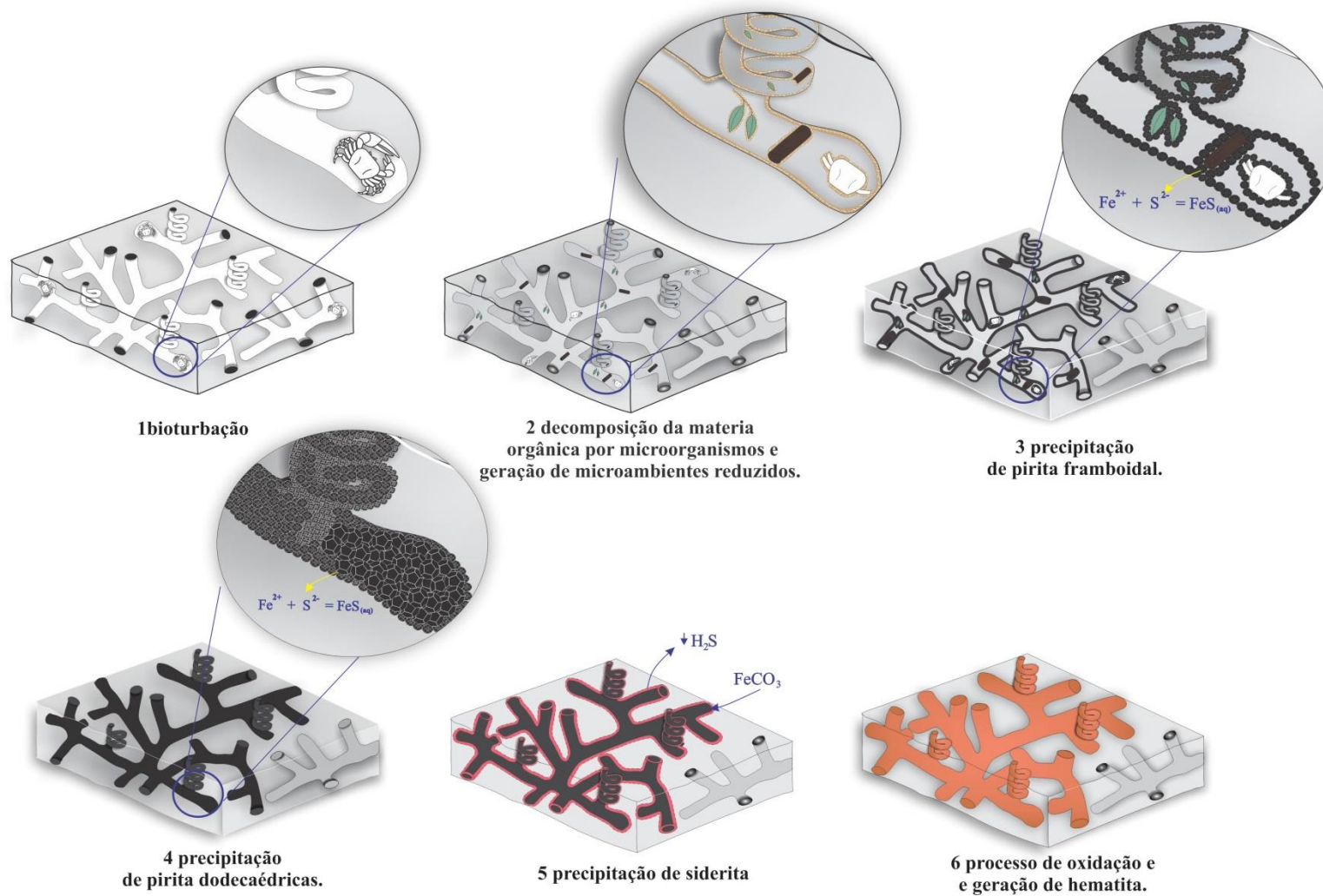


Figura 17-Modelo diagenético proposto para a preservação de traços fósseis da Formação Pirabas.

## 5.8 CONCLUSÕES

A integração dos traços fósseis com as microfácies carbonáticas da Formação Pirabas mostram a presença de crustáceos decápodes nos subambientes de barreira bioclástica, *tidal flat* e laguna. Foram descritas seis icnoespécies para os icnogêneros *Thalassinoides*, *Gyrolithes* e *Sinusichnus* classificados como escavações *dominichnia* e *fodinichnia* com padrões horizontalizados representados por irregular *maze*, meadrante *maze* e irregular *boxwork* que indicam a presença de ambientes de baixa a moderada energia cuja associação pertence à icnofácies Cruziana. A baixa icnodiversidade e a presença de galeria espiralada como o *Gyrolithes* indicam condições de água salobra no paleoambiente. Os traços fósseis descritos foram atribuídos às construções produzidas pelos gêneros *Uca* e *Neocallichirus* que são os únicos produtores de bioturbações descritos para a unidade. A quantificação destas bioturbações foi dada por três icnofábricas distintas que mostram o aumento da intensidade da bioturbação da direção *tidal flat*, para barreira bioclástica. Durante a eodiagênese os traços fósseis apresentaram a formação de concreções de pirita e siderita que ocorrem dentro e no entorno dos traços fósseis e que mostram a formação de microambientes reduzidos durante a eodigênese. A precipitação de pirita está relacionada com a ação de microorganismos que utilizaram o muco nas paredes e a matéria orgânica do preenchimento como substrato para a produção de nucleações a partir da redução de sulfato. As concreções de siderita foram posteriores a essas piritizações e ocorrem a partir da diminuição de  $H_2S$  e continua ação destes microorganismos. A abordagem paleoambiental e diagenética dos traços fósseis da Formação Pirabas permitiram a compreensão de importantes condições para a construção e preservação destas estruturas, entretanto são necessários novos estudos de caráter regional para ampliar o conhecimento sobre esta icnofauna.

## CAPITULO 6 CONCLUSÕES

O estudo sistemáticos traços fósseis de crustáceos decápodes em conjunto análise de microfácies carbonáticas da Formação Pirabas permitiu o reconhecimento dos icnogêneros *Thalassinoides*, *Gyrolithes* e *Sinusichnus* distribuídos ao longo dos subambientes barreira bioclástica, laguna e *tidal flat* da plataforma carbonática durante o Mioceno. As principais icnoespécies descritas são *Gyrolithes drauvexi*, *Gyrolithes krameri*, *Thalassinoides suevicus*, *Thalassinoides paradoxicus*, *Thalassinoides* isp. e *Sinusichnus sinuosus*. O predomínio de padrões horizontalizados representados por irregular *maze*, meadrante *maze* e irregular *boxwork* indicam a presença de ambientes de baixa deposição e energia típicos da icnofácies Cruziana ( Buatois & Mangano 2011, Pemberton *et al.* 1992, ??? Netto *et al.* 2007).

De acordo com as interpretações paleoambientais nota-se que os traços fósseis da Formação Pirabas indicam ambiente de águas calmas em condições de água salobra indicada pela baixa icnodiversidade e a presença de construções espiraladas como o icnogênero *Gyrolithes*. Os possíveis produtores para os traços fósseis descritos nesta formação pertencem aos gêneros *Uca* e *Neocallichirus*, que são os únicos crustáceos decápodes construtores descritos para a unidade.

As icnofábricas descritas são: 1) icnofábrica *Gyrolithes* (ii=2, Droser & Bottjer 1986, Miller & Smail 1997), 2) icnofábrica *Sinusichnus* (ii=3, Miller & Smail 1997) 3) icnofábrica dominada por *Thalassinoides* (ii=4, Miller & Smail 1997). Mostrando um aumento da intensidade da bioturbação no sentido tidal flat-barreira bioclástica relacionado ao aumento da energia e direção a plataforma externa. Em associação com traços fósseis da Formação Pirabas ocorrem concreções de pirita que indicam a formação de microambientes reduzidos durante a eodiagênese, a partir da ação de microorganismos na decomposição da matéria orgânica presente nas escavações e a abundância de S para nucleações de pirita framboidais e crescimento de cristais octaédricos.

Similarmente ao processo de piritização nos traços fósseis ocorre a precipitação de siderita no entorno de tubos anteriormente já concrecionados por pirita. O esgotamento S e a ação contínua dos microorganismos em microambientes reduzidos facilitou a deposição de siderita principalmente nos depósitos de laguna. A presença de hematita que está associada a processos de oxidação durante o intemperismo recente e a ankerita tem forte associação com a dolomita descrita nos depósitos.

O estudo dos traços fósseis de crustáceos decápodes da Formação Pirabas mostra importantes interpretações paleoambientais que explicam as principais condições de consistência do substrato, taxa de deposição, salinidade e batimetria em que habitavam estes organismos durante o Mioceno. Além das novas discussões diagenéticas que auxiliaram na preservação destas estruturas. Entretanto, são necessários novos estudos regionais em busca de ampliar e aprimorar o pouco conhecimento que se tem sobre a esta icnofauna.

## REFERÊNCIAS

- Adams A.E., Mackenzie W.S., Guilford C. (ed.). 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow, 140 p.
- Aguilera O.A.S., Ramos M. I., Páes E., Costa S., Sánchez-Villagra M. 2011. The Neogene tropical American fish assemblage and the paleobiogeography of the Caribbean region. *Swiss Journal of Palaeontology*, **130** (2):217-240.
- Aguilera O. A. & Páes E. 2012. The Pirabas Formation (Early Miocene from Brazil) and the Tropical Western Central Atlantic subprovince. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi. Ciências Naturais*. Belém, **7**(1):29–45.
- Aguilera O.A. & Guimarães J.T.F., Moraes-Santos H. 2013. Neogene Eastern Amazon carbonate platform and the palaeoenvironmental interpretation. *Swiss Journal of Palaeontology*, **132**(2):99–118.
- Aguilera O.A., Guimarães J.T.F., Moraes-Santos H. 2014. Erratum to: Neogene eastern Amazon carbonate platform and the paleoenvironmental interpretation. *Swiss Journal of Palaeontology*, **133**(1):99–118.
- Aguilera O.A., Luz Z., Carrillo-Briceño J.D., Kocsis L., Vennemann T.W., de Toledo P.M. 2017a. Neogene sharks and rays from the Brazilian 'Blue Amazon'. *PLoS ONE* **12**(8): 1-34.
- Aguilera O.A., Silva G. O. A., Lopes R. T., Machado A. S., dos Santos T. M., Marques G., Bertucci T., Aguiar T., Carrillo-Biceño J., Rodriguez, F., Jaramillo, C. 2017 b. Neogene Proto-Caribbean porcupinefishes (Diodontidae). *PLoS One*, **12**(7): 1-26.
- Amorin K.B. 2016. *Paleoambiente, paleogeografia e isótopos de carbono e oxigênio de depósitos carbonáticos miocenos da Plataforma Bragantina, Nordeste do estado do Pará, Brasil*. PhD Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 130 p. 1 CD-ROM
- Anderson B. G. & Droser M. L. 1998. Ichnofabrics and geometric configurations of Ophiomorpha within a sequence stratigraphic framework: an example from the Upper Cretaceous US western interior. *Sedimentology*, **45**(2):379–396. doi:10.1046/j.1365-3091.1998.0161f.x
- Arai M., Truckenbrodt W., Nogueira A. C. R., Goes A. M., Rossetti D. F. 1994. Novos dados sobre estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SBG, 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. p. 185-187.
- Arai M., Uesugui N., Rossetti, D.F., Góes A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais...* v.2, p. 738–752.

Azevedo R.P. 1991. *Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basins*. Phd Thesis, University of London, Londres, 455p. Disponível em: [https://www.researchgate.net/profile/Renato\\_Azevedo4/publication/33774240\\_Tectonic\\_evolution\\_of\\_Brazilian\\_equatorial\\_continental\\_margin\\_basins/links/5519769e0cf2f51a6fe90bfa/Tectonic-evolution-of-Brazilian-equatorial-continental-margin-basins.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Renato_Azevedo4/publication/33774240_Tectonic_evolution_of_Brazilian_equatorial_continental_margin_basins/links/5519769e0cf2f51a6fe90bfa/Tectonic-evolution-of-Brazilian-equatorial-continental-margin-basins.pdf). Acesso em: 20 de out. 2017.

Bathurst R.C.C. 1996. Boring algae, micrite envelopes, and lithification of molluscan biosparites: *Geol. Jour.* **5** (1):15-32.

Baird G.C. & Brett C.E. 1991. Submarine erosion on the anoxic sea floor: stratinomic, palaeoenvironmental, and temporal significance of reworked pyrite-bearing deposits. In: Tyson R.V. & Pearson T.H. (ed.). *Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview*. London, Geological Society of London, p.233–257. (Special Publication, 58).

Belaustegui Z., Gibert J.M., Lopez-Blanco M., Bajo I. 2014. Recurrent constructional pattern of the crustacean burrow *Sinusichnus sinuosus* from the Paleogene and Neogene of Spain. *Acta Palaeontologica Polonica*, **59**(2):461–475.

Berner R.A. 1991. A model for atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, **291**(4): 339–376.

Beurlen K. 1958a. Contribuição á paleontologia do estado do Pará. Crustáceos decápodes da formação Pirabas. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, nova série, Geologia*, **5**:1–49.

Beynon B.M. & Pemberton S.G. 1992. Ichnological signature of a brackish water deposit: an example from the lower cretaceous grand rapids formation, cold lake oil sands area, Alberta. In: Pemberton S.G. (org.) *Applications of ichnology to petroleum exploration*. p. 199-221. (Society of Sedimentary Geologists).

Bertling M. 1999. Taphonomy of trace fossils at omission surfaces (Middle Triassic, East Germany). *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **149**:27–40.

Bertling M., Braddy S. J., Bromley R. G., Demathieu G. R., Genise J., Mikulás R., Nielsen J. K., Nielsen K. S. S., Rindsberg A. K., Schlirf M., Uchman, A. 2006. Names for trace fossils: a uniform approach. *Lethaia*, **39**: 265-286.

Bezerra I.S.A.A, Nogueira A.C.R, Guimarães J.T.F, Truckenbrodt W. 2015. Late Pleistocene sea-level changes recorded in tidal and fluvial deposits from Itaubal Formation, onshore portion of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **45**(Suppl 1): 63-78.

Bird D.F., Juniper S.K., Ricciardi-Rigault M., Martineu P., Prairie Y.T., Calvert S.E. 2001. Subsurface viruses and bacteria in Holocene/late pleistocene sediments of Saanich Inlet, B.C.: ODP Holes 1033B and 1034B, Leg 169S. *Marine Geology*, **174** (1-4): 227–239.

Bird F.L., Boon P.I., Nichols P.D. 2000. Physicochemical and microbial properties of burrows of the deposit-feeding thalassinidean ghost shrimp *Biffarius arenosus* (Decapoda: Callinassidae). *Estuarine Coastal Shelf Science*, **51**(3): 279-291.

Briggs D.E.G. 2003. The role of decay and mineralization in the preservation of soft-bodied fossils. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **31**: 275–301.

Brito I. M. 1971. Contribuição ao conhecimento dos Crustáceos decápodes da Formação Pirabas. I - Brachyura Brachyrhyncha. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **43** (suplemento): 489–498.

Brito I. M. 1972. Contribuição ao conhecimento dos Crustáceos decápodes da Formação Pirabas. II - Brachyura Ocypodidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **44**(1): 95–98.

Brito I. M. 1977. Novas ocorrências de cirrípedes balanomorfos na Formação Pirabas, Mioceno Inferior do Estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **49**(3):465–468.

Bottjer D.J. & Droser M.L. 1991. Ichnofabric and siliciclastic depositional systems; integration for sequence stratigraphic analysis. In: AAPG 1991 annual convention with DPA/EMD divisions and SEPM, an associated society. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, (United States)*, **75**(CONF-910403--).

Bromley R.G. & Frey R.W. 1974. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **23**(3-4):311-335.

Bromley R.G. 1990 (ed). *Trace fossils. Biology and taphonomy*. London, Unwin Hyman, 280 p.

Bromley R. G. 1994. The Palaeoecology of bioerosion. In: Donovan S.K. (ed.). *The Palaeobiology of trace fossils*. Baltimore, John Hopkins University Press, p.134–154

Bromley R.G. 1996. *Trace fossils: biology. Taphonomy and applications*. London, Chapman and Hall, 361 p.

Buatois L., Mángano G., Aceñolaza F. 2002. Trazas Fósiles. Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico. *Museo Paleontológico Egidio Feruglio*, Trelew, 382 p.

Buatois L.A., Gingras M.K., Maceachern J., Mángano M.G., Zonneveld J.P., Pemberton S.G., Netto R.G., Martin A.J. 2005. Colonization of brackish-water systems through time: evidence from the trace-fossil record. *Palaios*, **20**(4):321-347.

Buatois L.A. & Mángano M.G. 2011. *Ichnology: organism substrate interactions in space and time*. Cambridge, Cambridge University Press, 358 p.

Buatois L.A. & Mángano M.G. 2013. Ichnodiversity and ichnodisparity: significance and caveats. *Lethaia* **46**(3):281–292



- Buatois L.A., Carmona N.B., Curran H.A., Guimarães Netto R., Mángano M.G., Wetzel A. 2016. The Mesozoic marine revolution. *In*: Mángano M.G. & Buatois L.A. (eds). *The trace-fossil record of major evolutionary events*. [Dordrecht, Springer Nature], p.19–134.(Topics Geobiol 40).
- Butler I.B. & Rickard D. 2000. Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulfide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64** (15): 2665–2672.
- Canfield D.E. & Raiswell R. 1991. Pyrite formation and fossil preservation, *In*: Allison P.A. & Briggs D.E.G. (eds.). *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. New York, Plenum Press, p. 338–388
- Carpenter S.J., Erickson J.M., Lohmann K.C., Owen R.R.1988. Diagenesis of fossiliferous concretions from the Upper Cretaceous Fox Hill Formation, North Dakota. *Journal of Sedimentary Research*, **58**:706-723.
- 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. & Fernandes A.C.S. 2004. Icnofósseis. *In*: Carvalho I.S. (ed.) *Paleontologia*. [S.l.], Editora Interciência. vol.1, p.143-16.
- Coleman M., Hendrick D. B., Lovely D.R., White D.C., Pye K. 1993. Reduction of Fe (III) in sediments by sulphate-reducing bacteria. *Nature*, **361**(6411):436–438.
- Costa J.B.S., Borges M.S., Bemerguy R.L., Fernandes J.M.G., Costa JR P.S. Costa M.L.1993. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. *Geociências (UNESP)*,**12**(2):373-396.
- Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M.S., Ferreira JR. C.R.P.; Bezerra P.E.L., Costa M.L., Fernandes J.M.G. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Revista Geonomos*, **4**(2): 23-43.
- Costa J. B. S. & Hasui Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. *In*: Costa M. L. & Angélica R.S. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 15-19.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Bemerguy R.L., Villegas J.M.C. 2002. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74** (3): 519-531.
- Costa S. A. F., Toledo P. M., Moraes-Santos H. M. 2004. Paleovertebrados. *In*: Rossetti F. & Góes A. M. (eds.). *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p 135-166. (Coleção Friederich Katzer).

- Costa S.R.F. 2011. *Ictiólitos da Formação Pirabas, Mioceno do Pará, Brasil, e suas implicações paleoecológicas*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 113 p.
- Couto C. P. 1967. Contribuição à paleontologia do estado de Pará. Um sirênio na Formação Pirabas. *In: Conselho Nacional de Pesquisa, 1º Simpósio sobre a Biota Amazônica, Atas...* p.345–357.
- Choquette P.W. & Pray L.C. 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54** (2): 207-250.
- Curtis C.D. & Spears D.A. 1968. The formation of sedimentary Fe-minerals. *Economic Geology*, **63**:257-270.
- Curran H.A. & Frey R.W. 1977. Pleistocene trace fossils from North Carolina (U.S.A.), and their Holocene analogues. *In: Crimes T.P. & Harper J.C. (ed.). Trace fossils 2. Geological Journal Special, Issue 9*:139–162.
- Dobbs, F. C. & Guckert J. B. 1988. *Callianassa trilobata* (Crustacea: Thalassinidea) influences abundance of meiofauna and biomass, composition, and physiologic state of microbial communities within its burrow. *Marine Ecology Progress Series* **45**(1-2):69–79.
- Droser M. L. & Bottjer D.J. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric, University of Southern California. *Journal of Sedimentary Research*, **56**(4):558-559.
- Duarte L. 2004. Paleoflórula. *In: Rossetti D.F. & Góes A.M. (eds.) O Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 169-196. (Coleção Friederich Katzer).
- Dunham R. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Ham W. (ed). Classification of carbonate rocks*. Tulsa, AAPG. p. 108 – 121. (Memoir 1).
- Dworschak P.C. & Rodrigues S. de A. 1997. A modern analogue for the trace fossil *Gyrolithes*: burrows of the thalassinidean shrimp *Axianassa australis*. *Lethaia*, **30**(1):41-52.
- Ehrenberg K. 1944. Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläontologische Zeitschrift* **23**(3):345–359.
- Ekdale A.A., Bromley R.G., Pemberton S.G. 1984. *Ichnology: trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 317 p.
- Ekdale A.A. 1992. Muckraking and mudslinging: the joys of deposit feeding. *In: Maples, C.G., West, R.R. (eds.), Trace Fossils. Paleontological Society Short Course* **5**:145-171.

- Embry A. & Klovan J. 1971. Late Devonian reef tracts on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin Canadian Petrology and Geology Bulletin*, **19** (4): 730-781.
- Feldmann R.M. & Schweitzer C.E. 2006. Paleobiogeography of Southern Hemisphere decapod Crustacea. *Jornal Paleontology*, **80** (1):83–103.
- Fernandes A.C.S & Assis J.F.P. 1980. Sobre a ocorrência de icnofósseis na Formação Pirabas(Mioceno Inferior) no estado do Pará. *Anais da academia brasileira de ciências* **52**(2):327-334.
- Fernandes J.M.G. 1988. Bioestratigrafia da Formação Pirabas, estado do Pará. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais....*, v.1, p.330–340.
- Fernandes J.M.G. 1984. Paleocology of Formation Pirabas, Pará state. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Anais...*, v.1, p.330-340.
- Fernandes M.J.G. & Távora V.A. 1990. Estudos dos foraminíferos da Formação Pirabas procedentes do Furo Cb-Ufpa-P1 (85), município de Capanema, estado do Pará. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais ...*, v.1, p.470–475.
- Fernandes A.C.S., Borghi L., Carvalho I.S., Abreu C.J. 2002. *Guia dos icnofósseis de invertebrados do Brasil*. Rio de Janeiro, Editora Interciência, 260p.
- Ferreira Penna D. S. 1876. Breve notícia sobre os sambaquis do Pará. *Archivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro*, **1**: 85-89.
- Ferreira C.S. 1966. Características lito-paleontológicas na Formação Pirabas, estado do Pará. *In: 6ª Conferência Geológica das Guianas, Belém. Anais...*, v. 6, p.101-111.
- Ferreira C. S. 1970. Moluscos do terciário marinho, na baía de São Marcos, Maranhão, Formação Pirabas, Mioceno Inferior. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série Geologia* **15**:1-30.
- Ferreira C.S., Macedo A.C.M., Assis J.F.P. 1978. A Formação Pirabas no estado do Pará – novo registro de subsuperfície: Belém (furo 4BE-01-PA, CPRM). *Anais da Academia Brasileira de Geociências*, **50**: 427.
- Ferreira C. S. 1982. Notas Estratigráficas sobre o Cenozoico marinho do Estado do Pará. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. Anais...*,v.1, p. 84-88.
- Ferreira C. S., Vicalvi M. A., Macedo A. C. M. 1984. Os limites meridionais da Bacia de Pirabas. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. Anais...* p. 326-329.
- Folk R. L. 1962. Spectral subdivision in limestone type. *Tulsa Memoir AAPG*. n.1. 62 – 84p.

- Frey, R.W., Howard J.D. and Pryor, W.A. 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **23**: 199-229.
- Frey R.W., Curran H.A., Pemberton S.G. 1984. Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Pylonichnus*. *Journal of Paleontology*, **58** (2): 333–350.
- 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** (2): 370–404.
- Frey R. W., Pemberton S. G., Saunders T.D. 1990. Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship. *Journal of Paleontology*, **64** (1): 155-158.
- Frey R.W. & Pemberton S.G. 1984. Trace Fossil Facies Models. In: *Walker, R.G., Ed., Facies Models*, 2nd Edition. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 189-207.
- Frey R.W. & Howard J.D. 1990. Trace fossils and depositional sequences in a clastic shelf setting, Upper Cretaceous of Utah. *Journal of Paleontology*, **64** (5): 803–820.
- Forster S. & Graf G. 1992 Continuously measured changes in redox potential influenced by oxygen penetrating from burrows of *Callianassa subterranea*. *Hydrobiologia*, **235/236**: 527–532.
- Fürsich F.T. 1973a. A revision of the trace fossils Spongiomorpha, Ophiomorpha and Thalassinoides. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte*, **12**:719-735.
- Fürsich F.T. 1973b. Thalassinoides and the origin of nodular limestones in the Corallian Beds (Upper Jurassic) of Southern England. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **140**:136–156.
- Flügel E. 2004. (ed.) *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. London. Springer Verlag. 995p.
- Flügel E. 2010. (ed.). *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*. Berlin, Springer, 976 p.
- Gabbott S. E., Xian-guang H., Norry M.J; Siveter D.J. 2004. Preservation of Early Cambrian animals of the Chengjiang biota. *Geology*, **32**(10):901–904
- Galehouse J.S. 1971. Point counting. In: Carver, R. E. (ed.). *Procedures in sedimentary petrology*. New York, Wiley-Interscience, p. 385-407
- Garrels R.M. & Christ C.L. 1965. *Solutions, minerals and equilibria*. New York, Harper and Row, 450 p.

- Gautier D.L. & Claypool G.E. 1984. Interpretation of methanic diagenesis in ancient sediments by analogy with processes in modern diagenetic environments. *In*: McDonald D.A. & Surdam R.C. (ed.). *Clastic diagenesis*. London, [s.n], p.111-123. (American Association of Petroleum Geologists, v.37).
- Gernant R.E. 1972. The paleoenvironmental significance of *Gyrolithes* (lebensspur). *Journal of Paleontology*, **46** (5):735-741.
- Gibert J.M. 1996. A new decapod burrow system from the NW Mediterranean Pliocene. *Revista Española de Paleontología*, **11**(2): 251–254.
- Gibert J.M. & Martinell, J. 1998. Ichnofabric analysis of the Pliocene marine sediments of the Var Basin (Nice, NE France). *Geobios*, **31**(2): 271–281.
- Gibert J.M., Jeong K., Martinell J. 1999. Ethologic and ontogenic significance of the Pliocene trace fossil *Sinusichnus sinuosus* from the northwestern Mediterranean. *Lethaia*, **32**(1): 31-40.
- Gibert J. M., Muñoz F., Belaústegui Z., Hyžný M. 2013. Fossil and modern fiddler crabs (*Uca tangeri*: Ocypodidae) and their burrows from SW Spain: ichnologic and biogeographic implications. *Journal of Crustacean Biology*, **33**(4), 537–551.
- Gingras M.K., Pemberton S.G., Muchlenbachs K., Machel H. 2004. Conceptual models for burrow related, selective dolomitization with textural and isotopic evidence from the Tyndall stone, Canadá. *Geobiology*, **2**(1):21-30.
- Gingras M.K., MacEarchern J.A., Dashtgard S.E. 2011. Process ichnology and the elucidation of physico-chemical stress. *Sedimentary Geology*, **237**(3-4):115–134.
- Góes A.M., Rossetti D.F., Nogueira A. C. R., Toledo P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **2**:3-15
- Góes A.M. & Rossetti D.F. 2001. Gênese 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, Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Friedrich Katzer. p. 15-29
- Guimarães Netto R. & Rossetti D.F. 2003. Ichnology and salinity fluctuations: a case study in the Early Miocene (Lower Barreiras Succession) of São Luís Basin, Maranhão, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **6**:5–18.
- Guimarães Netto R. 2001. Ichnologia e estratigrafia de sequências. *In*: Severiano Ribeiro H.J.P. *Estratigrafia de sequências-fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, EDUNISSINOS, p.428.
- Guimarães Netto R., Buatois L.A., Mángano M., Balistieri P. 2007. *Gyrolithes* as a multipurpose burrow: an ethological approach. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **10** (3):157-168.

- Hardie L.A. & Shinn E.A. 1986. Carbonate depositional environments, modern and ancient. Part 3. Tidal flats. *Colorado School of Mines Quarterly*, **81**:1-74.
- Hoorn C., Guerrero J., Sarmiento G. A., Lorente M.A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, **23**(3): 237–240.
- Hudson J. D.1982. Pyrite in ammonite-bearing shales from the Jurassic of England and Germany. *Sedimentology*, **29**(5):639–667.
- Jurkowska A., Uchman A., Świerczewska-Gładysz E. 2018. A record of sequestration of plant material by marine burrowing animals as a new feeding strategy under oligotrophic conditions evidenced by pyrite microtextures. *Palaios*, **33**(7):312-322.
- 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.
- Kappel J. 2003. Ichnofossilien im Campanium des Se-Münsterlandes. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paleontologie*, **96**: 1-195.
- Knaust D. 2012. Trace-fossil systematics. In: Knaust D. & Bromley R.G. (ed.). *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. Amsterdam, Elsevier, p. 79–101 (Developments in Sedimentology Series 64).
- Knaust D., Curran H.A., Dronov A., 2012. Shallow-marine carbonates. In: Knaust D., Bromley R.G. (ed.). *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. Amsterdam, Elsevier, p.703–75. (Developments in Sedimentology, v. 64).
- Knaust D., Uchman A., Hagdorn H. 2016. The probable isopod burrow sinusichnus seilacheri isp. n. from the middle triassic of Germany: an example of behavioral convergence. *Ichnos*, **23** (1-2):138–14
- 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**(3):181–215.
- Kennedy W.J. 1967. Burrows and surface traces from the Lower Chalk of southern England. *Bulletin British Museum of Natural History. Geology* **15**(3):127–167.
- Kristensen E. 1988. Benthic fauna and biogeochemical processes in marine sediments: microbial activities and fluxes. In: Blackburn T. H. & Sorensen J.(ed.). *Nitrogen cycling in coastal marine environments*. John Wiley and Sons Ltd, New York, p. 275–299.
- Kobluk D.R. & Risk M.J. 1977. Micritization and carbonate-grain binding by endolithic algae. *AAPG Bulletin*, **61**(7):1069-1082.
- Landau B., Vermeij G., Silva, C. M. da. 2008. Southern Caribbean Neogene palaeobiogeography revisited. New data from the Pliocene of Cubagua, Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **257** (4): 445–461.

Leite F.P.R., Oliveira M.E.B., Arai M., Truckenbrodt W. 1997a. Palinoestratigrafia da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, Mioceno do nordeste do estado do Pará, Brasil. *Revista da Universidade de Guarulhos*, **2** (esp.): 141–147.

Leite F. P. R., Oliveira M. E. B., Oliveira P. E., Silvestre-Capelato M. S., Arai M., Truckenbrodt W. 1997b. Palinofloras miocenas da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, na Região Bragantina, Estado do Pará, Brasil. *Revista da Universidade de Guarulhos*, **2** (esp.): 128-140.

Leite F.P.R. 2004. Palinologia. In: Rossetti D.F. & Góes A.M. (eds.). *O Neogeno da Amazônia Oriental*. Belém, Museu Paraense Em Goeldi, p. 55-90.

Leigh E.G., O’Dea A., Vermeij G. J. 2013. Historical biogeography of the Isthmus of Panama. *Biological Reviews*, p.000-000.

MacEachern J.A., Bann K.L., Bhattacharya J.P., Howell C.D. 2005. Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms and tides. In: Bhattacharya J.P., Giosan, L. (ed.). *River deltas: concepts, models and examples*. Society for Sedimentary Geology, p. 49–85. (Special Publication, 83).

MacEachern J.A., Pemberton S.G., Gingras M.K., Bann K.L. 2007a. The ichnofacies concept: a fifty-year paradigm. In: Miller III W. (ed.). *Trace fossils: concepts, problems, prospects*. [S.l.], Elsevier, p. 50–75.

MacEachern J.A., Pemberton S.G., Bann K.L., Gingras M.K. 2007b. Departures from the archetypal ichnofacies: effective recognition of environmental stress in the rock record. In: MacEachern J.A., Bann K.L., Gingras M.K., Pemberton S.G. (ed.). *Applied ichnology*. Society for Sedimentary Geology, p. 65–93. (Short Course Notes, 52).

MacEachern J.A. & Gingras M.K. 2007. Recognition of brackish-water trace-fossil suites in the Cretaceous Western Interior Seaway of Alberta, Canada. In: Bromley R., Buatois L.A., Genise J., Mángano M.G., Melchor R. (ed.). *Sediment–organism interactions: a multifaceted ichnology*. Society for Sedimentary Geology, p.149–194. (Special Publication, 88).

MacEachern J.A., Pemberton S.G., Gingras M.K., Bann K.L. 2010. Ichnology and facies models. In: James N.P. & Dalrymple R.W. (ed.). *Facies models 4*. Geological Association of Canada, p. 19–58.

MacEachern J.A., Bann K.L., Gingras M.K., Zonneveld J.-P., Dashtgard S.E., Pemberton S.G. 2012. The ichnofacies paradigm. In: Knaust D. & Bromley R. (ed.). *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. Amsterdam, Elsevier, p.103–138. (Developments in Sedimentology Series 64).

Maclean L. C. W., Tyliczszak T., Gilbert P.U. P.A., Zhou D., Pray T. J., Onstott T.C., Southam G. 2008. A high-resolution chemical and structural study of framboidal pyrite formed within a low-temperature bacterial biofilm. *Geobiology*, **6** (5) :471–480.

- Mckay J.L., Longstaffe F.J., Plint A.G. 1995. Early diagenesis and its relationship to depositional environment and relative sea-level fluctuations (Upper Cretaceous Marshybank Formation, Alberta and British Columbia). *Sedimentology*, **42**(1):161-190.
- Martinsson A. 1970. Toponymy of trace fossils. *In: Crimes T.P. & Harper J.C. (ed.). Traces fossils*. Geology Journal. Special Issue 3, p. 323-330.
- Martini I.P., Cascella A., Rau A. 1995. The Manciano Sandstone; a shoreface deposit of Miocene basins of the Northern Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, **99** (1):37-59.
- Martínez, S., Ramos M.I.F., McArthur J. M., del Río C. J., Thirlwall M. F. 2017. Late Burdigalian (Miocene) age for pectinids (Mollusca-Bivalvia) from the Pirabas Formation (northern Brazil) derived from Sr-isotope ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) data. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, **284**(1):57-64.
- Martins-Neto R. G. 2001. Review of some Crustacea (Isopoda and Decapoda) from Brazilian deposits (Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic) with descriptions of new taxa. *Acta Geologica Leopoldensia*, **24**(52/53):237-254.
- Martins-Neto R. G. 2005. Estágio atual da paleoartropodologia brasileira: hexápodes, miriápodes, crustáceos (isopoda, decapoda, Eucrustacea e Copepoda) e Quelicerados. *Arquivos do Museu Nacional*, **63**(3):471-494.
- Maury C. J. 1925. Fósseis terciários do Brasil com descrição de novas formas Cretáceas. Monografia 4. *Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*. **4**:1-665.
- Mayoral E. 1986. Icnofacies de Skolithos y Cruziana en el Neógeno Superior (Plioceno marino) del sector Huelva-Bonares (Valle del Río Guadalquivir, España). *Revista Espanola Paleontologia*, **1**(1):13-28.
- Miller M.F. & Curran H.A. 2001. Behavioral plasticity of modern and Cenozoic burrowing thalassinidean shrimp. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **166**(1-2):219-236.
- Miller M.F. & Smail S. 1997. A semiquantitative field method for evaluating bioturbation on bedding planes. *Palaios*, **12**(4):391-396.
- Mozley P.S., & Wersin., 1992. Isotopic composition of siderite as an indicator of depositional environment. *Geology*, **20**(9): 817-820.
- Muricy G., Domingos C., Távora V.A., Ramalho L.V., Pisera A., Taylor P. 2016. Hexactinellid sponges reported from shallow waters in the Oligo-Miocene Pirabas Formation (N Brazil) are in fact cheilostome bryozoans. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:387-397.
- Myrow P.M. 1995. Thalassinoides and the enigma of Early Paleozoic open-framework burrow systems. *Palaios*, **10** (1):58-74.
- Narbonne G.M. 1984. Trace fossils in Upper Silurian tidal flat to basin slope carbonates of Arctic Canada. *Journal of Paleontology*, **58** (2): 398-415.



Nogueira A.A.E, Ramos M.I.F., Puckett T.M. 2011. The genera Haplocytheridea Stephenson, 1936 and Cytheridea Bosquet, 1852 (Subphylum Crustacea, Class Ostracoda) from the Early Miocene Pirabas Formation, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, **54** (4):215–235.

Nogueira A.A.E. & Nogueira, A.C.R. 2011. Ostracods biostratigraphy of the oligocene-miocene carbonate platform in the Northeastern Amazonia coast and its correlation with the Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences*, **80**:389-403.

Nogueira A.A.E. & Ramos M.I. 2016. The genus Perissocytheridea Stephenson, 1938 (Crustacea: Ostracoda) and evidence of brackish water facies along the Oligo-Miocene, Pirabas Formation, eastern Amazonia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **65**: 101-121

Nogueira A.C.R., Bandeira J., Bezerra, I. S.A.A., Araújo R.N., Domingos F.H.G., Truckenbrodt W., Góes A.M, Nogueira A.A.E., Petri S., Aguilera A.O., Soares J.L., Amorin, K. B. (In press). The upper Oligocene-Miocene deposits of Eastern Amazonia: implications for the collapse of the Neogene carbonate platforms along the coast of Northern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Patterson B.D., Velazco P.M. 2008. Phylogeny of the rodent genus *Isothrix* (Hystricognathi, Echimyidae) and its diversification in Amazonia and the eastern Andes. *Journal of Mammalian Evolution*, **15** (3):181–201.

Pratt B., James N., Cowan C. 1992. Peritidal carbonate. In: Walker R. & James R. N. (eds.). *Facies models a response to sea level*. [S.I.] Geological Association of Canada, p. 303-322.

Pemberton S.G., Flach D., Mossop G.D. 1982. Trace fossils from the Athabasca Oil Sands, Alberta, Canada. *Science*, **217**(4562):825–827.

Pemberton S.G. & Wightman D.M., 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: Pemberton S.G. (ed.). *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop*. Society for Sedimentary Geology, **17**:141-167.

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. (ed.). *Facies models: response to sea level change*. St. John's Newfoundland, Geological Association of Canada, p. 47–72.

Pemberton S.G., Spila M., Pulham A.J., Saunders T., MacEachern J.A., Robbins D., Sinclair I.K. 2001. Ichnology & sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. *Geological Association of Canada Short Course Notes*, 15, St. John's. Canada, p. 343 .

Petri S. 1957. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (Geologia)*, **216** (16):1-79.

- Petuch E.J. 1982. Geographical heterochrony: contemporaneous coexistence of Neogene and recent molluscan faunas in the Americas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **37**(2-4): 277-312.
- Petuch E.J. 1988. Neogene History of Tropical American Mollusks. Biogeography and evolutionary patterns of tropical Western Atlantic Mollusca. *Coastal Education and Research Foundation*, Charlottesville, p. 214.
- Petuch E.J. 2003. *Cenozoic seas: the view from Eastern North America*. CRC Press, Boca Ratón. p.328.
- Ramalho L.V., Távora V.A., Tilbrook K.J., Zágorsek K. 2015. New species of *Hippopleurifera* (Bryozoa, Cheilostomata) from the Miocene Pirabas Formation, Pará state, Brazil. *Zootaxa*, **3999** (1): 125-134.
- Ramalho L.V., Távora V.A., Zagorsek K. 2017. New records of the bryozoan *Metrarabdotos* from the Pirabas Formation (Lower Miocene), Pará State, Brazil. *Palaeontologia Electronica* **20.2**(32A) : 1-11.
- Ranger M.J. & Pemberton S.G. 1992. The sedimentology and ichnology of estuarine point bars in the McMurray Formation of the Athabasca Oil Sands Deposit, northeastern Alberta, Canada. In: Pemberton S.G. (ed.) *Applications of ichnology to petroleum exploration: a core workshop*. [S.I.], Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 401-421.
- Read J.F. 1985. Carbonate platform facies models. *The American Association of Petroleum geologist Bulletin*, **69** (1): 860-87.
- Reid R.P. & MacIntyre I.G. 2000. Microboring versus recrystallization: further insight into the micritization process. *Journal of Sedimentary Research*, **70** (1): 24-28.
- Reineck H.E. & Wunderlich F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**(1-2):99–104.
- Reinson G.E. 1984. Barrier-Island and Associated Strand -Plain Systems. In: Walker R.G. (ed.). *Facies Models. Second Edition*. Geoscience Canada, p.119-140. (Reprint Series, 1)
- Rodríguez-Tovar F.J., Puga-Bernabéu Á., Buatois, L.A. 2008. Large burrow systems in marine Miocene deposits of the Betic Cordillera (Southeast Spain), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **268** (1–2):19–25.
- Rossetti D.F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **133**(3-4): 295–324.
- Rossetti D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, **14** (1): 77-89.

- Rossetti D.F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, **169**(3-4): 151–174.
- Rossetti D.F. 2006. Evolução sedimentar miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. *Geol. USP Série Científica*, **6**(2):7-18.
- Rossetti D.F., Bezerra F.H.R., Dominguez J.M.L. 2013. Late Oligocene–Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, **123**:87–112.
- Rhoads D.C. 1975. The paleoecological and environmental significance of trace fossils. In: Frey R.W. (ed.) *The study of trace fossils*. [S.l.], Springer, p.147-160.
- Rindsberg A.K. 2012. Ichnotaxonomy: finding patterns in a welter of information. In: Knaust D., Bromley R.G. (ed.). *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. Amsterdam, Elsevier, p. 45–78. (Developments in Sedimentology, 64).
- Sanders H.L., Mangelsdorf P.C., Hampson G.R. 1965. Salinity and faunal distribution in the Pocasset River, Massachusetts. *Limnology and Oceanography*, **10**(suppl.):R216-R229.
- Santos M.E.C.M. 1958. Equinóides miocênicos da Formação Pirabas. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **179**:1–24.
- Santos M.E.C.M. 1967. Equinóides miocênicos da Formação Pirabas. *Atas do 1º Simpósio sobre a Biota Amazônica*, **1**: 407–410.
- Santos R. S. & Travassos S. 1960. Contribuição à paleontologia do Estado do Pará. Peixes fósseis da Formação Pirabas. Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral, **16**:1–35.
- Savrda C.E. & Bottjer D.J. 1989. Trace-fossilmodel for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74**:49–74.
- Szatmari P., Francolin J. B. L., Zanotto O., Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(2):180–188.
- Seilacher A. 1964. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, **3**(3):253–256.
- Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **5**(5-6): 413–428.
- Shinn E. 1983. Tidal flat environment. In: Scholle P., Bebout D., Moore C. (ed.). *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists, p.171-210. (Memoir, 33).
- Schieber J.2002a.Sedimentary pyrite:a window into the microbial past. *Geology*, **30**(6): 531-534.

Schieber J. 2002b. The role of an organic Slime Matrix in the Formation of pyritized burrow trails and pyrite concretions. *Palaios*, **17**(1):104-109.

Steiner C., Tilak M.K., Douzery E.J.P., Catceflis F.M. 2005. New DNA data from a transthyretin nuclear intron suggest an Oligocene to Miocene diversification of living South America opossums (Marsupialia: Didelphidae). *Molecular Phylogenetics and Evolution*, **35** (2):363–379.

Shephard G. E., Müller R. D., Liu L., Gurnis M. 2010. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate-mantle interaction. *Nature Geoscience*, **3**(12):870–875.

Soares Jr., A.V., Hasui Y., Costa J.B.S., Machado F.B. 2011. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *Geociências-UNESP*, **30**(4):669-692.

Scotese C. R. 1997. *Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 90–0497*. Department of Geology, University of Texas at Arlington, p.37.

Scholle P.A.E. Ulmer-Scholle D.S. 2003. *A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A, The American Association of Petroleum Geologists, p.459.

Tatumi S. H., Silva L. P., Pires E. L., Rossetti D. F., Góes A. M. 2008. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(3):514-524.

Távora V.A. & Fernandes J. 1999. Estudio de los foraminiferos de la Formación Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará, Brasil, y su correlación com faunas del Caribe. *Revista Geológica de América Central*, **22**: 59–70.

Távora V. A. & Silva Júnior O. G. 2002. Petrografia e Geoquímica dos Carcinólitos da Ecofácies Baunilha Grande da formação Pirabas (Eomioceno), Estado do Pará. *Revista Brasileira de Paleontologia*. p.5-16.

Távora V.A., Mesquita N., Souza S.R., Cacela A.S.M., Teixeira S.G. 2002. Sistemática e tafonomia dos crustáceos decápodes da ecofácies Capanema da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará, *Revista Brasileira de Geociências*, Brasília, **32**(2): 223-230.

Távora V.A., Imbeloni E.F.F., Cacela A. S. M., Baia N. M. 2004. Paleoinvertebrados. In: Rossetti F. R. & Góes A.M.(ed). *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém, MPEG. p.111-131.

Távora V.A., Miranda V.F.O., Viegas L.G.F., Galvão P.H.F. 2005. Novos Registros de Crustáceos Decápodes do Cenozóico (Paleoceno e Mioceno Inferior) do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(3):393-400.

Távora V.A., Silveira E.S.F., Milhomem Neto J.M. 2007. Mina B-17, Capanema, PA - Expressivo Registro de uma Paleolaguna do Cenozóico Brasileiro. *In: Winge M., Schobbenhaus C., Berbert-Born M., Queiroz E.T., Campos D.A., Souza C.R.G., Fernandes A.C.S. (ed.). Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil.* p.364-370. Publicado na Internet em 07/01/2007 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio121/sitio121.pdf>

Távora V., Santos A.A., Araújo R.N. 2010. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Naturais*, **5**(2):207-224.

Taylor A.M. & Goldring R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*. London, **150** (1): 141–148

Ting H-H, Huang C.Y., Wu L.C. 1991. Paleoenvironments of the Late Neogene sequences along the Nantzuhsien River, Southern Taiwan. *Petrology Geology of Taiwan*, **26**:121–149

Toledo P. M. & Domming D. P. 1989. Fossil Sirenia (Mammalia: Dugongidae) from the Pirabas Formation (Early Miocene), northern Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, (1): 119-146.

Tomaszek J. A. 1995. Relationship between denitrification and redox potential in two sediment-water systems. *Marine and Freshwater Research* **46**(1): 27–32.

Thomka J.R. & Lewis R.D. 2013. Siderite concretions in the Copan crinoids Lagerstätten (Upper Pennsylvanian, Oklahoma): implications for interpreting taphonomic and depositional processes in mudstone successions. *Palaios*, **28**:697-709.

Tucker M.E. 1992. *Sedimentary petrology*. Blackwell Scientific Publications, p.260 .

Tucker M. 2003. *Carbonate sedimentary rocks in the field*. Durham, Wiley. 234 p.

Uchman A. & Krenmayr H.G. 1995. Trace fossils from the Lower Miocene (Ottangian) molasse deposits of Upper Austria. *Paläontol Zeitschr*, **69**(3/4):503–524.

Uchman A. & Krenmayr H. G. 2004. Trace fossils, ichnofabrics and sedimentary facies in the shallow marine Lower Miocene molasse of Upper Austria. *Jahrb Geol Bundesanst* **144**(2):233–251.

Uchman A. & Hanken N. M. 2013. The new trace fossil *Gyrolithes lorcaensis* isp. n. from the Miocene of SE Spain and a critical review of the *Gyrolithes* ichnospecies. *Stratigraphy and Geological Correlation* , **21**(3): 312–322.

Vallon, L.H., Rindsberg A.K., Bromley R.G. 2016. An updated classification of animal behavior preserved in substrates. *Geodinamica Acta*, **28** (1-2):5–20.

White C. A. 1887. Contribuições à paleontologia do Brasil. *Archivos do Museu Nacional*, **7**:1–273.

Woodring W.P. 1974. Affinities of Miocene marine molluscan faunas on Pacific side of Central America. Instituto Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial, *Publicaciones Geológicas*, **4**:179-188.

Wright V.P.1992. A Revised classification of Limestones. *Sedim. Geology*, **76**(3-4): 177-185.

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**(3): 39–49.