



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 672

**GÊNESE E DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DAS
CONCREÇÕES CARBONÁTICAS DA ILHA DE BAUNILHA
GRANDE, REGIÃO DE QUATIPURU - PARÁ**

Dissertação apresentada por:

DANILO SENA GARCIA

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

BELÉM - PARÁ

2025

**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)**

G216g Garcia, Danilo Sena.
 Gênese e distribuição estratigráfica das concreções carbonáticas da ilha
 de Baunilha Grande, região do Quatipuru - Pará / Danilo Sena Garcia. —
 2025.
 xiv, 63 f. : il. color.

 Orientador(a): Prof. Dr. Joelson Lima Soares

 Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de
 Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,
 Belém, 2025.

 1. Diagênese. 2. Concreções carbonáticas. 3. Estratigrafia. 4. Formação
 Pirabas. 5. Oligoceno-mioceno. I. Título.

CDD 558.115



Universidade Federal Do Pará
Instituto De Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

GÊNESE E DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DAS CONCREÇÕES CARBONÁTICAS DA ILHA DE BAUNILHA GRANDE, REGIÃO DE QUATIPURU - PARÁ

Dissertação apresentada por

DANILO SENA GARCIA

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área
de GEOLOGIA e Linha de Pesquisa ANÁLISE DE BACIAS
SEDIMENTARES.**

Data de Aprovação: 27 / 06 / 2025

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Joelson Lima Soares
(Orientador – UFPA)

Prof.ª Dr.ª Maria Inês Feijó Ramos
(Membro – MPEG)

Prof.ª Dr.ª Kamilla Borges Amorim
(Membro – UFMT)

A mim. Por ter ficado, por ter seguido.
Pela coragem de continuar, mesmo em
silêncio. Eu sei o quanto me custou.

AGRADECIMENTO

À Deus, por me guiar e me dar forças, sei que seu amor nunca me abandonou.

À UFPA e ao Instituto de Geociências, que me forneceram a estrutura necessária para que esta pesquisa pudesse acontecer.

À CAPES/BRASIL, pelo apoio financeiro por meio da concessão da bolsa, fundamental para a continuidade dos meus estudos. Código de financiamento 001.

À Maria Doralice, minha mãe, que nunca precisou de aplausos pra ser gigante, e que mesmo nos dias difíceis fez o impossível para que eu seguisse. Seu apoio, mesmo em silêncio, sempre foi o chão firme que me sustentou.

Às minhas sobrinhas, Maria Augusta e Maria Clara, que veem o mundo com olhos cheios de esperança e sonhos. Amo demais a forma como vocês enxergam a vida. Amo vocês demais!

Ao meu orientador, Prof. Dr. Joelson Lima, por ter aceitado me orientar e conduzido este trabalho com atenção.

Ao Prof. Dr.º Francisco Berredo, cuja escuta atenta e portas sempre abertas no Museu enriquecem o caminho de muitos pesquisadores como eu. À Ana Paula Linhares, sempre prestativa e generosa com seu tempo, especialmente nas análises no MEV — sou imensamente grato.

À minha amiga Deise Dias, que desde a graduação segue comigo. A tua amizade é uma das coisas mais lindas que a universidade me deu, obrigado por ser afeto, escuta e apoio. À Carla (Carle), que me atura nesse IG desde 2019, com choros, risos e tudo que há entre os dois. Amo a amizade de vocês.

À Profª Dra. Sury Monteiro, obrigado por me incentivar a seguir no mestrado, por cada conselho certo. Sou grato pela sua amizade, pela escuta generosa e pela força que a sua trajetória representa na minha vida.

À Brenda Cristancho, por uma amizade que nasceu no mestrado e cresceu entre desafios e apoio mútuo. Obrigado por tudo que compartilhamos.

Aos meus amigos Lucas (Delu) e Ana Paula, que mesmo de outros estados se fizeram presentes com ligações nos finais de semana. E a Amélia e Tadeu pelas risadas, cervejas e fofocas no bar. Amo vocês.

Ao meu amigo Roberto Jr., pela amizade sólida, pelo olhar atento e pelas palavras sempre no momento certo. Sou grato pela tua presença firme e leal, te amo.

Ao meu tio Rosi, que mesmo de longe sempre acreditou em mim. Suas palavras, sempre carregadas de sabedoria e incentivo, me acompanharam nos momentos mais desafiadores. A sua visão de mundo e o que você é me inspiram profundamente.

RESUMO

Na Ecofácies de Baunilha Grande, localizada na Ilha de Baunilha Grande, na região de Quatipuru, Pará, encontram-se concreções carbonáticas denominadas carcinólitos, porém, próximo a esses carcinólitos, há outras concreções cujo a origem e a posição estratigráfica ainda não haviam sido descritas. As concreções se encontram na Formação Pirabas, do Mioceno-inferior, composta por calcários fossilíferos e depósitos sedimentares que registram um ambiente marinho raso costeiro influenciado por marés. Esse trabalho tem como objetivo caracterizar a formação das concreções carbonáticas na Ilha de Baunilha Grande e sua relação com os processos diagenéticos e estratigráficos da Formação Pirabas. Para isso, este estudo teve como a metodologia: (I) análise petrográfica, mineralógica e geoquímica das concreções, utilizando técnicas como microscopia óptica, difração de raios-X (DRX), Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS); (II) relação estratigráfica das concreções com depósitos similares em Salinópolis e Maracanã, fazendo sua relação com eventos de sedimentação, bioturbação e diagênese. Os resultados indicam que as concreções possuem diferentes formas e composições, sendo divididas em quatro tipos principais: esféricas, tubulares, rugosas e bulbosas. A análise mineralógica mostrou a presença predominante de quartzo e calcita, além de caulinita e kutnohorita em algumas amostras. A pirita ocorre em todas as concreções, especialmente associada a fósseis orgânicos e diagênese de diatomáceas. A presença dessas concreções sugere processos de cimentação precoce em lentes de arenito e bioturbação em folhelhos, influenciados por variações no nível do mar e eventos de tempestade. Os altos teores de pirita nas concreções indicam um ambiente deposicional redutor favorável à preservação da matéria orgânica e formação desses sulfetos. A relação entre concreções e estruturas sedimentares indica que essas feições estão restritas ao topo da Formação Pirabas, próximo ao contato com a Formação Barreiras. Dessa forma, a ocorrência destas concreções pode ser utilizada como um marcador estratigráfico para o topo da Formação Pirabas.

Palavras-chave: diagênese; concreções carbonáticas; estratigrafia; Formação Pirabas; oligoceno-mioceno.

ABSTRACT

In the Baunilha Grande Ecofacies, defined by Petri (1957) and located on Baunilha Grande Island, in the Quatipuru region, Pará, carbonate concretions known as carcinolites are found. However, near these carcinolites, there are other concretions whose origin and stratigraphic position had not yet been described. These concretions are part of the Pirabas Formation, from the Lower Miocene, composed of fossiliferous limestones and sedimentary deposits that record a shallow coastal marine environment influenced by tides. This study aims to characterize the formation of carbonate concretions on Baunilha Grande Island and their relationship with the diagenetic and stratigraphic processes of the Pirabas Formation. The methodology included: (I) Petrographic, mineralogical, and geochemical analysis of the concretions, using techniques such as optical microscopy, X-ray diffraction (XRD), Scanning Electron Microscopy (SEM), and Energy Dispersive Spectroscopy (EDS); (II) Stratigraphic correlation of the concretions with similar deposits in Salinópolis and Maracanã, relating them to sedimentation events, bioturbation, and diagenesis. The results indicate that the concretions exhibit different shapes and compositions, classified into four main types: spherical, tubular, rough, and bulbous. Mineralogical analysis revealed the predominant presence of quartz and calcite, along with kaolinite and kutnohorite in some samples. Pyrite is present in all concretions, particularly associated with organic fossils and the diagenesis of diatoms. The presence of these concretions suggests early cementation processes in sandstone lenses and bioturbation in shales, influenced by sea-level variations and storm events. The high pyrite content in the concretions indicates a reducing depositional environment favorable for organic matter preservation and sulfide formation. The relationship between concretions and sedimentary structures suggests that these features are restricted to the top of the Pirabas Formation, near its contact with the Barreiras Formation. Thus, the occurrence of these concretions can serve as a stratigraphic marker for the top of the Pirabas Formation.

Keywords: diagenesis; carbonate concretions; stratigraphy; Pirabas Formation; oligocene-miocene.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo na ilha de Baunilha Grande, no município de Quatipuru, Nordeste do Estado do Pará e imagem de satélite da área de ocorrência dos folhelhos da Formação Pirabas. Fonte: Google Earth, data de aquisição da imagem, 8/2/2024.	3
Figura 2- Mapa de localização da Plataforma Bragantina no qual é possível observar outras compartimentações tectônicas da região como a Bacia do Marajó, Calha Vigia-Castanhal e Bacia Bragança-Viseu, como destaque para a localização da área de estudo no município de Quatipuru, vila de Boa Vista.....	10
Figura 3- Coluna litoestratigráfica da região nordeste do Estado do Pará, Plataforma Bragantina. Fonte: Modificado de Rossetti (2001).	10
Figura 4- Mapas de relevo, hipsometria e de distribuição da vegetação na ilha de Baunilha Grande.	14
Figura 5- Ilustração dos estágios formação dos carcinólitos. Fonte: Távora (2001).	16
Figura 6- Fácies da Formação Pirabas na Ilha de Baunilha Grande. A) Contato entre as fácies de folhelho calcífero com lentes de arenito (Fla) e os argilitos maciços (Am), observar as lentes de arenitos (la - setas brancas) entre as camadas de folhelho e os fragmentos das tocas produzidas por crustáceos decápodes (bt - setas amarelas) (Escala: bússola 7 cm); B) Amostra da lente de arenito com laminações cruzadas internas; C) Amostra de lente de arenito com os clastos tabulares (rip-up clasts) imbricados; D) Fotomicrografia de uma das amostras da lente de arenitos mostrando os grãos peloidais que compõem a laminação cruzada; E) Entrada da toca recente de um crustáceo decápole exibindo na parte externa os peloides feitos do material retirado do substrato escavado e que estão agora sujeitos ao transporte por correntes e ondas, processo que pode ser semelhante ao que gerou os peloides observados na laminação da fácies Fla (escala: barra = 5 cm).....	19
Figura 7- Fácies do topo da sucessão da Formação Pirabas na Ilha de Baunilha Grande. A) Camadas inclinadas para nordeste da fácies folhelho calcífero com laminação paralela (Escala. Martelo 30 cm); B) Detalhe das laminações paralelas planares e onduladas da fácies FL (Escala. Lapizeira = 15cm); C) Argilitos cinza maciços com fragmentos de troncos (setas amarelas) e restos de raízes (seta branca) em posição de vida, todos estão piritizados (Escala. Barra = 10 cm).	21

Figura 8- Aspectos petrográficos das concreções CONC I. A e B) Concreções com formas irregulares e bulbosas a onduladas observadas na fácies Fla, rip-up clasts indicados por setas amarelas; C e D) Visão geral das laminações formadas pela intercalação entre grãos de quartzo e peloides, notar a diferença entre os peloides micríticos (mais escuros) e os microespáticos (mais claros); E) Detalhe dos pelóides micríticos (Pmc), notar o contato côncavo-convexo entre os peloides micríticos; F) Detalhe dos pelóides microespáticos (Pme), notar poro vug (Pv) entre os peloides e grãos de quartzo.....25

Figura 9- Aspectos petrográficos das concreções CONC I. A) Pseudomatriz (seta amarela) e fragmento de concha (seta branca); B) Pseudomatriz (Pmx) formada pela compactação de peloide micrítico, notar que o peloide microespático não está deformado; C-D) rip-up clasts de micrito (RPC) e poros vug (Pv); E) Detalhe do cimento de calcita espática; F-H) Imagens de MEV das piritas com textura coloforme (Cal = cimento de calcita espática prismática fibrosa e Pv = Poro vug).26

Figura 10- Aspecto geral das concreções CONC II. A) Concreção com três terminações arredondadas que indicam ramificações em forma de Y (setas vermelhas); B) Concreção sinuosa com limites arredondados e aspecto externo áspero devido a ação de animais bioturbadores, a seta vermelha indica uma provável ramificação; C) Concreção tubular, notas a abundância de poros arredondados e alongados.27

Figura 11- Aspectos petrográficos da CONC II. A) Visão geral do preenchimento das tocas mostrando a predominância de matriz micrítica; B-D) Laminações descontínuas, interrompidas e deformadas pela bioturbação; E) Detalhe da matriz micrítica peloidal com textura grumosa exibindo aglomerados de cristais cúbicos de pirita e porções neomorfizadas; F) Detalhe de fragmento vegetal piritizado.29

Figura 12- Imagens de MEV da concreção CONC II. A) Matriz micrítica formada por cristais subedrais e anedrais de calcita com limites arredondados, microporos são observados entre os cristais microcristalinos da matriz, além de poro arredondado (Pa). Notar o aglomerado de cristais bipiramidais em meio a matriz; B) Cristais bipiramidais de pirita preenchendo frústula de diatomácea (Di); C) Cristais em forma de bastonete (setas vermelhas) que compõem a matriz próxima ao poro com pirita framboidal, notar a fina crosta de calcita que cobre a parede do poro (Cal); D) Detalhe do aglomerado de cristais cúbicos que formam as piritas framboidais.30

- Figura 13- Aspectos petrográficos da CONC III. A) Concreção esférica esbranquiçada com a laminação paralela preservada e poros fenestrais (setas vermelhas); B) Fragmentos de folhas encontradas dentro da concreção com a nervura principal e as nervuras secundárias preservadas; C) aspecto geral das laminações formadas pela intercalação de micrito e grãos terrígenos; D) porção da concreção que exhibe laminação fina composta por grãos terrígenos e fragmentos orgânicos (setas amarelas); E) detalhe da matriz peloidal com textura grumosa, notar aglomerados dispersos de cristais de pirita (setas brancas) e fragmento orgânico (seta amarela); F) laminação interrompida e deformada pela bioturbação. 32
- Figura 14- Imagens de MEV da concreção CONC III. A) Limite entre a zona neomorfizada (Nz) e o micrito; B) Fragmento orgânico, provavelmente de vegetal, completamente substituído por cristais cúbicos de pirita; C) Piritas framboidais disseminadas no micrito; D) detalhe de frústula de diatomácea preenchidas por piritas framboidais, notas estruturas subesféricas que ocorrem associados (seta amarela); E) Cristais bipiramidais e octaédricos de pirita que preenchem macroporo no micrito, notar a diferença no tamanho dos cristais da borda para o centro do poro. 33
- Figura 15- Distribuição dos teores de pirita (FeS₂) de acordo com a profundidade das concreções carbonáticas da ilha de Baunilha Grande. Elaborado no software R. 34
- Figura 16- Difrátogramas de Raios X (DRX) das amostras das concreções: (III) Concreção-III; (II) Concreção-II; (I-A) Concreção-I A; (I-B) Concreção-I B. os minerais identificados estão indicados pelas abreviações nos gráficos: Qz = Quartzo; C = Calcita, K = Caulinita; Kn = Kutnohorita. 36
- Figura 17- Composição química (óxidos) nas amostras das concreções III, II, I-A e I-B, determinada por Fluorescência de Raios X (FRX). Os minerais identificados por Difração de Raios X (DRX) em cada amostra estão anotados acima das respectivas barras (Qz = Quartzo, C = Calcita, Kn= Kutnohorita, K =Caulinita). 37
- Figura 18- Perfil estratigráfico de Aricuru, Salinópolis e Quatipuru. 39
- Figura 19- Modelo esquemático da gênese da CONC I. 41
- Figura 20- Modelo esquemático da gênese da CONC II. 43
- Figura 21- Modelo esquemático da gênese da CONC III. 43

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Quantificação dos constituintes segundo o método de Glagolev-Chayes.....	23
Tabela 2- Distribuição do conteúdo de matéria orgânica em profundidade.....	35
Tabela 3- Distribuição do valores de óxidos por fluorescência de raios-X.....	37

LISTA DE ABREVIACÕES E SIGLAS

AOM – Oxidação Anaeróbica do Metano
BRS – Bactérias Redutoras de Sulfato
C – Calcita
CaO – Óxido de Cálcio
CPRM – Serviço Geológico do Brasil
DRX – Difração de Raios-X
EDS – Espectroscopia de Energia Dispersiva
FeS₂ – Dissulfeto de Ferro (Pirita)
FRX – Fluorescência de Raios-X
ICDD – International Center on Diffraction Data
K – Caulinita
Kn – Kutnohorita
LABMEV – Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura
LCM – Laboratório de Caracterização Mineral
LOI – Loss on Ignition (Perda ao Fogo)
MEV – Microscopia Eletrônica de Varredura
MgO – Óxido de Magnésio
MO – Matéria Orgânica
PPGG – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica
Qz – Quartzo
SiO₂ – Dióxido de Silício
SO₃ – Trióxido de Enxofre
UFPA – Universidade Federal do Pará
ZSM – Zona de Transição Sulfeto-Metano

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE ABREVIações E SIGLAS	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	3
1.3 OBJETIVOS.....	3
2 MATERIA E MÉTODOS	5
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA E BASE DE DADOS	5
2.2 ANÁLISE DE FÁCIES DE ROCHAS FINAS.....	5
2.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	6
2.4 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X.....	6
2.5 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X (FRX)	7
2.6 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA E ESPECTROSCOPIA DE ENERGIA DISPERSIVA	7
2.7 QUANTIFICAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA	8
3 GEOLOGIA REGIONAL	9
3.1 PLATAFORMA BRAGANTINA	9
3.2 FORMAÇÃO PIRABAS	11
3.3 GEOLOGIA E ASPECTOS FISIOGRÁFICOS DA ILHA DE BAUNILHA GRANDE	12
3.3.1 Geologia.....	12
3.3.2 Aspectos Fisiográficos	13
4 REFERENCIAL TEÓRICO	15
4.1 CONCREÇÕES CARBONÁTICAS	15
4.2 FORMAÇÃO DA PIRITA.....	16
5 RESULTADOS	18

5.1 FÁCIES SEDIMENTARES.....	18
5.2 PETROGRAFIA	23
5.3. GEOQUÍMICA	33
5.3.1 Teor de Pirita por Tipo de Concreção.....	33
5.3.2 Distribuição da Matéria Orgânica por Profundidade	34
5.3.3 Análises de Difração de Raios-X (DRX) e Fluorescência de Raios-X (FRX):	36
6 DISCUSSÕES	38
6.1. SIGNIFICADO DA DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRAFIA	38
6.2. GÊNESE DAS CONCREÇÕES	40
6.2.1 Eodiagênese e Piritização.....	44
6.2.2 Variação Composicional	45
6.3 PALEOAMBIENTE	46
7 CONCLUSÃO	48
REFERÊNCIAS	49

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Rochas carbonáticas ricamente fossilíferas de idade Oligo-Mioceno ocorrem por uma extensa área na região nordeste do Estado do Pará sendo denominadas de Formação Pirabas. Estas rochas são caracterizadas por espessas camadas de calcários finos a grossos e localmente depósitos de margas, folhelhos e biohermitos (Góes *et al.* 1990, Rossetti *et al.* 2013) que registram um ambiente marinho raso costeiro influenciado por marés com mangues e lagunas marginais formadas durante um período de transgressão marinha na região (Góes *et al.* 1990, Rossetti *et al.* 2001, Rossetti & Góes 2004, Rossetti *et al.* 2013). Esta unidade tem suas maiores espessuras nas bacias costeiras de Bragança-Viseu e Barreirinhas (Zalán 2007, Trosdorf Junior *et al.* 2007), mas suas principais exposições são observadas na porção *onshore* onde, juntamente com a Formação Barreiras e os Sedimentos Pós-Barreiras, forma a Plataforma Bragantina (Rossetti *et al.* 1989).

Sobrepondo a Formação Pirabas, encontra-se a Formação Barreiras, uma sucessão de rochas siliciclásticas de granulometria fina, como argilitos e arenitos finos a grossos, localmente conglomeráticos, formados em diferentes subambientes deposicionais transicionais e continentais (Rossetti *et al.* 1989) que registram o final da transgressão marinha com início de uma maior contribuição de sedimentos siliciclásticos fluviais advindos das regiões cratônicas que suprimiram a sedimentação carbonática (Nogueira *et al.* 2021).

As rochas carbonáticas da Formação Pirabas possuem um abundante, diversificado e bem preservado conteúdo fossilífero que é amplamente estudado desde o início do século XX (Maury *et al.* 1925, Petri 1957, Távora *et al.* 2010). Recentemente, tem crescido o interesse na pesquisa da evolução diagenética desta unidade, impulsionada pela necessidade de encontrar análogos para sistemas petrolíferos em sucessões carbonáticas. Processos como geração de porosidade secundária, cimentação e compactação tem sido o foco principal destes primeiros estudos (Távora & Silva Junior 2002, Aguilera *et al.* 2020, Araújo *et al.* 2021). Contudo, ainda existem poucos trabalhos diagenéticos e petrográficos destas rochas, sendo um dos temas ainda em aberto a formação de concreções carbonáticas encontradas nos calcários e folhelhos da Formação Pirabas (Távora & Silva Junior 2002, Távora & Viana 2003).

Para esta pesquisa foi escolhida uma área localizada na Ilha de Baunilha Grande, região de Quatipuru, onde são encontrados folhelhos e argilitos de cinza a preto interpretados como pertencentes à Formação Pirabas (Antonioli *et al.* 2015). Estas rochas contêm concreções carbonáticas descritas previamente por Brito (1971), Távora & Silva Júnior (2002) e Távora &

Viana (2003), como sobrecrecimentos em torno de restos de crustáceos decápodes, denominados de carcinólitos. Expedições recentes têm sido feitas a esta localidade, sendo observado que estas concreções não estão restritas a este tipo de gênese previamente descrita, mas se estendem ao longo das camadas de folhelhos formando estruturas alongadas, irregulares e dispostas de forma preferencialmente horizontal, semelhantes às galerias produzidas por crustáceos decápodes e lentes de arenito; estas estruturas, com exceção dos carcinólitos, não foram descritas anteriormente.

As concreções carbonáticas são comuns em folhelhos negros, sendo eles carbonáticos ou siliciclásticos, geralmente formados durante a eodiagênese ou mesodiagênese pela ação microbiana na redução de sulfatos na matéria orgânica, oxidação anaeróbica de metano (Coleman 1993, Craen *et al.* 1999, Loyd *et al.* 2023), mudanças geoquímicas na água marinha dentro dos poros (Zhou *et al.* 2024), bioturbações (Abdel-Fattah *et al.* 2011, Wilson & Brett 2013), decomposição de carcaças (Távora & Viana 2003, Muramiya *et al.* 2024), águas subterrâneas ou compactação (Marshall & Pirrie 2013). Segundo Marshall & Pirrie (2013) a formação de concreções requer um estável e prolongado tempo de residência dentro de uma zona diagenética favorável que permita uma persistente precipitação mineral, o que faz com que estas feições se formem em um nível particular dentro de uma sucessão sedimentar, em vez de dispersos. Mudanças nas taxas de sedimentação tem sido sugerida para explicar a ocorrência de concreções em níveis específicos (Raiswell *et al.* 2002, Marshall & Pirrie 2013), estas características deposicionais podem criar condições ideais para processos diagenéticos ocorrerem (Machent *et al.* 2012). Dessa forma, a presença de concreções pode ser utilizada como ferramenta para correlações estratigráficas locais ou regionais, apesar de estudos deste tipo ainda estarem no início (Dutton *et al.* 2002, Lee *et al.* 2007, Machent *et al.* 2012, Marini *et al.* 2019, Blanco *et al.* 2022).

O posicionamento estratigráfico destas camadas de folhelhos é difícil de determinar como apontado por Antonioli *et al.* (2015), porém, os mesmos colocam estes depósitos como sendo da Formação Pirabas. Uma questão importante, e que não foi apontada por nenhum dos autores citados anteriormente, é que as camadas estão inclinadas (entre 20° a 30° para NE), o que pode explicar a dificuldade de observar as relações estratigráficas com as unidades sobrepostas a Formação Pirabas e mesmo com outras fácies da mesma unidade; sendo as únicas relações de contato com depósitos recentes de areias de praia e argilosos do mangue.

Dessa forma, as concreções carbonáticas encontradas na região costeira fazem parte de uma incógnita estratigráfica. Segundo a literatura, esses depósitos fazem parte da Formação Pirabas (Antonioli *et al.* 2015, Lima *et al.* 2020), contudo estes trabalhos não apresentam um perfil estratigráfico completo que correlacione as sequências sedimentares regionais e carecem de coletas de amostras corretamente posicionadas. Assim, este trabalho visa realizar estudos mais detalhados

destes folhelhos e das concreções carbonáticas para identificar sua origem e os processos diagenéticos envolvidos na sua formação, além de tentar propor um posicionamento estratigráfico mais detalhado destes depósitos cenozóicos.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O município de Quatipuru, encontra-se na Zona Costeira Paraense, cuja área de estudo está situada na porção noroeste da ilha de Baunilha Grande, pertencente à região nordeste do Estado do Pará. Localizado a uma distância de 210 km da capital do Estado, a cidade de Belém, com acesso pela PA 446, o município está posicionado em uma latitude de 00°53'49" sul e longitude de 47°00'19" oeste. A elevação média da região é de 29 metros acima do nível do mar, abrangendo uma extensão territorial de 326,113 km² (SEPOF-PA, 2024). A área de afloramento dos folhelhos da Formação Pirabas na ilha de Baunilha Grande fica nas coordenadas 00°48'79" S/ 46°57'08" W e a 10 m com relação ao nível do mar (Figura 1).

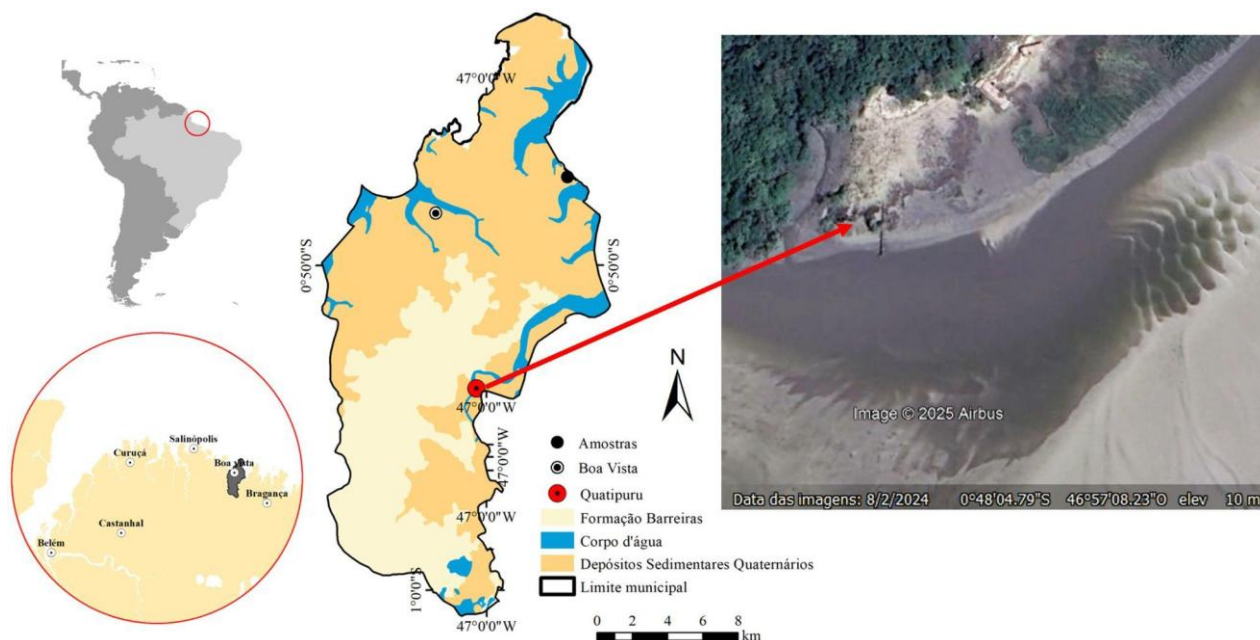


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo na ilha de Baunilha Grande, no município de Quatipuru, Nordeste do Estado do Pará e imagem de satélite da área de ocorrência dos folhelhos da Formação Pirabas. Fonte: Google Earth (2024) data de aquisição da imagem, 8/2/2024.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação consistiu na compreensão dos processos que originaram as concreções carbonáticas observadas em depósitos carbonáticos da Ilha de Baunilha Grande (Quatipuru), tecendo interpretações a respeito do seu significado estratigráfico e as condições diagenéticas envolvidas na sua formação. Para alcançar o objetivo geral foram cumpridos os seguintes objetivos específicos:

- a) Descrever e interpretar as fácies sedimentares da Formação Pirabas na área de estudo;
- b) Descrever as concreções carbonáticas que ocorrem nos folhelhos e interpretar a sua gênese;
- c) Entender os fatores bióticos e abióticos envolvidos na formação das concreções carbonáticas, determinando a sequência de eventos diagenéticos que levaram a sua formação;
- d) Discutir o potencial destas concreções carbonáticas para aplicação em correlações estratigráficas locais;
- e) Propor modelos deposicionais e diagenéticos para os depósitos estudados.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA E BASE DE DADOS

O material analisado consiste de quatro amostras dos diferentes tipos de concreções carbonáticas encontradas nos folhelhos da Formação Pirabas na Ilha de Baunilha Grande, além de cinco amostras do próprio folhelho. Estas amostras concentram a porção considerada mais superior da sucessão, pois as camadas apresentam um grau de inclinação que varia de 30 a 45° para nordeste. Para auxiliar na compreensão dos processos que geraram as concreções carbonáticas em folhelhos e para o entendimento da história geológica da região e da Formação Pirabas foram consultados artigos, livros, teses, dissertações e relatórios técnicos como os trabalhos clássicos de Petri (1957), Góes *et al.* (1990) e Távora *et al.* (2010), bem como trabalhos mais recentes como os Aguilera *et al.* (2020 e 2022) e Nogueira *et al.* (2021) entre outros, além daqueles que foram realizados na área de estudo como os de Távora & Viana (2003), Antonioli *et al.* (2015) e Lima *et al.* (2020).

2.2 ANÁLISE DE FÁCIES DE ROCHAS FINAS

A análise de fácies foi baseada no modelamento de fácies de Walker (1992) que consiste na individualização e descrição de fácies com a caracterização da composição, texturas e estruturas sedimentares observadas nos depósitos estudados com objetivo de compreender os processos sedimentares que as geraram. Para auxiliar na descrição e interpretação das fácies de rochas finas foram utilizadas as orientações propostas por Lazar *et al.* (2010 e 2015). A individualização e nomenclatura das fácies sedimentares de rochas de granulação fina foi baseada em sua textura (tamanho do grão), tipo de acamamento, composição e origem do grão (Lazar *et al.* 2015). Com relação ao tamanho dos grãos foram considerados os grãos de silte e argila e os termos “grosso”, “médio” e “fino” que foram determinados após análises de MEV e petrografia. A classificação dos acamamentos foi baseada na proposta clássica de Campbell (1967) que define laminações e acamamentos, além de descrever a sua geometria, continuidade e forma. A composição foi definida com auxílio do DRX e EDS e conforme a sua composição foram usados os termos “silicoso”, “calcáreo”, “argiláceo” e “carbonáceo” para determinar as diferentes composições das rochas finas. Neste caso foi utilizado os percentuais totais de quartzo, total de carbonato (calcita, dolomita etc.) e total argila (illita, esmectita, caulinita etc.) presentes nas rochas e plotados no diagrama ternário (Lazar *et al.* 2010). Nesta análise de fácies sedimentares de rochas finas foram utilizadas basicamente as orientações para nomenclatura e aplicação propostas por Lazar *et al.* (2015).

2.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Para o estudo petrográfico, foram confeccionadas quatro lâminas delgadas das concreções carbonáticas, que foram avaliadas com o auxílio de microscópio óptico no Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (UFPA). Na análise petrográfica foram descritos os constituintes deposicionais (grãos siliciclásticos e carbonáticos, matriz, poros) e diagenéticos (cimentos, poros secundários etc.) com a identificação mineralógica e dos aspectos texturais destas rochas. A quantificação seguiu a contagem de 400 pontos para determinar a proporção dos constituintes segundo o método de Glagolev-Chayes (Galehouse 1971). As rochas carbonáticas foram nomeadas de acordo com a classificação textural de Dunham (1962) que considera as porcentagens de grãos, matriz e cimento e se o arcabouço é sustentado pela matriz (*mudstones* e *wackestones*) ou grãos (*packstone* e *grainstone*), além de incluir rochas produzidas por construções orgânicas (*boundstone*). As rochas siliciclásticas foram classificadas segundo a proposta de Folk (1974) que leva em consideração os critérios composicionais das rochas baseada nas proporções percentuais de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha.

A análise da porosidade seguiu as classificações de Choquette & Pray (1970) e Shanmugam (1984), e levou em conta a determinação dos modificadores genéticos relacionados a processos (solução, cimentação, sedimentação, etc.) e/ou estágios de evolução da porosidade (alargamento, redução, preenchimento) e tempo de formação, podendo ser primário (pré-deposicional) ou secundário (eodiagenético, mesodiagenético ou telodiagenético).

2.4 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

As amostras foram pulverizadas no Laboratório de Sedimentologia e posteriormente analisadas por Difração de Raios-X (DRX) através do método do pó (rocha total) em que foram identificados os principais componentes minerais presentes na rocha. Esse método é importante principalmente por permitir o reconhecimento de minerais que não podem ser descritos através das análises petrográficas. Para realizar este procedimento foi utilizado o difratômetro *X'Pert MPD-PRO PANalytical* do Laboratório de Caracterização Mineral da Universidade Federal do Pará (LCM - UFPA) que está equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$), com a finalidade de identificar as assembleias minerais de cada rocha. O *software X'Pert HighScore Plus* auxiliou na identificação

dos minerais através da comparação dos resultados obtidos com as fichas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data* (ICDD).

2.5 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X (FRX)

Para análise de Espectrometria Fluorescência de Raios-X (FRX), foi utilizado um espectrômetro WDS sequencial modelo Axios Minerais da PANalytical, equipado com tudo de raios-X cerâmico, anodo de ródio (Rh) e potência máxima de 2.4KW. Para a preparação da amostra, uma parcela da concreção foi macerada em gral de ágata. Seguidamente, uma pastilha prensada foi confeccionada, junto a 3g da amostra com 0,9g de cera de parafina, e toda essa mistura foi prensada sob uma carga de 25 toneladas, como resultado, uma pastilha compacta e adequada para a análise. A análise quantitativa foi conduzida no modo Standardless, onde os resultados foram normalizados para 100%. Este método baseia-se na comparação relativa das intensidades dos raios-X que são característicos emitidos pelos elementos químicos presentes em toda a amostra, e estas intensidades são corrigidas matematicamente através da equação de parâmetros fundamentais, que asseguram uma alta precisão, o limite de detecção do método é de 0,1%. A aquisição e o tratamento dos dados obtidos foram realizados com o software Super Manager versão 5.3 da PANalytical, que oferece recursos avançados para análise e interpretação dos resultados.

2.6 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA E ESPECTROSCOPIA DE ENERGIA DISPERSIVA

Para análise com o Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) foram utilizadas fragmentos de amostras de mão e lâminas delgadas das concreções carbonáticas a fim de analisar com precisão microestruturas e texturas dos constituintes deposicionais e diagenéticos. Estas amostras foram avaliadas no equipamento modelo LEO-1430 do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV-PPGG) do Instituto de Geociências da UFPA. O MEV forneceu rapidamente os dados de morfologia das partículas carbonáticas e siliciclásticas, auxiliando na identificação de elementos químicos de amostragem sólida. A análise de EDS (Energy Dispersive Spectrometry) permitiu a identificação da composição química da amostra em áreas predeterminadas de forma pontual em uma dinâmica qualitativa, haja vista que foi escolhido pontos específicos da imagem para análises, sendo necessária a escolha de superfícies com taxa de rugosidade mínima (Cruz *et al.* 2006). As imagens de elétrons retroespalhados foram obtidas em

um equipamento MEV Zeiss modelo LEO-1430 em lâminas petrográficas e fragmentos de das concreções metalizadas com ouro de aproximadamente 15 nm. As condições de operação foram com corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kV e distância de trabalho entre 15 e 16 mm. As análises de EDS foram realizadas com EDS IXRF modelo Sirius-SD acoplado ao MEV, com tempo de contagem para análise dos elementos = 30s.

2.7 QUANTIFICAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA

Para quantificar a matéria orgânica nos sedimentos foi utilizado o método de calcinação, adaptado de Dean (1974) e Baía (2016), com etapas validadas experimentalmente. A preparação inicial de todas as amostras foram submetidas a um teste para ver se havia carbonatos, foi adicionado HCL a 10% sobre o sedimento seco para conhecimento de presença ou ausência de carbonatos que poderiam interferir no resultado final (Heiri *et al.* 2001). Com as amostras previamente secas e homogeneizadas, foram armazenadas no dessecador até o momento da análise.

Os cadinhos de porcelana (de 10 mL) foram pré-tratados em mufla a 100°C por 1 hora para a eliminação de contaminantes orgânicos residuais e evitar a umidificação, resfriados em dessecador por 1 hora, e tiveram suas massas taradas em uma balança (precisão +- 0,01 g). Para correção de possíveis perdas não correlacionadas à amostra, os cadinhos brancos (vazios) foram submetidos ao mesmo protocolo para registrar sua massa inicial sem as amostras.

Para cada amostra, foram contabilizadas 3,00 g (= -0,01 g) de sedimento seco, adicionados aos cadinhos tarados. A combustão da matéria orgânica foi realizada em mufla a 360°C por 2 horas (Baía 2016), para evitar a decomposição de minerais não-orgânicos, comuns em metodologias que empregam 550°C. Após a combustão, os cadinhos foram resfriados novamente no dessecador por 1 hora, após isso foram pesados para obtenção da massa final.

O teor da matéria orgânica (MO%) foi obtido de acordo com a seguinte equação:

$$MO\% = (P_{\text{inicial}} - P_{\text{combustão}} / 3,00 \text{ g}) \times 100$$

Onde:

P inicial: massa do cadinho + amostra antes da calcinação

P combustão: massa após combustão a 360°C

A escolha de temperatura foi selecionada por estudos específicos para sedimentos tropicais de acordo com Baía (2016), e para o teste com HCL a 10% foi seguido o protocolo definido por (Heiri *et al.* 2001). A falta de carbonatos no sedimento foi crítica para garantir que a perda da massa após a combustão não refletisse pela exclusividade da combustão da matéria orgânica.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 PLATAFORMA BRAGANTINA

A evolução da margem continental brasileira e o processo tectônico de placas que formou o Atlântico Sul começou no Jurássico e foi responsável pela expressiva sedimentação cenozóica observada na margem equatorial brasileira (Azevedo 1991, Galvão 1991, Villegas 1994, Rossetti & Santos Jr. 2004, Moizinho *et al.* 2022). Todo o arcabouço tectônico do Mioceno no nordeste do Pará pode ser identificado nas seguintes configurações tectônicas: Arcos do Gurupi e Miraselvas, Plataforma Bragantina, Fossa Vigia-Castanhal e Bacia do Marajó (Galvão 1991, Vazquez & Rosa-Costa 2008). A Plataforma Bragantina (Figura 2) funcionaria como uma área emergente que permaneceu tectonicamente mais estável do que os outros ambientes tectônicos, durante a abertura do Oceano Atlântico e a ruptura do Gondwana (Alamaraz 1977, Aguilera *et al.* 2014).

O embasamento da Plataforma Bragantina é composto por rochas ígneas e metamórficas e arenitos paleozóicos (Klein & Moura 2003, Rossetti & Góes 2004) e sobre os quais ocorrem três unidades sedimentares cenozóicas que foram organizadas nas sequências A, B e C sobrepostas em discordância erosiva com as rochas cretáceas do Grupo Itapecuru (Figura 3, Rossetti 2001). A Sequência A apresenta rochas carbonáticas da Formação Pirabas e a parte inferior da Formação Barreiras caracterizada por rochas siliciclásticas. A sequência B é registrada principalmente nas partes média e superior da Formação Barreiras, enquanto a sequência C se desenvolveu após a Formação Barreiras, sendo denominada de Sedimentos Pós-Barreiras (Rossetti 2001, Rossetti *et al.* 2013).

A estabilidade tectônica permitiu a deposição de uma espessa sucessão carbonática marinha na Plataforma Bragantina com aproximadamente 140 metros de espessura, resultado do período de transgressão marinha quando se originou a sequência progradante da Formação Pirabas que registra os depósitos plataformais costeiros e transicionais que se instalaram durante o Mioceno na região nordeste do Pará (Ferreira 1982, Rossetti 2001, Távora *et al.* 2005, Rossetti 2006, Rossetti *et al.* 2013, Freiman 2014, Amorim 2016, Aguilera *et al.* 2020, Nogueira *et al.* 2021).

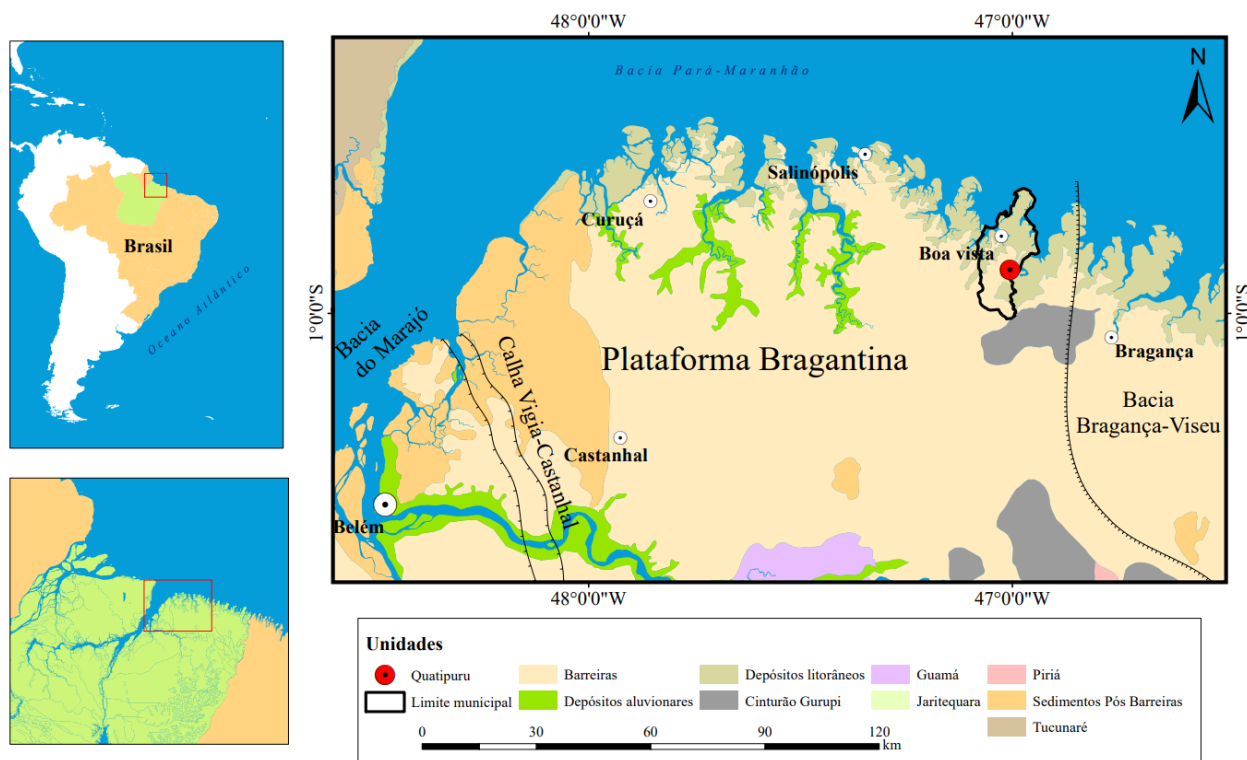


Figura 2 - Mapa de localização da Plataforma Bragantina no qual é possível observar outras compartimentações tectônicas da região como a Bacia do Marajó, Calha Vigia-Castanhal e Bacia Bragança-Viseu, como destaque para a localização da área de estudo no município de Quatipuru, vila de Boa Vista.

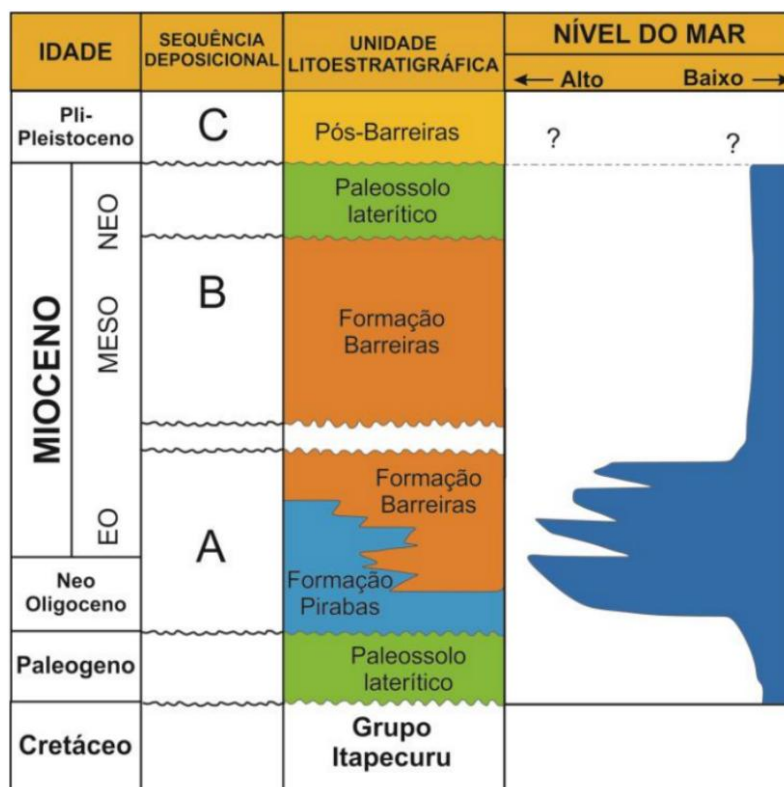


Figura 3 - Coluna litoestratigráfica da região nordeste do Estado do Pará, Plataforma Bragantina. Fonte: Modificado de Rossetti (2001).

3.2 FORMAÇÃO PIRABAS

A Formação Pirabas é composta por calcários fossilíferos que afloram ao longo de falésias costeiras na região litorânea do norte do Brasil, bem como em cortes de estradas e minas a céu aberto principalmente nos estados do Pará e Maranhão e exposições menos frequentes no norte do estado do Piauí (Rossetti & Góes 2004, Maury 1925). Estes depósitos ocorrem ao longo da Plataforma Bragantina que tornou-se tectonicamente estável a partir do Oligo-Mioceno com deposição em regiões soerguidas e submersas que eram tectonicamente estáveis (Szatmari *et al.* 1987, Aguilera 2022).

Os registros sedimentares da Formação Pirabas indica a característica de um ambiente com depósito de mangue/lacustre, e é constituído por uma estrutura sedimentar com laminações plano-paralela, acamamentos heterolíticos e laminações onduladas e estratificações cruzadas de baixo-ângulo com um diversificado conteúdo fossilífero contendo fragmentos de vertebrados, macro e micro invertebrados e uma rica flora (Távora et al 2010, Santos & Rossetti 2003, Rossetti et al 2006). E entre os fósseis comumente encontrados na Formação Pirabas, estão gastropodes, bivalves,

foraminíferos, ostracodes, além de grãos de pólen, angiospermas e esporos de pteridófitas e briófitas (Leite 2002, Távora *et al.* 2010, Nogueira & Nogueira 2017, Nogueira *et al.* 2019).

Há uma complexidade na compreensão e nos detalhamentos das fácies sedimentares da Formação Pirabas. Análises detalhadas dos afloramentos revelam uma diversidade de litofácies que refletem como eram as condições da Formação Pirabas, como uma plataforma carbonática rasa a transicional. Guimarães (2023), Bencomo *et al.* (2021) e Aguilera *et al.* (2023), descrevem fácies associadas a diversos subambientes, tais como fundos arenosos, zonas de influências de manguezais e substratos rochosos. ESSas fácies comumente são caracterizadas por calcários bioclásticos, calcarenitos e margas, com suas texturas e estruturas sedimentares que variam conforme o ambiente, vai desde as laminações plano-paralelas e onduladas nas áreas mais protegidas até estratificações cruzadas em zonas de alta energia

Por conta do seu rico registro fóssilífero, no qual é um dos aspectos mais marcantes da Formação Pirabas, onde é objeto de estudos que detalham a caracterização paleoambiental. As assembleias fóssilíferas que incluem grupos como moluscos, foraminíferos, ostracodes e equinodermas (Bencomo *et al.* 2021, Távora V.A., Santos A.A. & Araújo R.N. 2010), crustáceos decápodes (Lima *et al.* 2020), peixes (Guimarães 2023), mamíferos marinhos (Kerber & Moraes-Santos 2021) e icnofósseis. E a análise dessas assembleias, como foi destacado por Guimarães (2023), nos permite inferir condições de águas rasas, tropicais, dentro da zona fótica, com as variações locais, nas quais indicam desde os ambientes com mais energia até as áreas mais protegidas associadas aos manguezais, em que corrobora a interpretação de um complexo deposicional na plataforma carbonática.

Apesar da bioestratigrafia registrar a transgressão marinha que ocorreu no Mioceno, a distribuição da arquitetura estratigráfica sugere um padrão geral progradacional (Nogueira *et al.* 2021, Rojas *et al.* 2022). Porém, a sucessão carbonática do Pirabas, junto aos depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras, destacam mais esse padrão progradacional.

Essa relação estratigráfica entre a Formação Pirabas e Formação Barreiras é muito importante para compreender como foi a evolução paleogeográfica da região durante o Mioceno. Já a Formação Pirabas representa a fase de estabelecimento de uma plataforma carbonática sob a influência marinha transgressiva. A Formação Barreiras, no qual é predominantemente siliciclástica, marca uma mudança nas condições deposicionais que é interpretada como uma fase progradacional (Rossetti *et al.* 2013).

No Mioceno médio, se iniciou a sedimentação da Formação Barreiras, que foi facilitada pela elevação do nível do mar. Além disso, o estrato mais superior da Formação Barreiras registra o final desta sucessão transgressiva e regressiva (Rossetti *et al.* 2013), em que é caracterizada pela

sequência de deposição fluvial, lacustre e eólica, no qual apresenta um arcabouço paleontológico formado principalmente por dinoflagelados e foraminíferos característicos de ambientes costeiros (Suguio & Nogueira 1999).

3.3 GEOLOGIA E ASPECTOS FISIOGRAFICOS DA ILHA DE BAUNILHA GRANDE

3.3.1 Geologia

Petri (1957) definiu as Ecofácies de Baunilha Grande, município de Quatipuru, onde abrange os estratos concrecionários que encontram-se expostos no lado esquerdo da Baía de Quatipuru, nordeste do estado do Pará. *In situ* há calcários cinzas em camadas incoesas, pontuados por minúsculas concreções carbonáticas, compactas e centimétricas, denominadas de carcinólitos, já descritas por Brito (1971) e Távora & Silva Junior (2002). Esses sedimentos ditos da Formação Pirabas, da região Bragantina, no nordeste do Pará estão exposto de forma irregular e consistem de folhelhos laminados com pretos a cinzas, localmente com lentes de arenito fino com bioclastos (Antonioli *et al.* 2015). Na região há a ocorrência de afloramentos rochosos em torno da Baía de Quatipuru, onde constitui a ocorrência de ecofácies de manguezal da Formação Pirabas, e é composto por argilitos pretos, calcários cinzas finamente estratificado e os argilitos pretos com os carcinólitos (Petri 1957, Ferreira 1980, Távora & Silva Júnior 2002, Antonioli *et al.* 2015).

Os depósitos geológicos consistem principalmente em sedimentos siliciclásticos não consolidados da formação Barreiras (Mio-Plioceno). O substrato dos manguezais é formado por sedimentos lamosos, enquanto as restingas costeiras, limitando as várzeas de maré e campos inundáveis da baía interna de Quatipuru, são compostas por feixes de cordões arenosos, provavelmente de idade holocênica. Existem também registros localizados de depósitos fossilíferos, incluindo calcários e paleomangues do Membro Baunilha Grande da Formação Pirabas do Mioceno Inferior, situados abaixo da Formação Barreiras (Dias 2010).

3.3.2 Aspectos Fisiográficos

O relevo de Quatipuru, associado à estrutura geológica, é composto por tabuleiros aplainados, terraços e várzeas, inseridos no Planalto Rebaixado da Amazônia (Figura 4). Caracterizado por colinas dissecadas e vales pouco profundos, a planície flúvio-marinha é conhecida como a "região de rias" (SEPOF-PA, 2024). O relevo é predominantemente plano, com solos latossolos amarelos de textura arenosa e podzóis hidromórficos, propiciando a formação de mangues (Alves 2007). A montante, as florestas tropicais da Amazônia foram perturbadas,

resultando em florestas secundárias (capoeiras), enquanto remanescentes de florestas inundadas não perturbadas persistem ao longo dos rios (SEPOF-PA 2024). A topografia segue as formas de relevo, apresentando, na sede, em média de 10 metros de altitude, aproximadamente, cujo nível altimétrico predomina em quase a totalidade de seu território (Figura 4), principalmente quando mais próximo ao oceano (Dias 2010, Silvia 2011).

A região é majoritariamente composta por florestas secundárias em diversas etapas de regeneração, assumindo a cobertura florestal primária, subtipo Densa dos Baixos Platôs. Ao longo dos pequenos rios, há floresta de várzea, caracterizada por sua vegetação típica de espécies umbrófilas dicotiledôneas e palmeiras. Na extensa faixa litorânea, que se estende até 40 km em direção ao continente, a influência da cunha salina é evidente, com manguezais dominando a paisagem costeira (Dias 2010).

Diversas formações vegetais coexistem na área de estudo, abrangendo manguezal, restinga, várzea de maré, mata inundável (igapó), campos inundáveis com diferentes salinidades e mata alterada (capoeira) e capoeira jovem (Figura 4). O município de Quatipuru destaca-se por sua extensa planície costeira, onde manguezais predominantes, são *Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans* e *Laguncularia racemosa* (Cohen & Lara 1999), no qual desempenham papéis distintos na zonação da vegetação costeira (Bohrer & Gonçalves 1991).

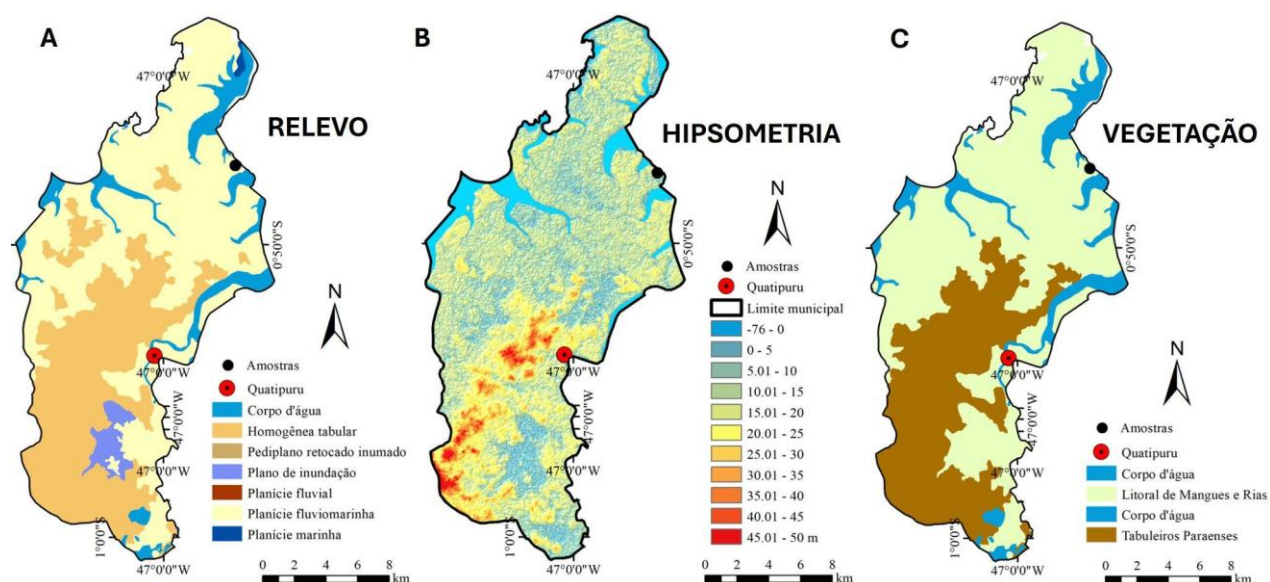


Figura 4 - Mapas de relevo, hipsometria e de distribuição da vegetação na ilha de Baunilha Grande.

A região do município de Quatipuru apresenta um clima tropical e úmido, com temperaturas médias anuais oscilando entre 25,5°C e 26,7°C, e um índice pluviométrico anual médio de 2.550

mm. A estação chuvosa abrange o período de janeiro a julho, concentrando mais de 90% da precipitação total anual nesse intervalo, já o período seco vai de setembro a novembro (Pamplona 2013).

A bacia do rio Quatipuru faz parte da bacia Costa Atlântica – Nordeste e tem como rio principal o Quatipuru, que desemboca no Oceano Atlântico, formando a Baía de Quatipuru (Silva 2011). O rio Quatipuru atua como fronteira natural, a leste, entre os municípios de Primavera e Bragança. Outros cursos d'água, como os rios Japerica e Primavera, seguem para uma baía próxima, à Baía de Japerica, constituindo um complexo hidrológico-estuarino de grande importância para a mobilidade e transporte da população ribeirinha e litorânea entre Quatipuru e Bragança (Silvia 2011, SEPOF-PA 2024). Os principais acidentes geográficos do município de Quatipuru incluem o rio Quatipuru, rio Campinho, rio Arapiranga, rio Japerica, além da Vala do Macaco e da Vala do Basílio (SEPOF-PA 2024).

4 REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 CONCREÇÕES CARBONÁTICAS

Concreções carbonáticas são corpos minerais formados em torno de fragmentos de rochas, restos orgânicos ou outros centros no qual se dá o crescimento de zonas que vão do núcleo até sua porção exterior no qual variam de tamanho (em cm) (Marshall 2013). As concreções são diferentes de acordo com sua origem, composição, textura, forma, onde suas características definem as condições de sua formação (Rychagov 2021), pois a sua formação é ocasionada por meio de processos físico-químicos que são influenciados por diversos fatores como oxidação dos oceanos, tal como a disponibilidade de matéria orgânica e inorgânica no ambiente raso (Sean 2023). As rochas sedimentares incluem concreções carbonáticas de diferentes tamanhos e formas, e ampla gama de morfologias, podem ser sub esféricas ou elipsoidais, discoidais e alongadas, e apresentam uma diversidade de componentes químicos/mineralógicos, incluindo de sílex, de gipsita, de carbonato ou de ferro (Ramos 2020), conforme observado por Tarr (1921), Kindle (1923), Raiswell (1971) e Marshall & Pirrie (2013), a estrutura interior dessas formações varia de maciça a delicadamente laminada.

A agregação de material que envolve um núcleo ou superfície é denominada nódulo ou concreção (Ramos 2020). Dentro da matriz rochosa hospedeira, eles assumem a forma arredondadas

ou elípticas devido à precipitação ou segregação de minerais. Segundo Marshall e Pirrie (2013), esses componentes apresentam regiões com maiores níveis de cimentação e resistência mecânica.

Além disso, a maioria das concreções encontradas no registro são feitas de cimento de carbonato de cálcio, ou calcita, enquanto o carbonato de ferro, ou siderita, é mais perceptível em sedimentos que não são marinhos. Também, minerais incomuns como dolomita ou anquerita podem ocorrer juntamente com fases ricas em magnésio (Marshall & Pirrie 2013, Ramos 2020).

A cimentação precoce de certas rochas durante as fases iniciais de soterramento, ou eo-diagênese, está ligada à gênese das concreções calcárias. O desenvolvimento geoquímico dos fluidos porosos nos poros de sedimentos recém-formados é assim documentado por estas formações sedimentares (Ramos 2020). Informações relevantes sobre as flutuações de temperatura nos fluidos intersticiais durante a precipitação inicial do cimento carbonático nos poros da rocha hospedeira também podem ser obtidas a partir da análise das concreções calcárias. Portanto, segundo Heimhofer *et al.* (2017), esse material fornece informações vitais sobre as condições iniciais e finais do soterramento.

Também, na região de estudo, há concreções carbonáticas denominadas carcinólitos, descritas por Tavora (2001, 2002), onde são diferentes das concreções descritas neste trabalho. Essas estruturas se formam por diferentes processos, como mostra a figura (5). No ambiente de manguezal, onde há uma quantidade significativa de matéria orgânica, em decomposição, gera bicarbonato e favorece para a precipitação da calcita e sulfetos que sofrem reações que facilitam a formação da pirita. Durante a diagênese, a matéria orgânica é substituída por minerais, por assim, surgem franjas de carbonato de cálcio, e também há a precipitação da sílica nos poros. Assim, se formam os carcinólitos, que são essas concreções centimétricas com vestígios de crustáceos em seu interior, e sua composição mineralógica característica se compõe de quartzo, calcita e pirita que preservam essa estrutura em seu interior.

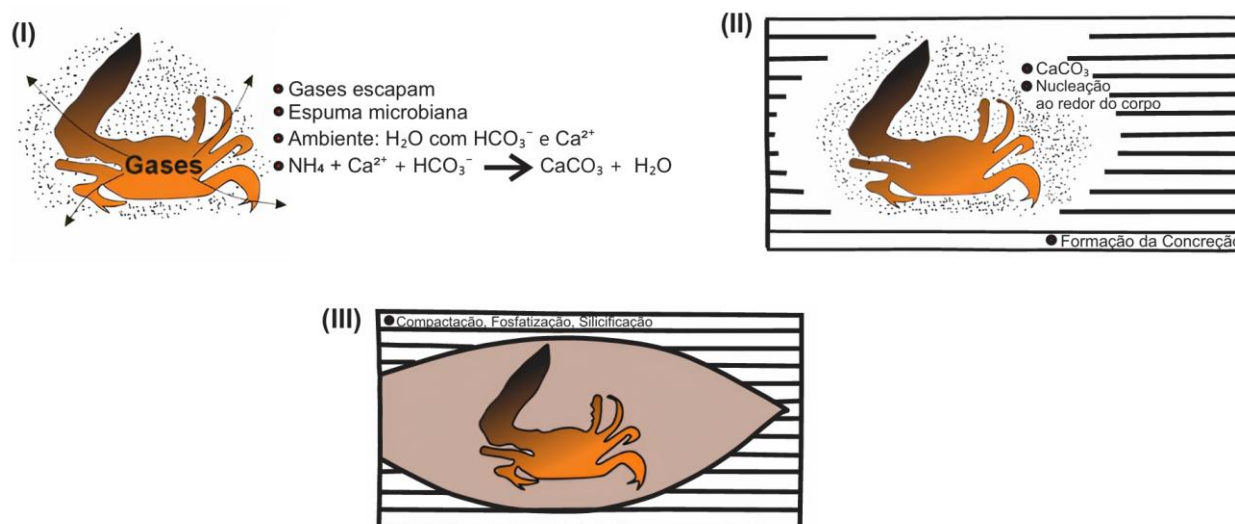


Figura 5 - Ilustração dos estágios formação dos carcinólitos. Fonte: Távora (2001).

4.2 FORMAÇÃO DA PIRITA

A pirita (FeS_2) é um mineral de sulfeto de ferro, encontrado em ambientes sedimentares marinhos. É um mineral acessório no qual fornece informações sobre as condições ambientais de formação e os processos diagenéticos desses ambientes (Rickard 2012). A pirita é formada na Zona de Transição Sulfeto-Metano (ZSM), onde o metano e o sulfato se juntam e reagem com a atividade microbiana. A Oxidação anaeróbica do metano (AOM) na ZSM resulta em fluxos de sulfeto de hidrogênio, assim, promovem o aumento da pirita autogênica (Boetius *et al.* 2000; Jorgensen *et al.* 2004).

A formação da pirita tem um papel muito importante nos ciclos biogeoquímicos, como o do carbono, enxofre e do ferro, pois regula o equilíbrio redox da superfície terrestre ao longo do tempo geológico. A composição isotópica do enxofre da pirita é uma ferramenta geoquímica útil e coopera no estudo sobre os processos diagenéticos e nas mudanças significativas das rochas sedimentares (Li *et al.* 2023).

Além disso, a formação da pirita ocorre por conta de duas reações distintas: a reação do sulfeto aquoso em monossulfeto de ferro metaestável (FeS) e a reação do monossulfeto de ferro em pirita (Berner 1984, Rickard e Luther 2007), a primeira reação é rápida, enquanto a segunda é um pouco mais complexa e apresenta diferentes taxas de reação (Rickard 1999, Rickard e Morse 2005, Rickard e Luther 2007). Também, os polissulfetos que são formados pela reação entre o sulfeto aquoso e enxofre elementar aumentam toda a complexidade dos processos de formação da pirita (Findlay 2016). Além do mais, existem diferentes formas de pirita, as mais comuns (Figura 6), como

a pirita framboidal (esferas ou quase esferas de microcristais) a pirita euédrica (pequenos octaedros) e aglomerados protoframboidais (pequenos aglomerados subesféricos de partículas cúbicas mal formadas) (Butler *et al.* 2000) e cada uma delas indicam como o ambiente cooperou para sua formação, indicando as condições do ambiente para cada tipo. A textura da pirita depende do Eh do sistema de reação inicial, reações equilibradas em -400mV produzem pirita euédrica, enquanto reações a -250mV resultam em aglomerados protoframboidais. Reações realizadas fora do equilíbrio do Eh, por exemplo, em Eh > -250 mV, resultam em pirita framboidal e menos frequente em protoframboides e pirita euédrica.

5 RESULTADOS

Para caracterizar detalhadamente as concreções carbonáticas e os pelitos de Baunilha Grande, foram selecionadas quatro amostras para análise petrográfica e geoquímica, nessa seção, os resultados estão apresentados em figuras e tabelas, onde foram obtidos por análise de fácies, técnicas de difração de raios-X (DRX), fluorescência de raios-X (FRX) e quantificação da matéria orgânica.

5.1 FÁCIES SEDIMENTARES

O afloramento estudado é constituído predominantemente de argilitos e folhelhos negros maciços a laminados com fissilidade pouco desenvolvida que compõe uma sucessão de aproximadamente 10 metros de espessura medidas horizontalmente devido as camadas estarem inclinadas entre 20 e 30° para nordeste (Figura 6 Perfil). Estes depósitos são cobertos por sedimentos recentes do mangue e da praia da Ilha de Baunilha Grande. Apesar de aparentemente parecer constituída de uma única fácies, diversas variações texturais, estruturais e composicionais foram observadas ao longo deste afloramento, que após análise de detalhe foram individualizadas em 5 fácies sedimentares. Estas fácies são compostas por *mudstones* argilosos-carbonáticos maciços a laminados que contém restos vegetais, bioturbações e lentes de arenitos, sendo individualizadas em Argilito cinza maciço (Am), Argilito cinza maciço com restos vegetais (Amr), Folhelho negro calcífero com laminação paralela (Fl), Folhelho negro calcífero bioturbado (Fb) e Folhelho calcífero com lentes de arenito (Fla). A sucessão é composicionalmente formada por uma mistura de argilominerais como a caulinita, e calcita microcristalina com diferentes proporções. Os folhelhos são diferenciados dos argilitos pela presença de fissilidade e por serem mais calcíticos.

Estas fácies são descritas da base para o topo da sucessão estudada. Argilitos cinza maciços ocorrem na base da sucessão e são caracterizados por uma camada de aproximadamente 5 metros

de espessura composta por argilitos caulíníticos sem estruturas (Figura 7A). Esta fácies é sobreposta pela fácies folhelho negro calcífero com lentes de arenito que constitui uma camada de aproximadamente 1,5 metro de espessura composta por calcários finos com fissilidade moderadamente desenvolvida com lentes descontínuas de arenitos finos ondulados, alguns deformados exibindo formas irregulares (Figura 7A). Estes arenitos são cimentados por calcita e exibem laminação cruzada interna e fragmentos tabulares de micrito (*rip-up clasts*). As laminações cruzadas são compostas por grãos finos e bem selecionados de quartzo subarredondado e subanguloso e raras intercalações com lâminas de pelóides micríticos, enquanto os *rip-up clasts* são caracterizados por clastos oblatos com até 5 mm de espessura e comprimento variando de 3 a 4 cm, distribuídos geralmente paralelos ou imbricados em relação ao acamamento (Figuras 7B e C). Os pelóides são grãos maciços, arredondados, elipsoidais a esféricos, compostos predominantemente por calcita microcristalina a microespática com alguns grãos de quartzo tamanho silte e areia fina inclusos (Figura 7D).

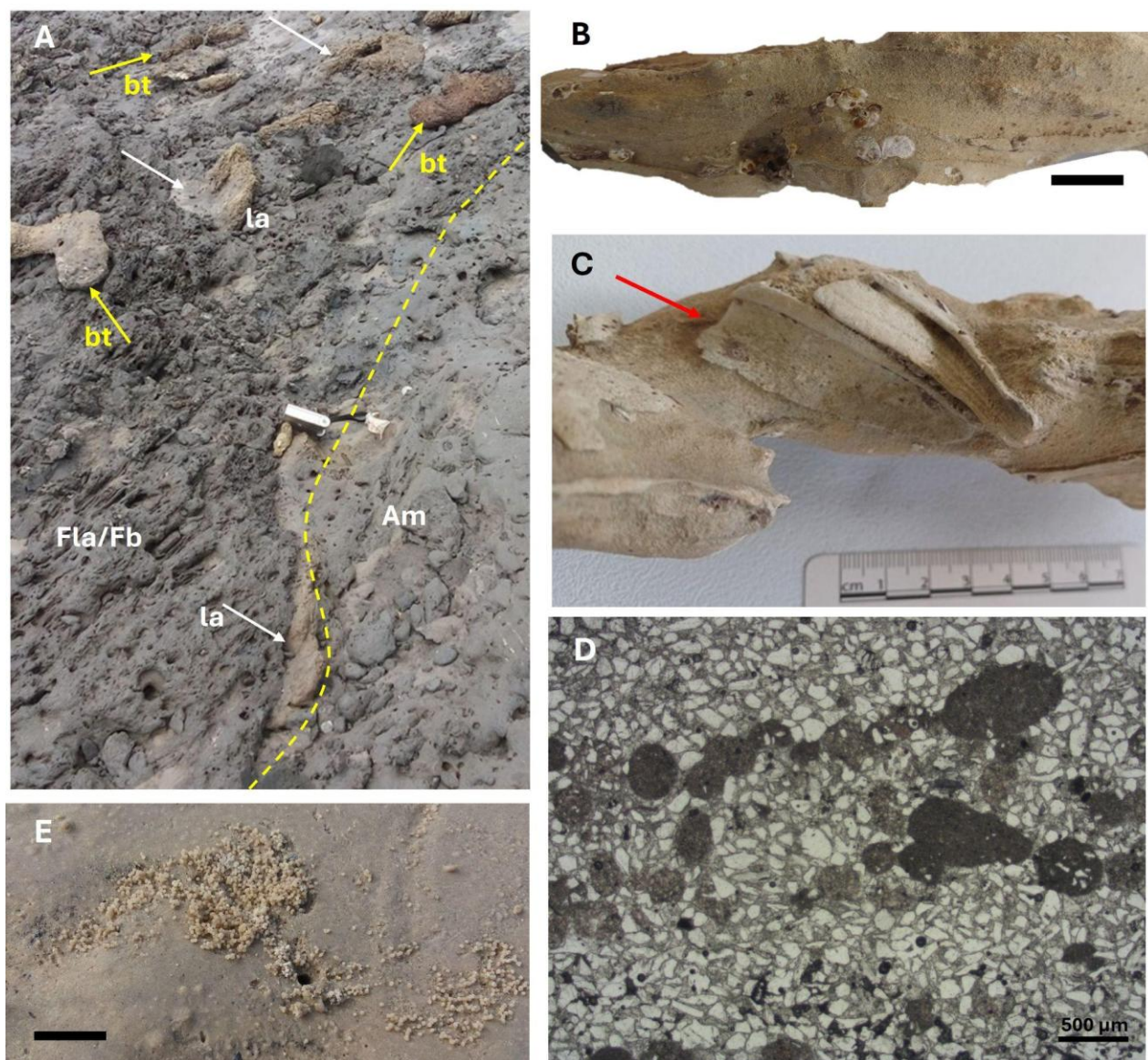


Figura 6 - Fácies da Formação Pirabas na Ilha de Baunilha Grande. A) Contato entre as fácies de folhelho calcífero com lentes de arenito (Fla) e os argilitos maciços (Am), observar as lentes de arenitos (la - setas brancas) entre as camadas de folhelho e os fragmentos das tocas produzidas por crustáceos decápodes (bt - setas amarelas) (Escala: bússola 7 cm); B) Amostra da lente de arenito com laminações cruzadas internas; C) Amostra de lente de arenito com os clastos tabulares (rip-up clasts) imbricados; D) Fotomicrografia de uma das amostras da lente de arenitos mostrando os grãos peloidais que compõem a laminação cruzada; E) Entrada da toca recente de um crustáceo decápode exibindo na parte externa os peloides feitos do material retirado do substrato escavado e que estão agora sujeitos ao transporte por correntes e ondas, processo que pode ser semelhante ao que gerou os peloides observados na laminação da fácies Fla (escala: barra = 5 cm).

Folhelhos calcíferos com laminação paralela com até 2 metros de espessura ocorrem logo acima da fácies Fla, e é caracterizada pela predominância de calcário fino com laminação paralela variando de plana a levemente ondulada formadas por intercalações de lâminas compostas por grãos de areia, restos vegetais e argila/micrito (Figura 7A e B). Concreções geralmente de formato oval

ocorrem disseminadas no topo desta fácies e exibem as laminações paralelas bem preservadas dos folhelhos. A fácies folhelho negro calcífero bioturbado ocorre em pelo menos dois níveis dentro da sucessão sendo caracterizada por camadas com até 20 cm de espessura de calcário fino a argiloso com bioturbações tubulares que foram observadas entre as fácies Fl e Fla (Figura 7A). As bioturbações são caracterizadas por feições tubulares, cilíndricas a achatadas, retas ou curvadas, que ocorrem distribuídas horizontalmente em relação ao acamamento (lembrando que as camadas estão inclinadas), estas estruturas têm em média 30 cm de comprimento e 15 de largura. Estas bioturbações são endurecidas e poucas foram observadas dentro das camadas, sendo a maior parte retrabalhada pelas ondas atuais e redepositadas sobre as camadas expostas dos folhelhos como clastos carbonáticos (Figura 7A).

O topo da sucessão apresenta argilitos maciços, localmente carbonáticos, maciços e com restos vegetais (Figura 8C, detalhes em A-F). A espessura da camada foi estimada em 2 metros, devido a presença descontínua de depósitos arenosos recentes da praia não foi possível medir a espessura real desta fácies. Ao longo desta fácies são observados diversos restos vegetais como fragmentos de troncos, galhos e folhas, além de raízes em posição de vida. Estes restos vegetais são piritizados e os troncos não exibem uma orientação preferencial.

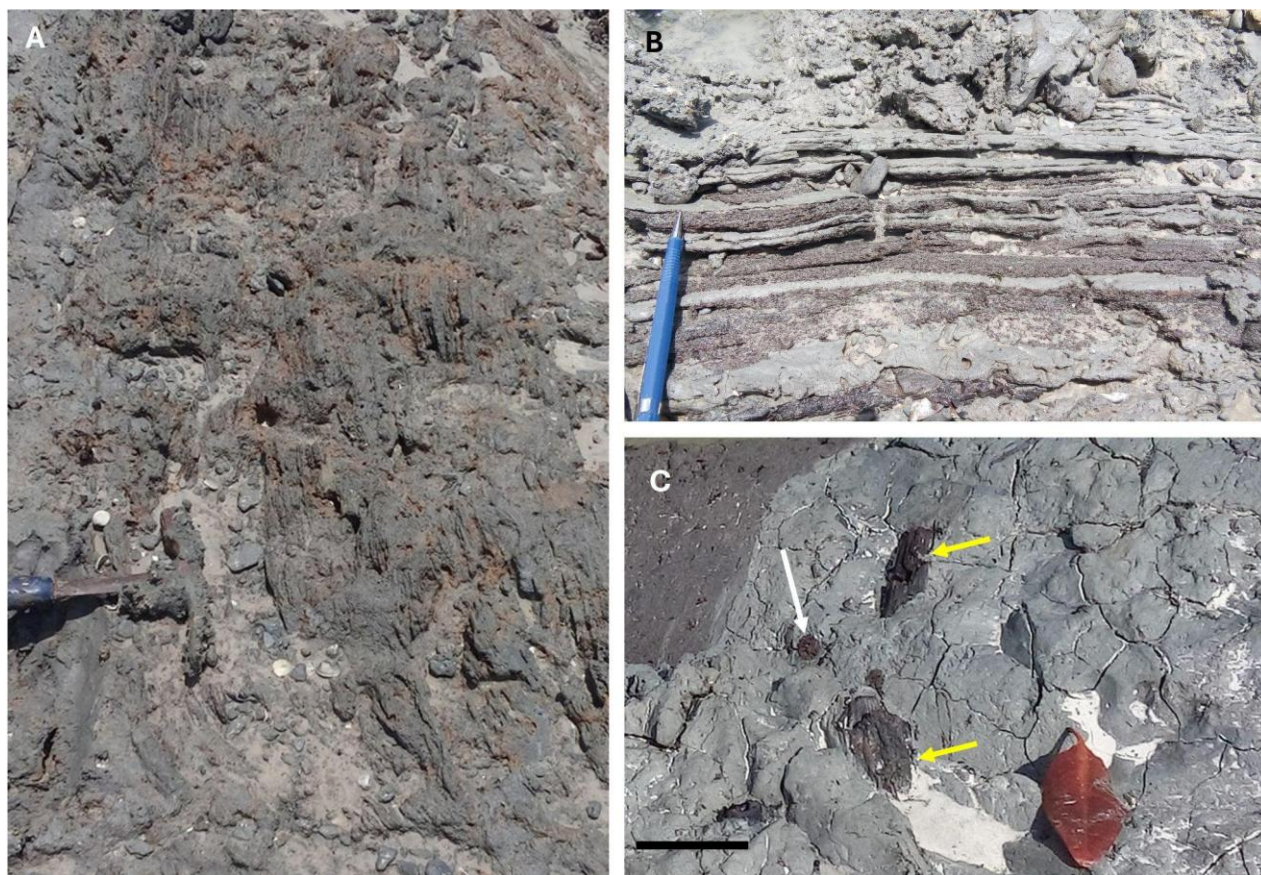


Figura 7 - Fácies do topo da sucessão da Formação Pirabas na Ilha de Baunilha Grande. A) Camadas inclinadas para nordeste da fácies folhelho calcífero com laminação paralela (Escala. Martelo 30 cm); B) Detalhe das laminações paralelas planares e onduladas da fácies FL (Escala. Lapizeira = 15cm); C) Argilitos cinza maciços com fragmentos de troncos (setas amarelas) e restos de raízes (seta branca) em posição de vida, todos estão piritizados (Escala. Barra = 10 cm).

Com base nas fácies descritas pode-se tecer conclusões a respeito das condições ambientais que levaram à deposição dos *mudstones* da Formação Pirabas na Ilha de Baunilha Grande. Os depósitos de margas e folhelhos da Formação Pirabas são interpretados como registro da formação de ambientes lagunares e mangues na porção interna da plataforma carbonática (Góes *et al.* 1990, Rossetti & Góes 2004). Contudo, a dinâmica sedimentar destas fácies tem sido pouco investigada devido a aparente simplicidade das rochas.

A predominância de *mudstones* cinzas a negros indicam a presença de matéria orgânica misturada as argilas e carbonatos que foram depositadas em condições de baixa energia e anoxia do fundo. A presença frequente de restos vegetais piritizados e a ocorrência restrita das bioturbações sugerem variações nas condições anóxicas dos sedimentos de fundo e na salinidade (Raiswell & Berner 1986, O'Brien 1987, Algeo & Maynard 2008, Sturdivant *et al.* 2012), sendo a piritização provavelmente produto da interação entre a matéria orgânica e bactérias redutoras de sulfato (Berner 1984). A predominância de bioturbações produzidas por crustáceos contribui com esta

interpretação, pois estes animais suportam variações na salinidade e frequentemente habitam regiões de mangues e lagunas.

Os argilitos cinza maciços foram formados sob condições de baixa energia que predominavam na área de deposição no início da sedimentação. Contudo, os folhelhos negros calcíferos com laminação paralela a ondulada sugerem acumulação descontínua de sedimentos por transporte lateral em carga de fundo ou suspensão densa, sob condições intermitentemente energéticas (Macquaker & Gawthorpe 1993, Schieber *et al.* 2007, Schieber & Southard 2009, Schieber 2011, Lazar *et al.* 2015). Schieber (2011) a partir de experimentos de laboratório sugere que muitos folhelhos laminados foram depositados por correntes por meio da floculação dos sedimentos fino, onde os flóculos são transportados em carga de fundo e podem formar ondulações, ao invés de serem resultado de sedimentação em ambientes de águas calmas ou paradas. A precipitação carbonática de material micrítico de forma precoce e contemporânea a sedimentação siliciclástica pode ter auxiliado na preservação destas estruturas.

A presença de bioturbações em determinados níveis dentro da sucessão estudada indica variações nas condições de fluxo ou pausas na acumulação dos sedimentos que permitiram a colonização do substrato lamoso semi-consolidado (Schieber 2011, Lazar *et al.* 2015). As bioturbações observadas nos folhelhos de Baunilha Grande são difíceis de classificar em icnotáxons, contudo o tamanho e a forma de algumas destas bioturbações sugerem que podem estar associadas aos crustáceos decápodes. Fósseis destes animais são encontrados em carcinólitos nestes folhelhos (Távora & Silva Júnior 2002, Távora & Viana 2003, Lima *et al.* 2020). Corroboram com esta interpretação o fato de bioturbações produzidas por crustáceos decápodes serem comuns na Formação Pirabas (Fernandes & Assis 1980, Soares *et al.* 2019, Aguilera *et al.* 2020).

As mesmas variações nas condições de energia possibilitaram a ação de correntes que retrabalharam o fundo lamoso e transportavam areias finas para o ambiente deposicional, gerando as lentes de arenitos com *rip-up clasts* e peloides da fácies Fla. Os *rip-up clasts* de argilitos foram formados a partir da erosão de camadas de *mudstones* por estas correntes trativas de alta energia. A fabricação de peloides pela ação de crustáceos são comuns em ambientes lagunares e de mangues antigos e recentes. Assim, os pelóides são interpretados como fragmentos dos próprios calcários micríticos dos depósitos estudados que foram produzidos durante a escavação das tocas por organismos escavadores, provavelmente os mesmos crustáceos que produziram as bioturbações e que estão preservados nos carcinólitos, e posteriormente retrabalhados pelas correntes e ondas durante os períodos de maior energia e transporte de areia. Processo semelhante é observado atualmente nos mangues e praias da Ilha de Baunilha Grande.

Nestes depósitos tanto as bioturbações como as lentes de arenitos foram litificadas mais rápido que os folhelhos, e formam as principais concreções observadas no afloramento, juntamente com os carcinólitos descritos por Távora & Viana (2003). As fácies de argilito maciço com restos de vegetais piritizados que ocorrem no topo da sucessão indicam provavelmente o retorno de períodos mais tranquilos na sedimentação dentro do ambiente deposicional com a instalação de um mangue sob condições redutoras como sugere a presença de raízes semelhantes aos pneumatóforos em posição de vida e a piritização dos fósseis e na matriz.

5.2 PETROGRAFIA

O estudo petrográfico foi realizado somente nas concreções carbonáticas, pois não foi possível confeccionar lâminas delgadas dos folhelhos e argilitos. Estas concreções foram separadas em três tipos conforme as suas semelhanças texturais e composicionais, e seu posicionamento estratigráfico da base para o topo: 1) CONC I, correspondem às concreções mais basais formadas nas lentes de arenitos da fácies Fla; 2) CONC II, corresponde às concreções formadas nas bioturbações da fácies Fb; 3) CONC III, corresponde às concreções esféricas no topo da sucessão observadas na fácies Fl. Os constituintes quantificados nestas concreções são apresentados na tabela 1. Os carcinólitos não serão abordados neste trabalho, pois suas descrições e processos já foram detalhados em trabalhos posteriores (Távora & Silva Jr. 2002, Távora & Viana 2003).

Tabela 1 - Quantificação dos constituintes segundo o método de Glagolev-Chayes (Galehouse 1971). Números naturais são os pontos contados e entre parênteses as suas respectivas porcentagens.

Constituintes	CONC I A	CONC I B	CONC II	CONC III
Quartzo	166 (43,34%)	171 (53,27%)	85 (18,35%)	50 (12,08%)
Peloides	67 (17,49%)	53 (16,51%)	-	-
Matriz micrítica	-	-	295 (63,71%)	300 (72,46%)
Pirita	1 (0,26%)	12 (3,74%)	28 (6,04%)	16 (3,86%)
Cimento de calcita	149 (38,90%)	85 (26,48%)	-	-
Hematita	-	-	39 (8,42%)	48 (11,60%)
Poros intermicríticos	-	-	16 (3,48)	-
Total	383 (100%)	321 (100%)	463 (100%)	414 (100%)

As concreções CONC I são as mais abundantes no afloramento estudado e apresentam diferentes formas, em geral alongadas, onduladas e achatadas, bulbosas a irregulares com laminação cruzada interna e *rip-up clasts* (Figura 9A-B). Apesar da diversidade de formas, sob microscópio todas as concreções são formadas em sua maioria por grãos de quartzo tamanho areia fina a média (0,20 a 0,30 mm), muito bem selecionados e variando geralmente de angulosos a subangulosos, com alguns grãos tamanho areia média (0,40 mm) arredondados (Figuras 9C-D). Laminações compostas por pelóides também são comuns nestas concreções (Figuras 9C-D). Os pelóides são caracterizados por grãos de micrito maciço, bem arredondados, variando de elípticos a esféricos e moderadamente bem selecionados (grãos variam de 500 a 700 μm). Dois tipos de pelóides são observados nestas rochas. Os mais comuns são os compostos de calcita microcristalina subtranslúcida com grãos de quartzo tamanho silte a areia fina internamente, enquanto o outro tipo é caracterizado por cristais anedrais microespáticos de calcita com raros grãos de quartzo tamanho silte grosso e areia muito fina (Figuras 9E-F). Alguns peloides micríticos estão esmagados formando pseudomatriz entre os grãos de quartzo, o que não ocorre com os peloides microespáticos (Figura 9A-B).

Outras evidências de compactação são observadas entre os peloides como contatos côncavos-convexos (Figura 9E) e micas contorcidas. Alguns fragmentos maiores que 2 mm também

são observados e são provavelmente os *rip-up clasts*, que na lâmina são compostos por calcita microcristalina maciça com grãos terrígenos compondo laminações (Figuras 9C-D). Estes grãos (terrígenos e carbonáticos) são cimentados por calcita espática caracterizada por mosaicos de cristais límpidos subdurais (Figura 10E). Poros são raros, devido a intensa cimentação, e os poucos observados são interpartícula e vug, sendo restritos as laminações com abundantes peloides (Figuras 9F e 10D). Localmente são observados fragmentos de conchas (Figura 10A).

Na análise de MEV destas concreções foram observadas principalmente o cimento de calcita e as piritas que ocorrem disseminadas no cimento, em restos vegetais e nos peloides. O cimento de calcita observado no MEV é caracterizado por um arranjo de cristais prismáticos fibrosos que não exibem um arranjo ordenado e cristais romboédricos subedrais (Figuras 10F-G). As piritas exibem textura coliforme caracterizada por estruturas esféricas, de superfície lisa que internamente são organizadas em uma série de lâminas concêntricas com as bordas sendo preenchidas por uma franja de cristais alongados a aciculares de pirita e o núcleo composto por um agregado de cristais cúbicos de pirita (Figuras 10F-H), semelhante às que formam as piritas framboideais observadas em outras concreções neste estudo. Estas piritas coliformes ocorrem isoladas ou formando densos aglomerados destas estruturas esféricas em diferentes tamanhos (Figuras 10F-G). Microporos são observados entre os cristais espáticos de calcita assim como os poros vug.

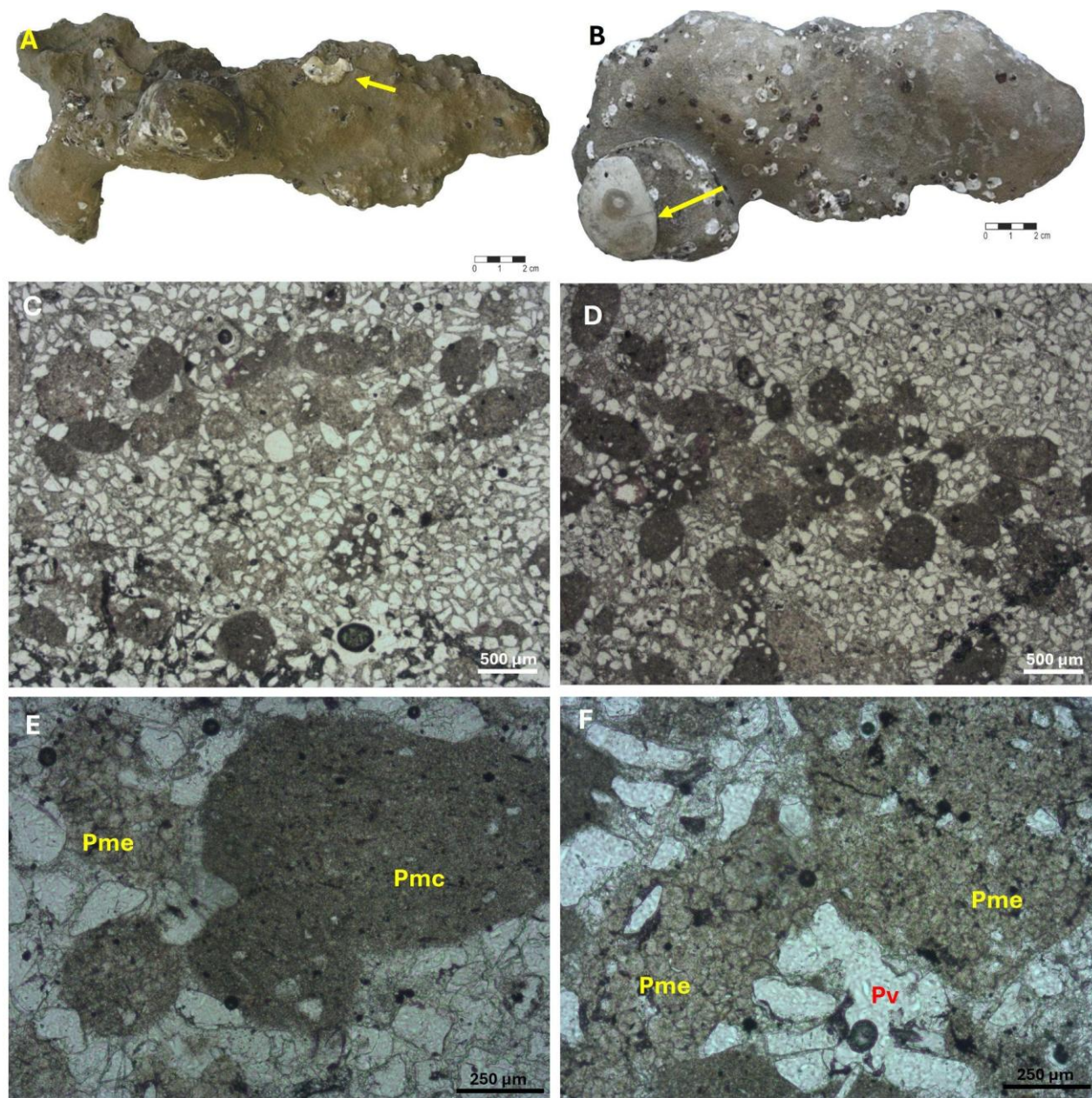


Figura 8 - Aspectos petrográficos das concreções CONC I. A e B) Concreções com formas irregulares e bulbosas a onduladas observadas na fácies Fla, rip-up clasts indicados por setas amarelas; C e D) Visão geral das laminações formadas pela intercalação entre grãos de quartzo e pelóides, notar a diferença entre os pelóides micríticos (mais escuros) e os microespáticos (mais claros); E) Detalhe dos pelóides micríticos (Pmc), notar o contato côncavo-convexo entre os pelóides micríticos; F) Detalhe dos pelóides microespáticos (Pme), notar poro vug (Pv) entre os pelóides e grãos de quartzo.

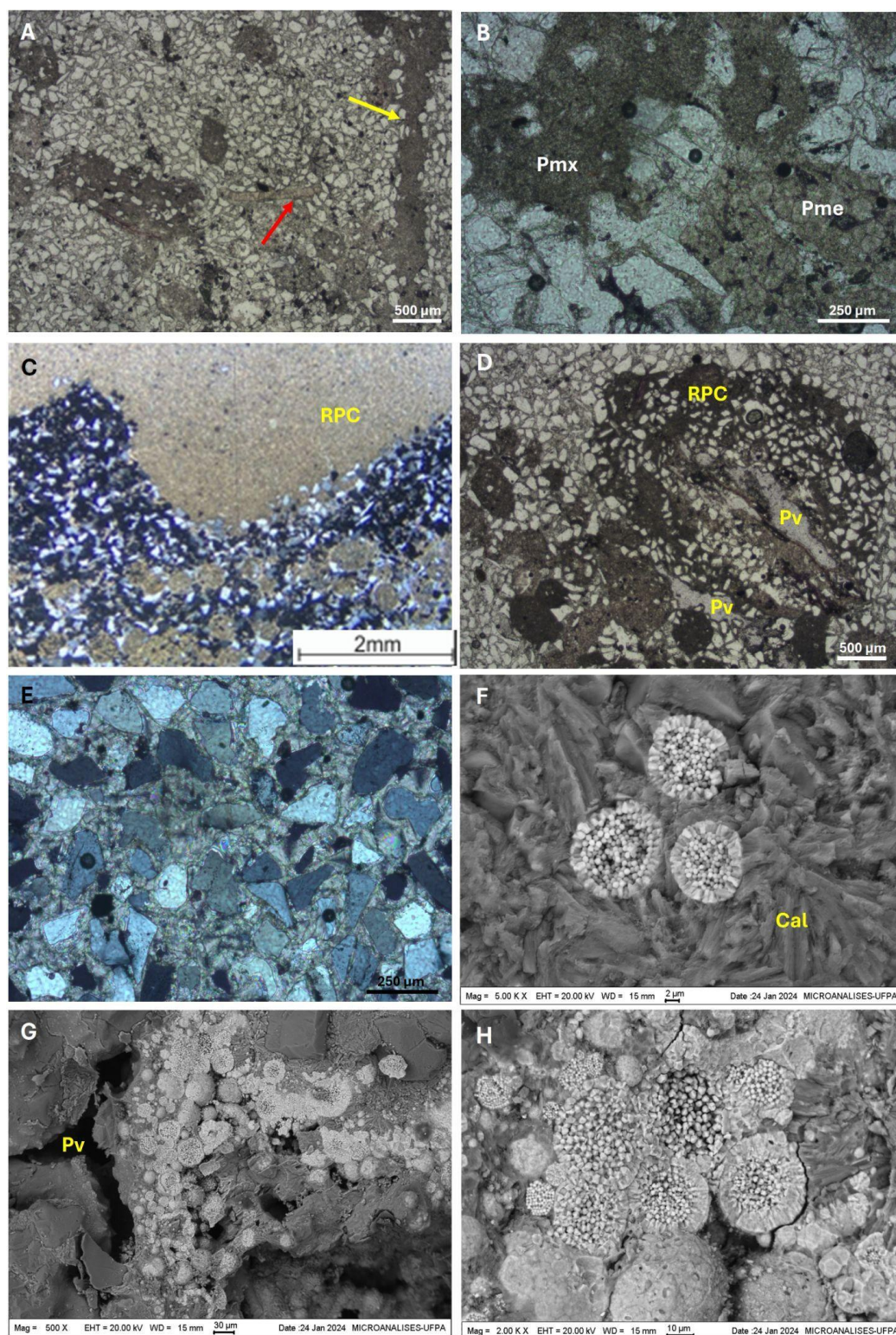


Figura 9 - Aspectos petrográficos das concreções CONC I. A) Pseudomatrix (seta amarela) e fragmento de concha (seta branca); B) Pseudomatrix (Pmx) formada pela compactação de peloide micrítico, notar que o peloide microespático não está deformado; C-D) rip-up clasts de micrito (RPC) e poros vug (Pv); E) Detalhe do cimento de calcita espática; F-H) Imagens de MEV das piratas com textura coloforme (Cal = cimento de calcita espática prismática fibrosa e Pv = Poro vug).

As concreções CONC II exibem em geral formas tubulares a achatadas, alongadas, sinuosas, algumas vezes com ramificações, e cor esbranquiçada (Figura 10). Estas concreções têm limites arredondados devido ao retrabalhamento pelas correntes e ondas recentes que desgastam os fragmentos das tocas, porém algumas ramificações ainda são observadas. O preenchimento é de micrito e grãos terrígenos, semelhante ao da rocha hospedeira, porém geralmente maciço ou exibindo laminação interrompida e deformada pela bioturbação, as poucas concreções observadas *in situ* estavam em posição horizontal em relação ao acamamento. Poros arredondados e alongados são observados nestas amostras. O aspecto externo destas concreções é geralmente liso, mas a exposição recente possibilitou a proliferação de organismos incrustantes que torna a superfície rugosa e áspera.

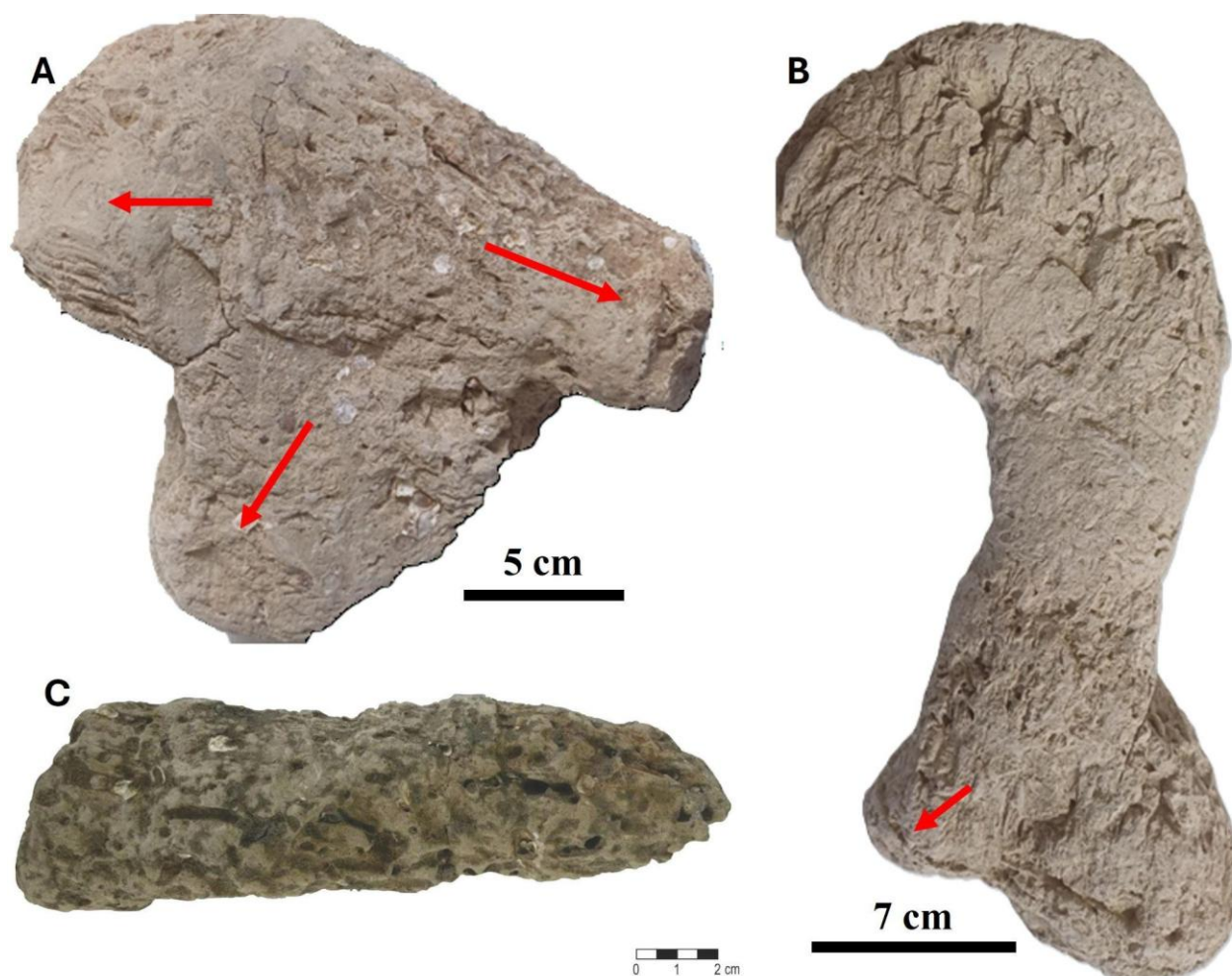


Figura 10 - Aspecto geral das concreções CONC II. A) Concreção com três terminações arredondadas que indicam ramificações em forma de Y (setas vermelhas); B) Concreção sinuosa com limites arredondados e aspecto externo áspero devido a ação de animais bioturbadores, a seta vermelha indica uma provável ramificação; C) Concreção tubular, notas a abundância de poros arredondados e alongados.

Na análise sob microscópio o preenchimento das tocas exhibe uma predominância de matriz micrítica com laminações modificadas pela intensa bioturbação (Figuras 11A-D). Estas laminações são descontínuas, interrompidas e deformadas, compostas por grãos de quartzo monocristalinos, tamanho silte grosso a areia fina, bem selecionados geralmente cimentados por calcita (Figuras 12B-D). A matriz micrítica é peloidal exibindo textura grumosa, com grãos de quartzo arredondados de tamanho areia média dispersos na matriz, aglomerados de cristais cúbicos de pirita, fragmentos vegetais piritizados e porções neomorfizadas também ocorrem na matriz micrítica (Figuras 12E-F).

As imagens obtidas com MEV das concreções influenciadas pela bioturbação mostram que a matriz micrítica peloidal (variam de 2 a 3 μ m) é formada por cristais de calcita subedrais e anedrais com limites arredondados e frequente microporosidade intercrystalina (Figuras 12A-B), além de macroporos arredondados e alongados que ocorrem disseminados na matriz (Figuras 13A e D). Em algumas porções, em especial próximas as piritas, são observados cristais de calcita em forma de bastonetes (diâmetro de 2 μ m e comprimento médio de 5 μ m) e esféricos (Figura 13C).

A pirita também ocorre com muita frequência preenchendo porosidade dentro do micrito ou preenchendo frústulas de diatomáceas (Figuras 13A e B). Os cristais de pirita geralmente formam aglomerados de cristais cúbicos de forma framboidal (Figuras 13C e D), porém formas bipiramidais também são observadas (Figura 13A). As bordas destes poros podem apresentar também finas crostas de calcita e serem preenchidos por três ou quatro piritas framboidais (Figura 13C).

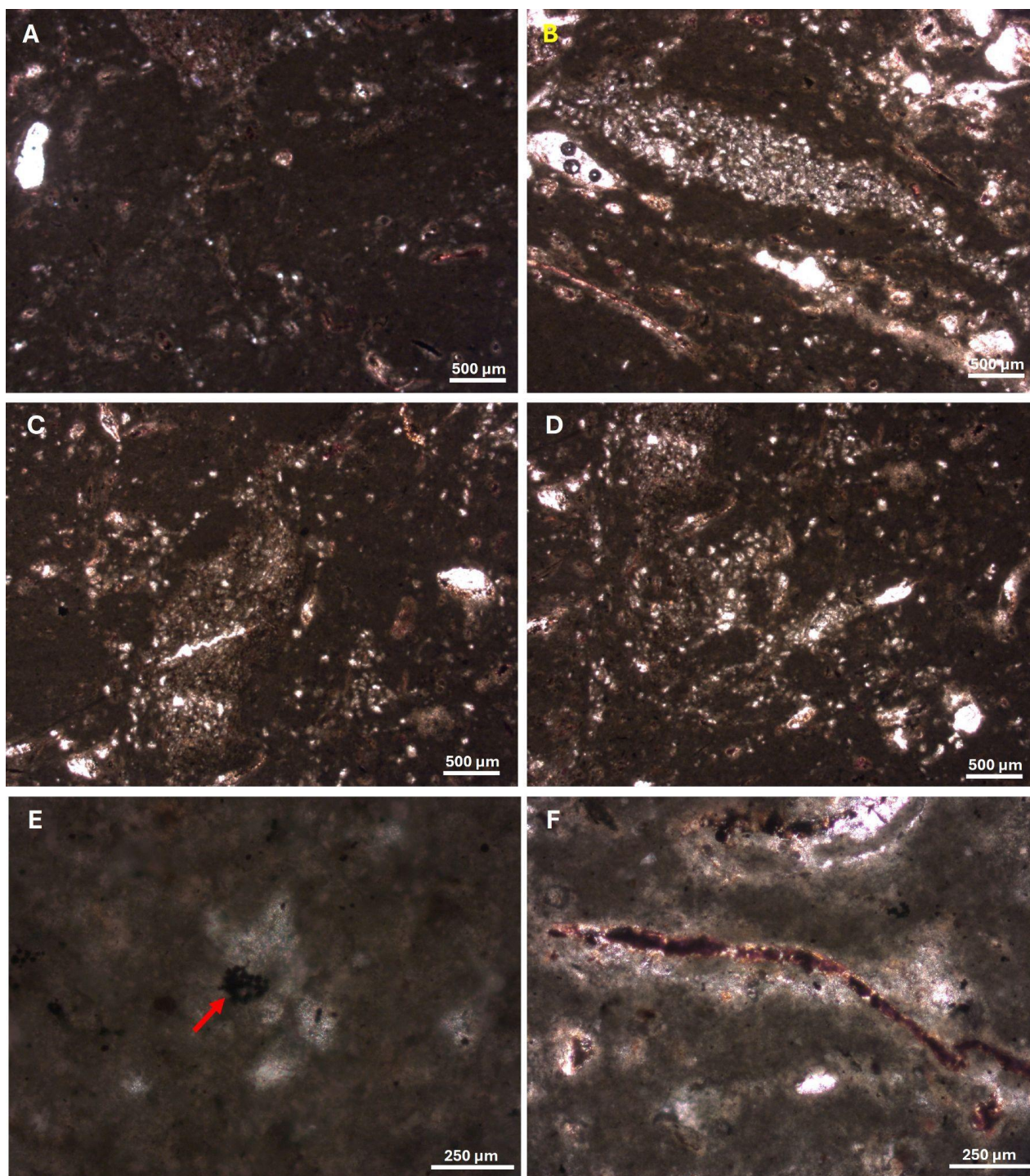


Figura 11 - Aspectos petrográficos da CONC II. A) Visão geral do preenchimento das tocas mostrando a predominância de matriz micrítica; B-D) Laminações descontínuas, interrompidas e deformadas pela bioturbação; E) Detalhe da matriz micrítica peloidal com textura grumosa exibindo aglomerados de cristais cúbicos de pirita e porções neomorfizadas; F) Detalhe de fragmento vegetal piritizado.

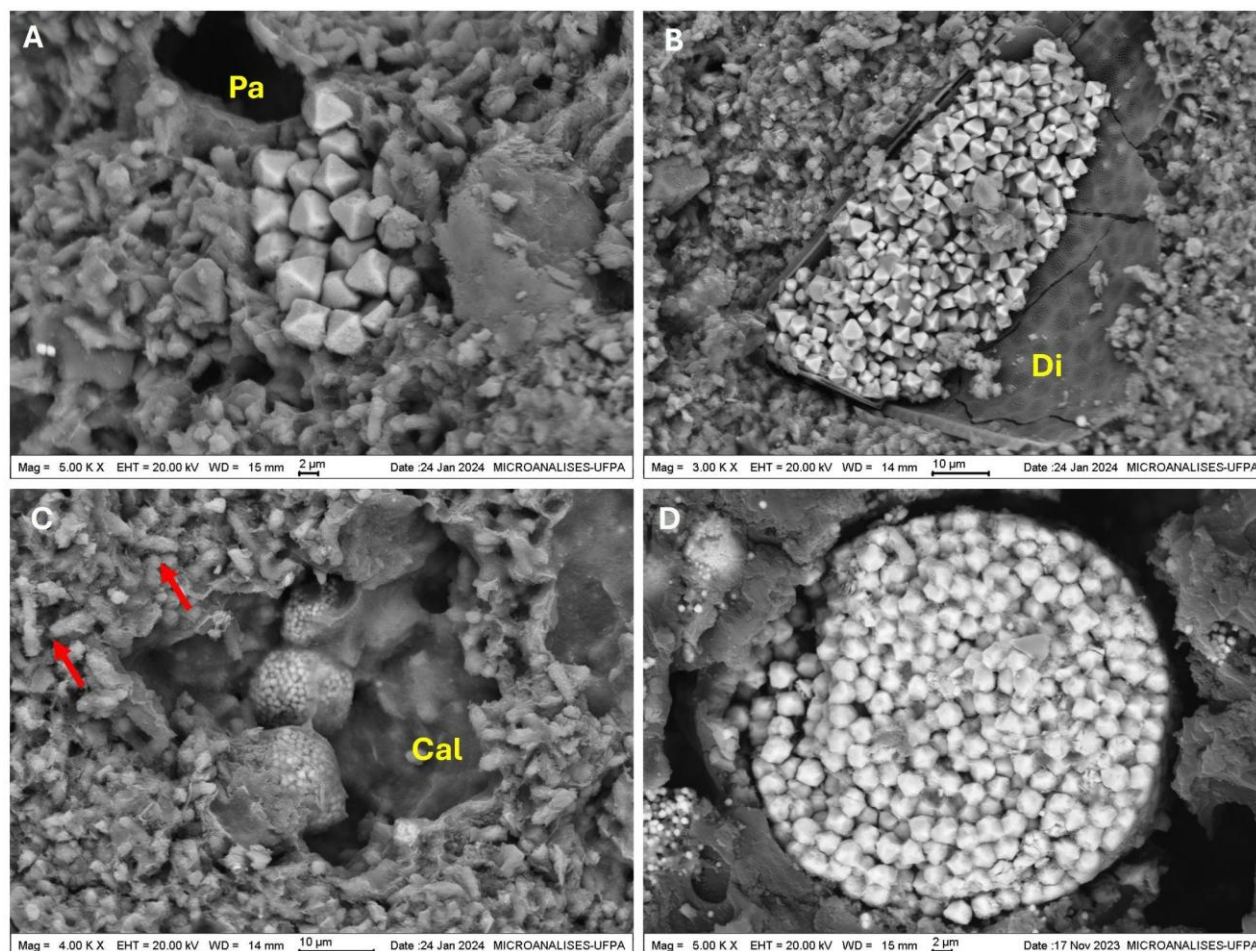


Figura 12 - Imagens de MEV da concreção CONC II. A) Matriz micrítica formada por cristais subedrais e anedrais de calcita com limites arredondados, microporos são observados entre os cristais microcristalinos da matriz, além de poro arredondado (Pa). Notar o aglomerado de cristais bipiramidais em meio a matriz; B) Cristais bipiramidais de pirita preenchendo frústula de diatomácea (Di); C) Cristais em forma de bastonete (setas vermelhas) que compõem a matriz próxima ao poro com pirita framboidal, notar a fina crosta de calcita que cobre a parede do poro (Cal); D) Detalhe do aglomerado de cristais cúbicos que formam as piritas framboidais.

A CONC III é uma concreção esférica com aproximadamente 9 cm de largura e 6 cm de altura, exibindo uma granulometria fina e coloração esbranquiçada (Figura 13A). Nesta concreção as laminações paralelas estão preservadas e apresentam poros arredondados e alongados que acompanham a laminação, caracterizando uma porosidade fenestral (Figura 14A). Nota-se uma leve diferença nas espessuras das laminações entre a rocha e a concreção, com as lâminas das concreções sendo um pouco mais espessas. Internamente são observados restos fossilizados de folhas e outros pequenos fragmentos vegetais não identificados, que estão permineralizados para pirita. Estas

folhas estão muito bem preservadas, sendo possível observar a base da lâmina foliar com a nervura principal e as nervuras secundárias (Figura 14B).

Sob microscopia esta concreção esférica é composta predominantemente por laminações são planas a irregulares caracterizadas pela intercalação entre lâminas de micrito e lâminas de grãos muito finos a finos, localmente esta laminação é caracterizada por grãos e fragmentos orgânicos orientados (Figuras 14C e D). As lâminas de micrito são compostas por calcita microcristalina de aspecto maciço a peloidal com cristais de pirita disseminados (Figura 14E). Numerosos fragmentos orgânicos, provavelmente de material vegetal, são comumente encontrados disseminados no micrito (Figuras 14D e E). As lâminas de grãos são caracterizadas pela presença de grãos de quartzo muito finos a finos, subarredondados a subangulosos, bem selecionados, com raros grãos de areia média. Grãos de muscovita e fragmentos orgânicos também são encontrados nestas lâminas. Localmente são observadas bioturbações verticais que rompem e deformam as laminações (Figura 14F). Os poros observados em seção delgada são alongados, espaçados e geralmente acompanham a laminação e comumente exibem impregnações de óxido de ferro nas bordas.

Na análise de MEV o micrito é caracterizado por cristais arredondados de calcita cúbica, raramente alongados, e que frequentemente formam massas homogêneas de aspecto grumoso. Apesar de não serem observadas nas seções delgadas, sob microscópio eletrônico foi possível identificar zonas neomorfizadas caracterizadas por cristais grossos (maiores que 10 μm) de calcita anedral (Figura 14A). É comum observar microporos entre os cristais das zonas mais neomorfizadas, enquanto a porosidade no micrito é mais rara. A pirita também é um mineral comumente observado nestas concreções seja substituindo fragmentos vegetais (Figura 15B), disseminada na matriz (Figura 15C) na forma de agregados framboidais de cristais cúbicos ou de cristais bipiramidais e octaédricos (Figura 15D e E). Os agregados de piritas bipiramidais e octaédricas (piritoedros) em geral preenchem macroporos na forma de drusas, com cristais mais finos nas bordas e os maiores no centro (Figura 15E). As piritas framboidais, além de ocorrerem disseminadas elas comumente aparecem preenchendo frústulas de diatomáceas, onde também é possível observar pequenas estruturas circulares a elípticas associadas, que podem ser fósseis de bactérias redutoras de sulfato.

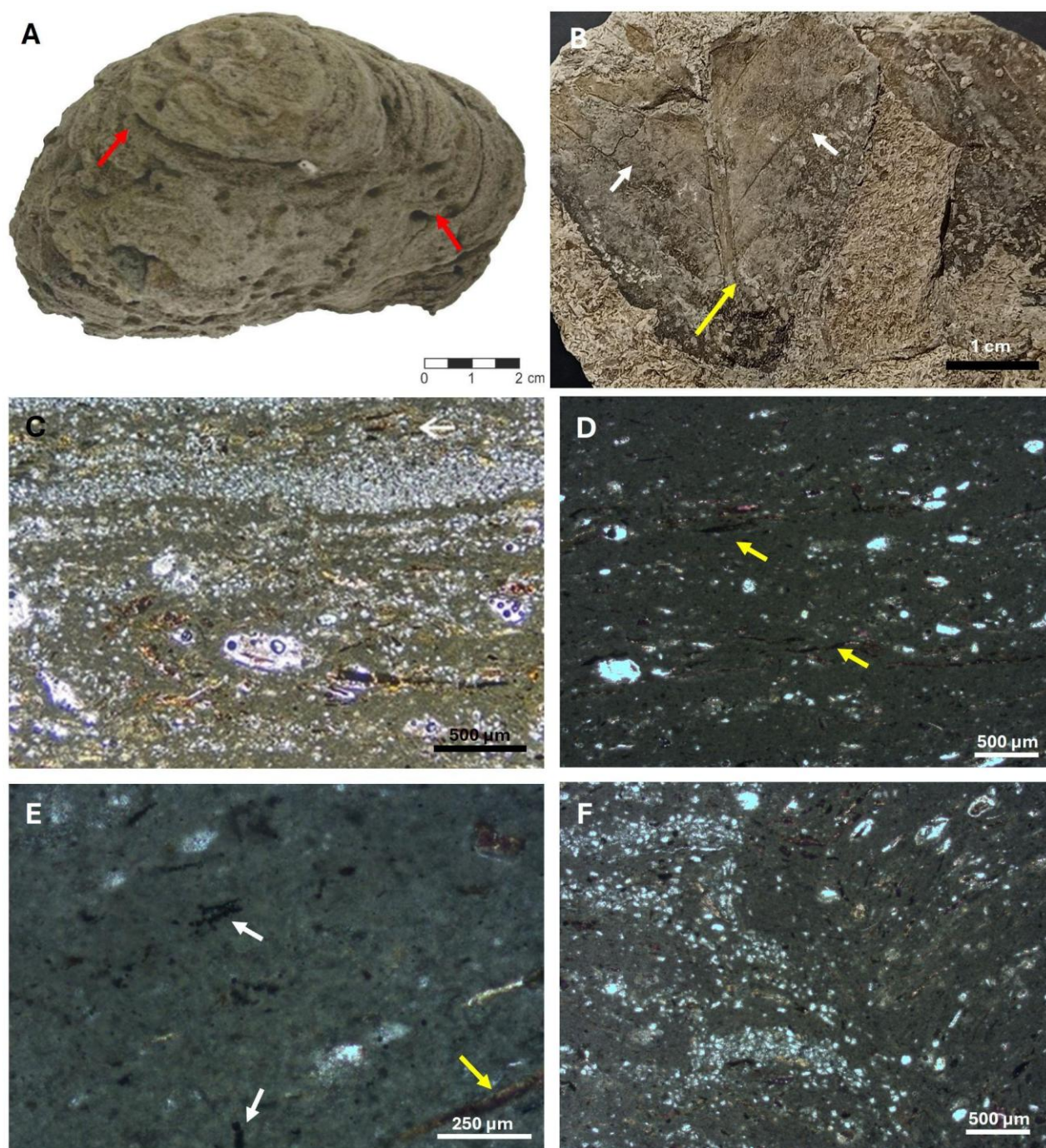


Figura 13 - Aspectos petrográficos da CONC III. A) Concreção esférica esbranquiçada com a laminação paralela preservada e poros fenestrais (setas vermelhas); B) Fragmentos de folhas encontradas dentro da concreção com a nervura principal e as nervuras secundárias preservadas; C) aspecto geral das laminações formadas pela intercalação de micrito e grãos terrígenos; D) porção da concreção que exibe laminação fina composta por grãos terrígenos e fragmentos orgânicos (setas amarelas); E) detalhe da matriz peloidal com textura grumosa, notar aglomerados dispersos de cristais de pirita (setas brancas) e fragmento orgânico (seta amarela); F) laminação interrompida e deformada pela bioturbação.

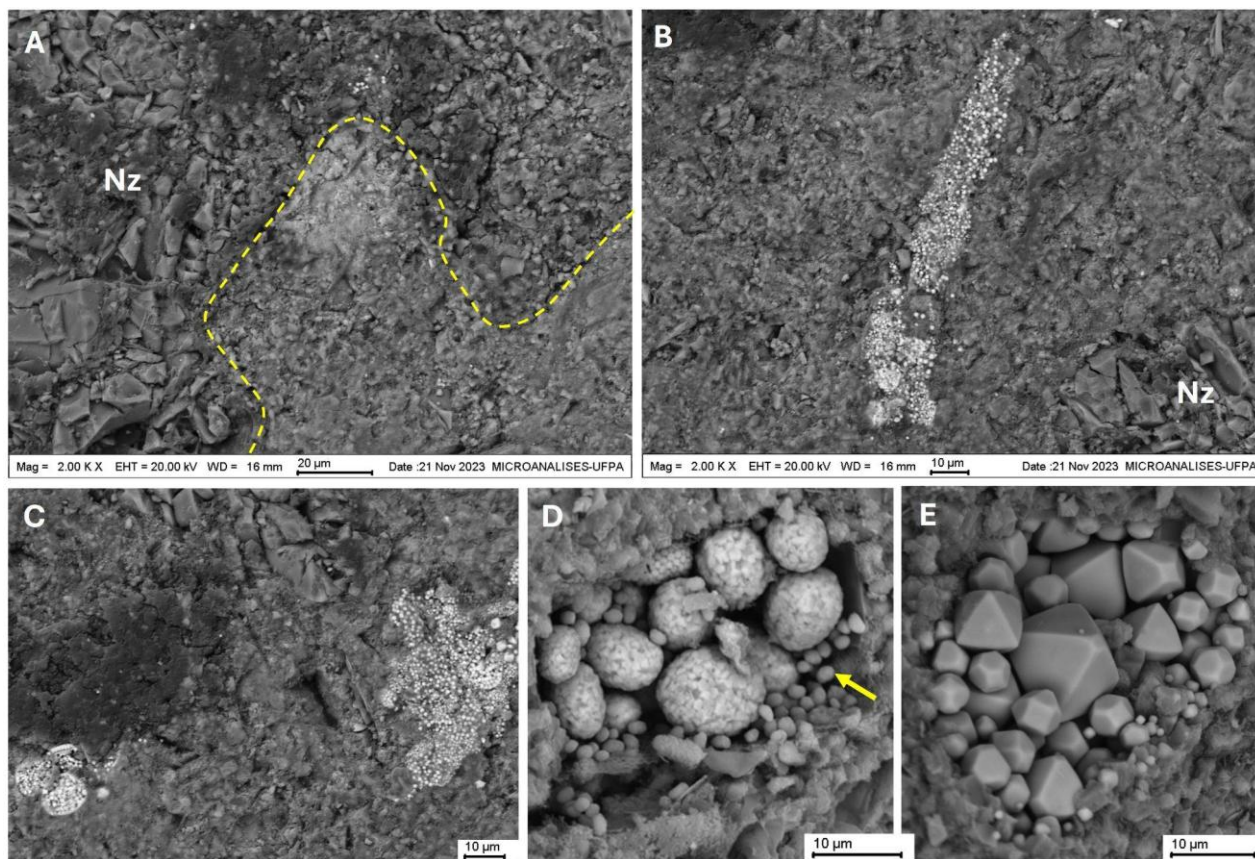


Figura 14 - Imagens de MEV da concreção CONC III. A) Limite entre a zona neomorfizada (Nz) e o micrito; B) Fragmento orgânico, provavelmente de vegetal, completamente substituído por cristais cúbicos de pirita; C) Piritas framboidais disseminadas no micrito; D) detalhe de frústula de diatomácea preenchidas por piritas framboidais, notas estruturas subesféricas que ocorrem associados (seta amarela); E) Cristais bipiramidais e octaédricos de pirita que preenchem macroporo no micrito, notar a diferença no tamanho dos cristais da borda para o centro do poro.

5.3 GEOQUÍMICA

5.3.1 Teor de Pirita por Tipo de Concreção

Os teores de pirita (FeS_2) variam sua porcentagem entre 0,26% e 6,04% para cada concreção. O gráfico da Figura 15 mostra que a CONC II apresenta um maior teor (6,04% FeS_2), que é seguida pela CONC III (3,86%), além dessas, a CONC I-B com 3,74% e a CONC I-A mostra valores ínfimos (0,26%). Essa distribuição desigual reflete as condições diagenéticas de onde essas concreções foram formadas.

As concreções que tem um maior teor de pirita como a CONC II e a CONC III são aquelas com maior matriz micrítica (63,71% e 72,46% respectivamente), no qual sugere que foram formadas em ambiente redutores, com a presença de matéria orgânica e baixa energia, e são

condições ideais para as bactérias redutoras de sulfato. Onde isso é corroborado pela presença de pirita observada na petrográfica e confirmada pelo MEV.

As concreções CONC I-A e CONC I-B, apresentam uma maior proporção de quartzo em toda sua composição (43,34% e 53,27% respectivamente), essas concreções são ricas em cimento de calcita (38,90% e 26,48%), e possuem baixo teor de pirita (0,26% e 3,74%). Isso indica que essas concreções foram formadas a partir da cimentação de lentes arenosas sob condições episódicas de alta energia, com maior aporte terrígeno. Portanto, os teores de pirita (FeS_2) refletem essa combinação de fatores, tais como a composição litológica, o conteúdo da matriz micrítica e as condições deposicionais. Visto que as concreções CONC II e CONC III ricas em matriz micrítica apresentam uma maior conservação da pirita, ao invés das concreções CONC I-A e I-B que em sua totalidade é composta por grãos de quartzo e cimento de calcita que tem seus teores de pirita muito baixos, como a CONC I-A com 0,26%.

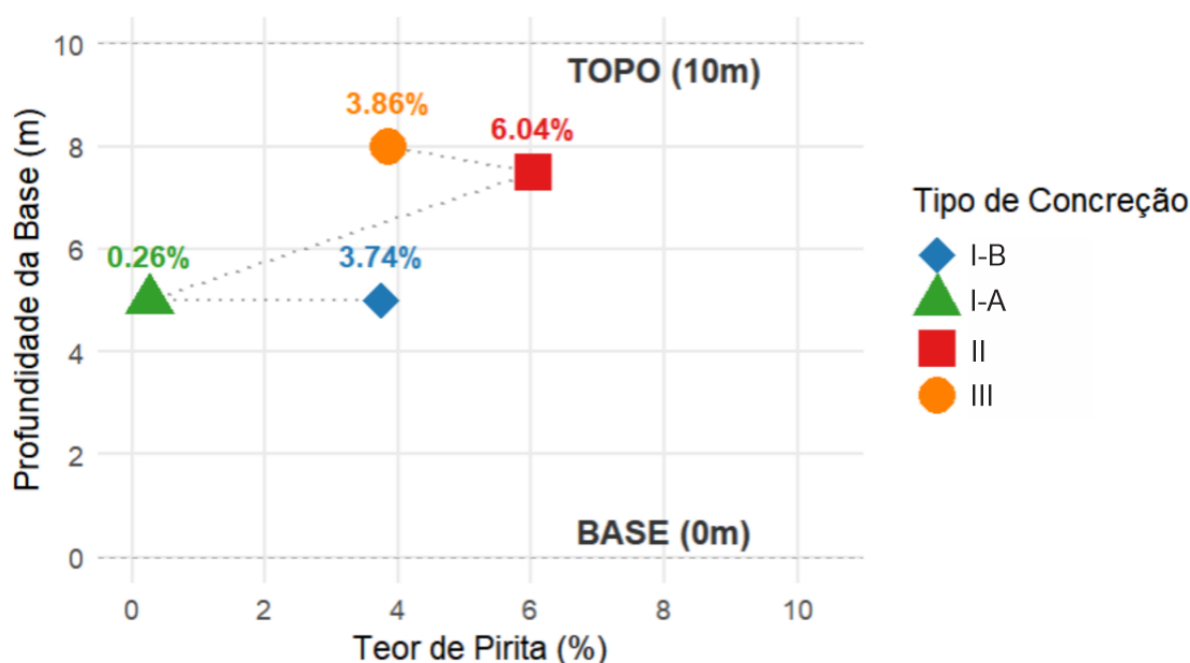


Figura 15 - Distribuição dos teores de pirita (FeS_2) de acordo com a profundidade das concreções carbonáticas da ilha de Baunilha Grande. Elaborado no software R.

5.3.2 Distribuição da matéria orgânica por profundidade

Os teores da matéria orgânica (MO%) em sedimentos da Formação Pirabas da Ilha de Baunilha Grande foram avaliados em função da profundidade. Os valores obtidos por calcinação a

360°C (método adaptado de Dean, 1974), variam de 4,33 % a 17,67%, nos quais indicam uma variação nas condições de deposição e de preservação da matéria orgânica.

Tabela 2 - Distribuição do conteúdo de matéria orgânica em profundidade.

Profundidade (m)	Matéria Orgânica (%)
10	6,67
9	7,00
8	7,00
7	4,33
6	5,67
5	7,33
4	6,00
3	17,67
1	12,67
0	9,33

Os maiores teores de MO% concentram-se predominantemente de 0, 1 e 3 metros com teores de 9,33 %, 12,67% e 17,67%, respectivamente. A partir de 4 metros o teor de MO% se mantém oscilando aproximadamente de 6% a 7%. Níveis estratigráficos onde ocorrem as concreções dos tipos CONC III (localizadas aproximadamente a 8m de profundidade) e CONC II (localizadas aproximadamente a 7,5m de profundidade) mostram valores de MO% que oscilam. A CONC II e CONC III compartilham algumas características, como alta proporção micrítica, presença de hematita, e no caso da CONC II, há a presença de porosidade intermicrítica. Essas concreções são relativamente altas em pirita (FeS₂). Os teores de MO% mostram um valor baixo de 4,33% no nível de 7m, coincidindo com a ocorrência da CONC II, cuja sua formação é associada a bioturbações. Na profundidade de 5m, é encontrada a CONC I, e no intervalo entre 5m e 7m o teor de MO% vai diminuindo, neste nível essas concreções geradas pela cimentação de lentes de arenitos caracterizam-se por uma grande proporção de quartzo, peloides e baixos teores significativos de pirita, que estão associados ao aumento do influxo de terrígenos e por consequência podem ter possibilitado uma maior oxidação da matéria orgânica.

Dessa forma, nota-se que a variação na distribuição da MO% ao longo do perfil exhibe uma relação entre a petrografia e a geoquímica (FeS₂) das concreções. Essas oscilações nos teores de

MO% estão relacionadas a mudanças no aporte de matéria orgânica, na energia do ambiente deposicional.

5.3.3 Análises de difração de raios-x (drx) e fluorescência de raios-x (frx):

A análise de DRX foi realizada nas quatro concreções para identificar a sua composição mineralógica (Figura 16). O DRX das concreções I-A e I-B mostra presença do quartzo e calcita como principais constituintes mineralógicos, o que está em conformidade com os dados petrográficos destes dois materiais. Na concreção II, o DRX mostra, além de quartzo e calcita, a presença de caulinita. Na concreção III ocorre o mineral kutnohorita, além de quartzo, calcita e caulinita que estão presentes nas outras amostras. A kutnohorita é um mineral presente na carapaça de fósseis de caranguejos que constituem os carcinolitos (Távora & Silva Jr. 2002). Contudo, durante a análise petrográfica não foram encontrados fósseis de crustáceos decápodes na concreção III, apenas restos vegetais, grãos terrígenos e diatomáceas, o que sugere que a kutnohorita deve ser o registro de diminutos fragmentos de fósseis de caranguejo.

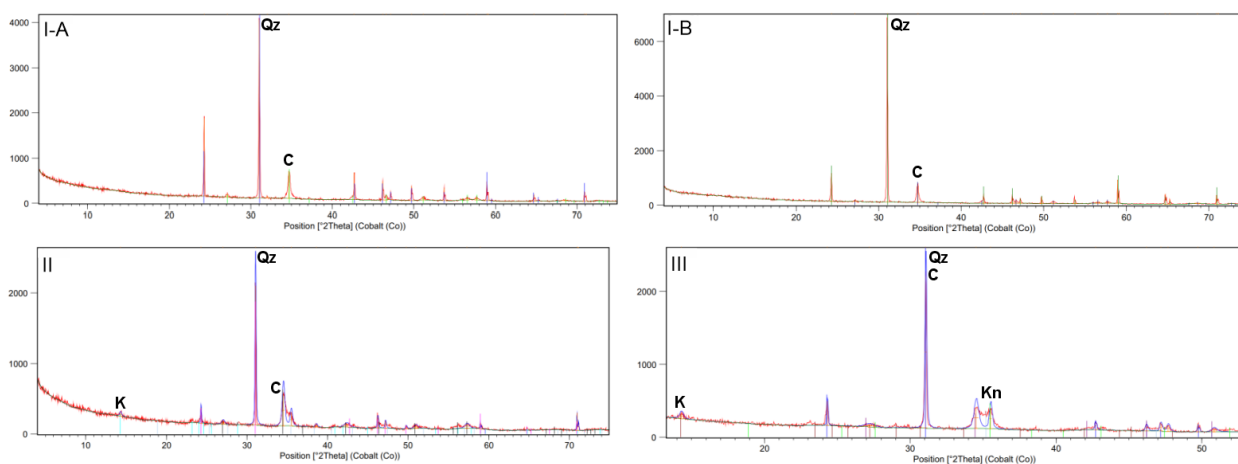


Figura 16 - Difratogramas de Raios X (DRX) das amostras das concreções: (III) Concreção-III; (II) Concreção-II; (I-A) Concreção-I A; (I-B) Concreção-I B. os minerais identificados estão indicados pelas abreviações nos gráficos: Qz = Quartzo; C = Calcita, K = Caulinita; Kn = Kutnohorita.

A análise de FRX confirmou algumas tendências que foram observadas no DRX. A concreção III mostrou alguns teores elevados de CaO (27,87%) e LOI (27,62%). No qual são compatíveis com a sua natureza carbonática e os seus conteúdos orgânicos elevados, além da SiO₂ (22,21%), Al₂O₃ (8,75%) e SO₃ (3,14%). A concreção II, apresentou teores elevados de CaO (32,9%) e MgO (5,72%), com menor SiO₂ (15,85%). As concreções I-A e I-B estão dominadas de SiO₂ (37,47-39,26%) e CaO (37,42-39,422%), com os teores mínimos de Al₂O₃ (0,55-1,79%) e SO₃ (0,57-0,87%). Os valores elevados de SiO₂ nas concreções I e II tem relação com a maior

quantidade de grãos terrígenos observados nestas amostras, resultado do aporte continental de sedimentos. Valores elevados de SO_3 e Fe_2O_3 nas concreções II e III podem estar associados a presença de pirita, o que corrobora com os elevados teores de pirita observados nestas concreções. Os valores de Al_2O_3 são muito baixos nas concreções I (A-B) e elevados nas concreções II e III o que pode estar relacionado a presença de caulinita nestas duas últimas amostras. Os valores obtidos estão representados na tabela 3 e na figura 17 a seguir:

Tabela 3 - Distribuição dos valores de óxidos por fluorescência de raios-X.

Óxido	C. III (%)	C. II (%)	C. A - I (%)	C. A - II (%)
CaO	27,87	32,9	37,42	39,42
SiO₂	22,21	15,85	39,26	37,47
Al₂O₃	8,75	6,4	1,79	0,55
Fe₂O₃	3,45	2,25	0,89	0,38
SO₃	3,14	1,4	0,87	0,57
MgO	3,06	5,72	3,57	3,68
P₂O₅	0,8	1,59	1,06	1,25
LOI	27,62	31,64	14,08	15,88

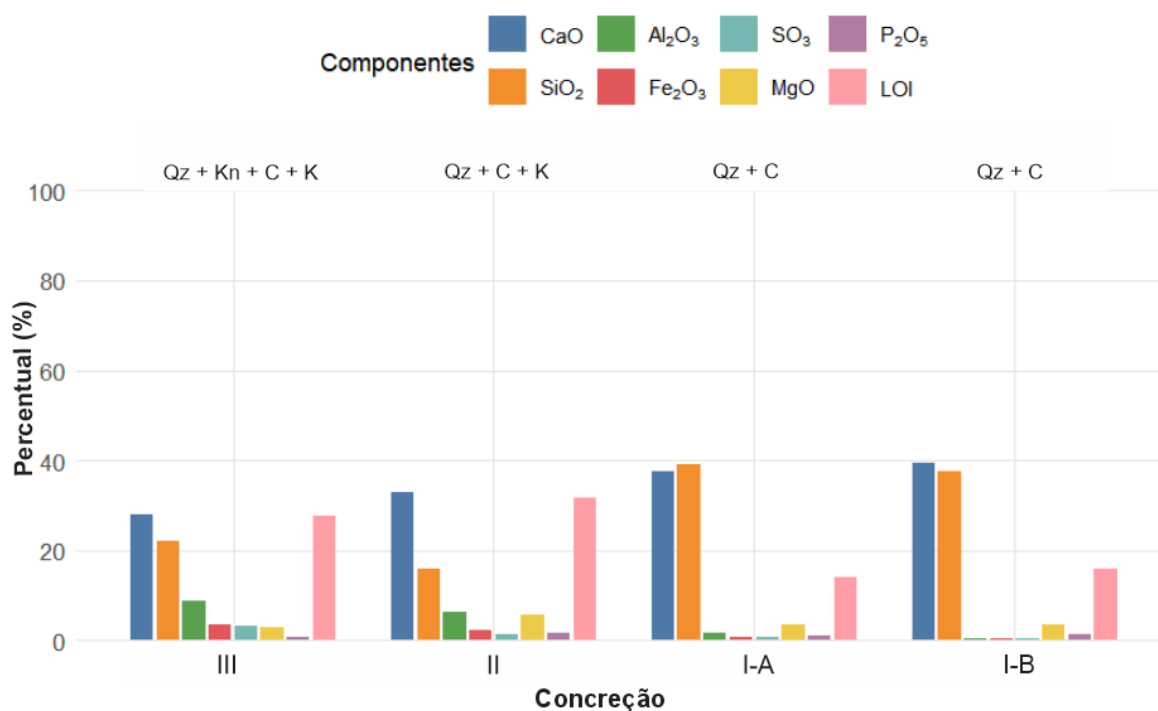


Figura 17 - Composição química (óxidos) nas amostras das concreções III, II, I-A e I-B, determinada por Fluorescência de Raios X (FRX). Os minerais identificados por Difração de Raios X (DRX) em cada amostra estão anotados acima das respectivas barras (Qz = Quartzo, C = Calcita, Kn= Kutnohorita, K =Caulinita).

6. DISCUSSÕES

6.1. SIGNIFICADO DA DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRAFIA

O posicionamento estratigráfico destas camadas de folhelhos é difícil determinar como apontado por Antonioli *et al.* (2015), porém, os mesmos colocam estes depósitos como sendo da Formação Pirabas. Uma questão importante, e que não foi apontada por nenhum dos autores citados anteriormente, é que as camadas estão inclinadas (entre 20° a 30° para NE), o que pode explicar a dificuldade de observar as relações estratigráficas com as unidades sobrepostas a Formação Pirabas e mesmo com outras fácies da mesma unidade; sendo as únicas relações de contato com depósitos recentes de areias de praia e argilosos do mangue.

Para estabelecer um posicionamento estratigráfico mais robusto, este estudo correlaciona os afloramentos da ilha de Baunilha Grande com horizontes endurecidos e por vezes concrecionários observados nas regiões de Aricuru (município de Maracanã) e na praia de Atalaia (Salinópolis). Em Aricuru, estes níveis endurecidos estão associados a camadas de calcários fossilíferos intensamente

bioturbados por *Thalassinoides*, sendo as camadas acima e abaixo não apresentando o mesmo endurecimento (Tavora & Reis 2015, Aguilera *et al.* 2020b). Na praia de Atalaia são observados hardgrounds em calcários extremamente fossilíferos (Aguilera *et al.* 2020a), porém pouco bioturbados, além de um nível com intensa dolomitização formados por dolomitos finos, fraturados e localmente bioturbados. No topo da sucessão de Atalaia ocorre uma fina camada totalmente bioturbada por *Thalassinoides*, endurecida por cimento de siderita e pirita. Todos estes horizontes ou níveis endurecidos e concrecionários estão a poucos metros abaixo do contato com a Formação Barreiras.

Dessa forma, a ocorrência das concreções que foram estudadas, por sua similaridade textural com os níveis concrecionários em localidades próximas, sugere que as concreções analisadas representem o topo da Formação Pirabas. A presença dessas concreções, que se formaram em níveis específicos devido às condições diagenéticas favoráveis (Marshall & Pirrie 2013), podem servir como um marcador estratigráfico local ou regional para a porção superior da Formação Pirabas, principalmente em regiões com afloramentos descontínuos ou pobremente expostos desta unidade.

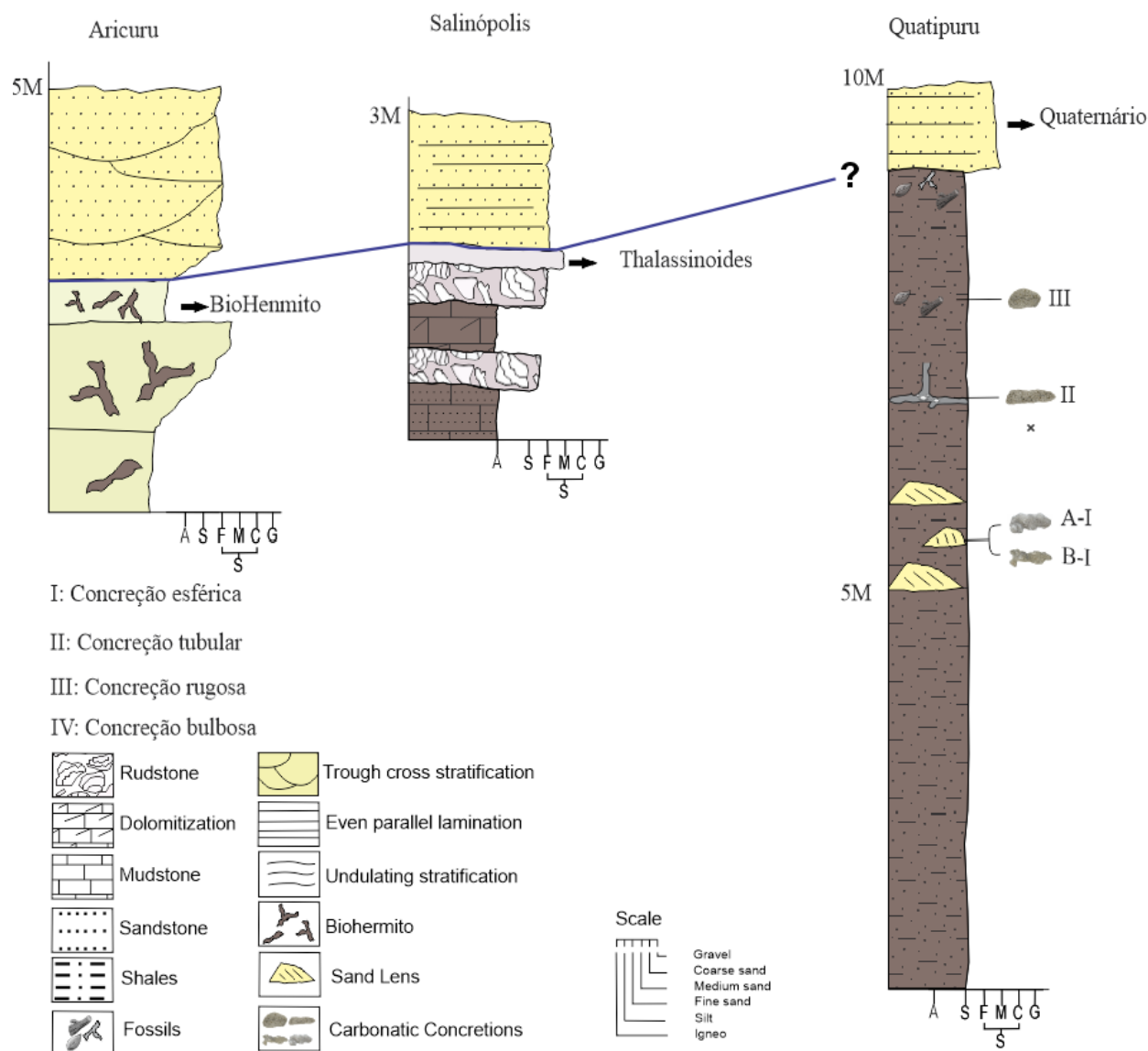


Figura 18 - Perfil estratigráfico de Aricuru, Salinópolis e Quatipuru.

A inclinação das camadas na ilha de Baunilha Grande (20° a 30° para NE), não documentada em estudos anteriores (Antonioli *et al.* 2015, Lima *et al.* 2020), é muito importante para a compreensão da distribuição estratigráfica. Essa inclinação pode mascarar algumas relações de contato com as unidades sobrepostas e com outras fácies da própria formação. Essa falta de um perfil estratigráfico e de mapeamento geológico detalhados nas regiões próximas (Salinópolis e Aricuru), reforça a importância desse estudo em propor um posicionamento mais detalhado para esses depósitos.

A correlação dos outros níveis concrecionários e endurecidos com o os de Aricuru e Salinópolis nos permite inferir que as concreções de Baunilha Grande, onde não há afloramentos da Formação Barreiras, também se posicionam na porção superior da Formação Pirabas, próximo ao

contato com a Formação Barreiras, no qual marcam a transição para uma sedimentação mais siliciclástica.

6.2. GÊNESE DAS CONCREÇÕES

As concreções e nódulos podem se formar durante vários estágios diagenéticos, porém em sedimentos lamosos como os que contêm as amostras estudadas formam-se nos estágios precoces da diagênese, antes da fase principal de compactação (Tucker 2014). Estas concreções são comuns em rochas carbonáticas finas de origem marinha, planícies de inundação e de lagos. A diversidade morfológica e composicional das concreções observadas, reflete variações significativas nos processos diagenéticos e nas condições paleoambientais.

Os depósitos carbonáticos-siliciclásticos da Formação Pirabas na ilha de Baunilha Grande são interpretados como o registro de um ambiente de mangue (Petri 1957, Távora & Viana 2003, Antonioli et al 2015, Lima *et al.* 2020), provavelmente afetados por tempestades (Távora & Viana, 2003).

Távora & Silva Jr. (2002) e Távora & Viana (2003) descrevem concreções carbonáticas que contêm em seu interior restos de crustáceos decápodes, chamados de carcinólitos, na Ilha da Baunilha Grande. Durante o trabalho de campo foram encontrados alguns carcinólitos, porém retrabalhados pela ação de ondas e correntes atuais. Como estas concreções, formadas ao redor de carcaças de caranguejos, já haviam sido descritos anteriormente, buscou-se a caracterização das concreções sem a ocorrência de fósseis de caranguejos.

A CONC I exhibe formas alongadas, onduladas, achatadas, bulbosas a irregulares, com a sua laminação cruzada interna e *rip-up clasts*. A sua petrografia é composta majoritariamente por grãos de quartzo (43,34% a 53,27%), bem selecionados, cimentados por calcita espática (26,48% a 38,90%). A presença de *rip-up clasts* de micrito e os peloides em algumas laminações sugere um ambiente de alta energia (Schieber 2011). Os *rip-up clasts* seriam gerados pelo retrabalhamento e transporte curto de intraclastos micríticos que foram erodidos provavelmente de áreas expostas do paleomangue. Os peloides são compostos tanto por material micrítico neomorfizado como por uma mistura de micrito e grãos terrígenos; com exceção dos peloides neomorfizados, os outros são semelhantes ao material da rocha hospedeira. Estas características composicionais associadas ao fato de comporem laminações indicam que os peloides são fragmentos de *mudstone* retrabalhados por ondas e correntes, porém por mais tempo ou durante um transporte mais longo.

A ocorrência de lentes descontínuas de arenitos com clastos de *mudstones* (intraclastos e peloides) em meio aos folhelhos indicam influxos esporádicos de alta energia para dentro do

mangue. Távora & Viana (2003) sugerem que a ação de ondas de tempestades dentro do mangue podem ter levado a mortandade em massa dos crustáceos encontrados nos carcinólitos de Baunilha Grande. Estas lentes de arenitos nos folhelhos são semelhantes ao acamamento lenticular que são típicos de ambientes de baixa energia com a influência esporádica de correntes e maré (Reineck & Wunderlich 1968). Neste processo as camadas mais superficiais de argila semiconsolidada são erodidas, expondo o substrato argiloso consolidado que está logo abaixo, que por sua vez serve de pavimento para a deposição das areias e clastos transportados pelas correntes. A forma irregular destas lentes provavelmente se deve a compactação posterior e indicam que a cimentação destes corpos arenosos se deu durante o soterramento raso. A presença de peloides deformados e muscovitas contorcidas corroboram com uma compactação precoce seguida de cimentação.

A baixa porcentagem de pirita (0,26% a 3,74%) nessas concreções e os baixos teores de MO% indicam que as condições eram mais oxidantes ou menor disponibilidade de matéria orgânica para que fossem formados os sulfetos de ferro. Dessa forma, a entrada de fluxos de alta energia para dentro do mangue pode ter alterado momentaneamente as taxas de oxigênio e causando a erosão e retrabalhamento de sedimentos semiconsolidados das regiões marginais.

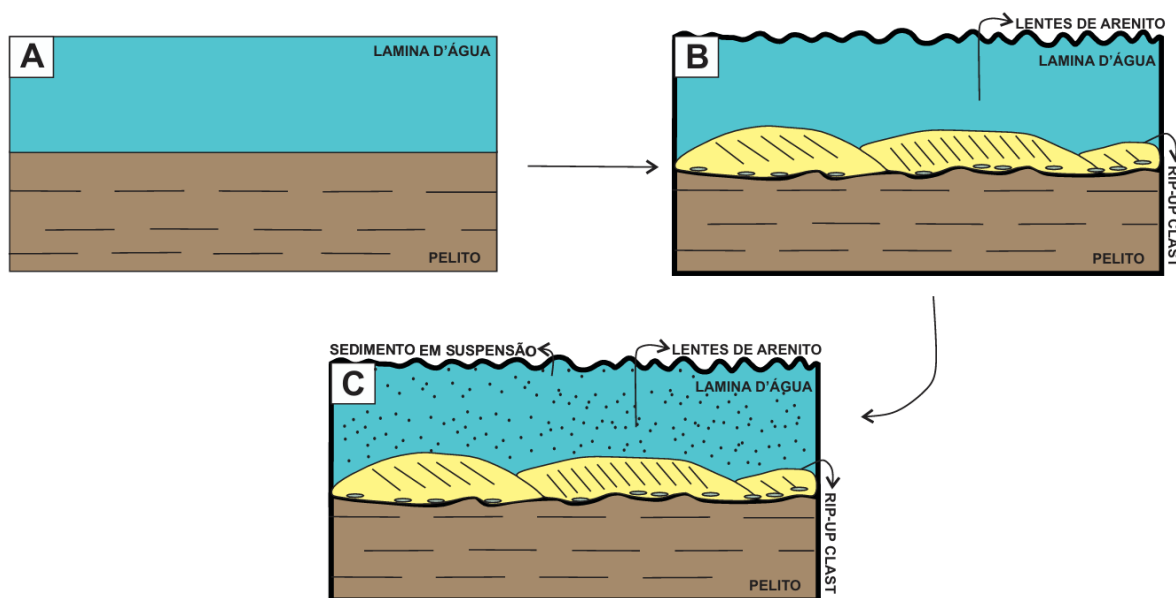


Figura 19 - Modelo esquemático da gênese da CONC I.

A CONC II apresenta formas tubulares achatadas, alongadas, sinuosas, com uma coloração esbranquiçada. A predominância da matriz micrítica e laminações irregulares, deformadas e descontínuas são evidências de intensa atividade de organismos escavadores, o preenchimento interno com laminações interrompidas corroboram para a interpretação da influência da bioturbação

na formação destas concreções (Figura 19). O estado de preservação das bioturbações não permitem uma classificação taxonômica precisa dos icnogêneros presentes nas concreções II. Estruturas tubulares, sinuosas e com ramificações em forma de Y são comuns em galerias produzidas por crustáceos decápodes (Bromley & Frey 1974, Yanin & Baraboshkin 2013). Bioturbações produzidas por crustáceos decápodes são comuns na Formação Pirabas sendo descritas em diversas localidades no nordeste do Estado do Pará (Fernandes & Assis 1980, Góes *et al.* 1990, Soares *et al.* 2020, Aguilera *et al.* 2020, Gonçalves 2020, Araújo *et al.* 2021). Dessa forma, sugere-se que estas bioturbações possam ser fragmentos de um ou vários sistemas de galerias produzidos por crustáceos decápodes.

Concreções ou endurecimentos associados a níveis bioturbados têm sido descritos no mesmo nível estratigráfico da Formação Pirabas. Em Salinópolis estes níveis estão associados a *Thalassinoides* endurecidos principalmente por precipitação de siderita, além de níveis concrecionários dolomíticos que ocorrem a poucos centímetros do limite com a Formação Barreiras (Gonçalves 2020). Em Aricuru, níveis endurecidos ocorrem abaixo das camadas de biohermitos e a cerca de um metro do limite com a Formação Barreiras (Távora & Reis 2015, Araújo *et al.* 2021).

A origem de concreções em bioturbações estão relacionadas a alterações geoquímicas localizadas nos microambientes criados pelas escavações durante a eodiagênese (Brown & Farrow 1978, Wilson & Brett 2013). A decomposição da matéria orgânica introduzida ou concentrada pelos decápodes dentro das galerias consomem o oxigênio, e assim, geram condições redutoras e modificam o pH da água intersticial (Berner 1984). Essas mudanças cooperam para que haja a precipitação de minerais autigênicos, como os carbonatos, sulfetos, no qual cimentam o sedimento ao redor e/ou preenchem as galerias, assim, formando as concreções (Brown & Farrow 1978, Tucker & Wright 1990, Coleman 1993).

Segundo Wilson & Brett (2013), a presença de piritas e concreções em bioturbações estariam associadas ao muco dos organismos escavadores e a decomposição do tecido visceral que levariam ao crescimento concrecionário de carbonato a medida que o pH aumentava e o sulfeto e o ferro disponíveis no fluido intersticial diminuem conforme se afastavam da área de decomposição.

A presença de quartzo, caulinita e calcita na sua composição mineralógica, sugerem que houve um aporte sedimentar terrígeno, no qual é característico de ambientes transicionais, como manguezais e lagunas sob a influência continental (Rossetti *et al.* 2013). O alto teor de pirita (6,04%), MO%, a presença de fragmentos vegetais piritizados e os cristais de pirita preenchendo frústulas de diatomáceas, indicam um ambiente redutor e a atuação de bactérias redutoras de sulfato (BRS) durante a eodiagênese (Berner 1984, Tucker 2014).

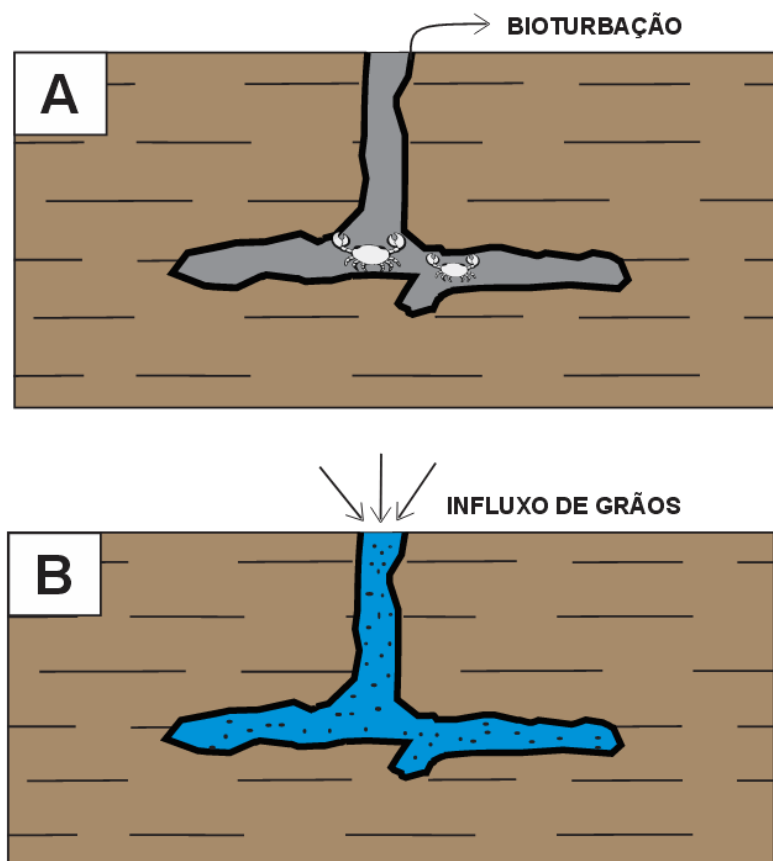


Figura 20 - Modelo esquemático da gênese da CONC II.

A CONC III tem o formato das concreções descritas como carcinólitos e é a única que apresenta o mineral kutnohorita indicativo da presença de fósseis de caranguejo, porém não contém restos de crustáceos no seu interior (Figura 21). Contudo a presença de kutnohorita, que faz parte da composição química das carapaças dos crustáceos (Távora & Silva Jr. 2002), sugere que esta concreção pode ter uma origem semelhante ao dos carcinólitos, porém sem a preservação do fóssil e que a kutnohorita pode atuar como um indicador da presença de carcinólitos na Formação Pirabas.

A preservação da laminação plana dos folhelhos nesta concreção indica que a diagênese foi precoce e rápida, o que impediu a destruição das estruturas primárias durante o processo de substituição e soterramento. Altos teores de CaO (27,87%) e LOI (27,62%) são compatíveis com todo conteúdo preservado na concreção, como os fragmentos fossilizados de folhas. O teor de pirita (3,86%) e os cristais de pirita preenchendo as frústulas de diatomáceas reforçam as condições redutoras e a atuação das BRS, onde microalgas e a matéria orgânica de dentro delas serviam como material para a formação da pirita (Gong *et al.* 2008).

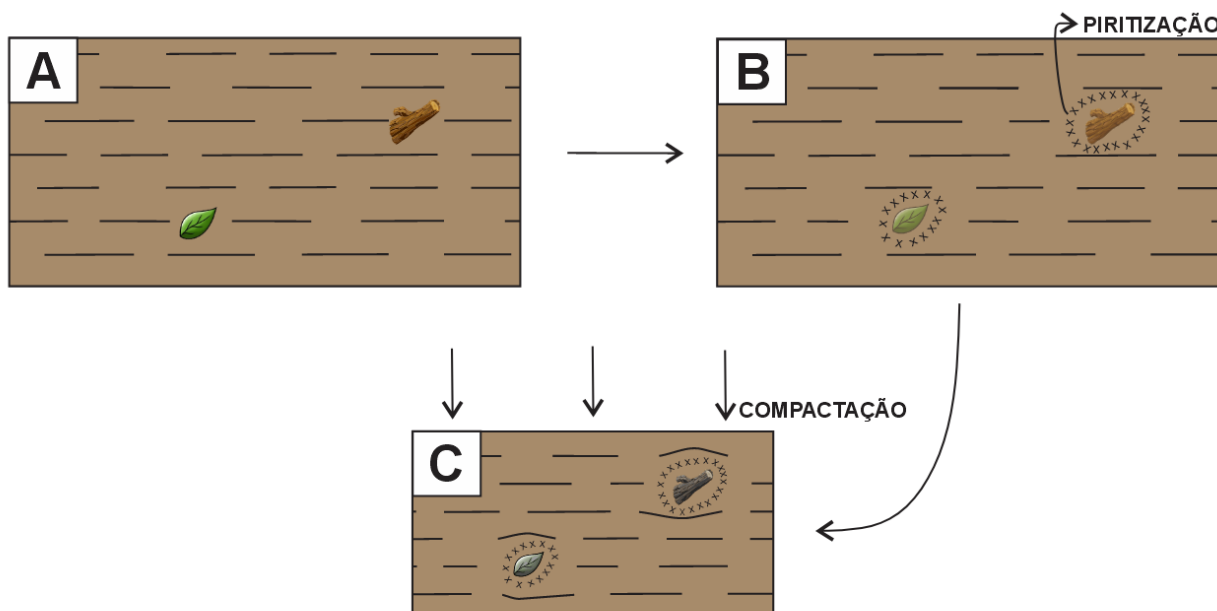


Figura 21 - Modelo esquemático da gênese da CONC III.

6.2.1. Eodiagênese e piritização

A piritização foi observada na CONC II e CONC III, onde sugerem que o ambiente deposicional era redutor, caracterizando a eodiagênese, visto que a redução bacteriana do sulfato cooperou para a formação da pirita. A concreção III, localizada a 8m, próximo ao contato com sedimentos quaternários, apresenta maior teor de pirita (3,86%), e a CONC II a 7,5m (6,04%). Já as concreções I-A e I-B a 5m apresentam apenas 0,26% e 3,74% de FeS_2 , isso mostra que as condições mais redutoras estão nos níveis superiores da formação.

Os valores elevados do LOI (27,62-31,64%) nas concreções III e II contribuem para a preservação da matéria orgânica (como visto na Figura 13b, os fragmentos foliares piritizados) durante a precipitação do carbonato. Porém, há uma divergência, a MO% dos sedimentos (4,33-17,67%) como visto na tabela 2, revela picos em 3 m (17,67%) e 1 m (12,67) próximos a base, no qual são associados a evento de aporte vegetal em condições anóxicas. Essa dualidade evidencia que enquanto os sedimentos registram a entrada no ambiente de matéria orgânica, fazendo isso de núcleo para a formação das concreções, além de ser favorável para a fossilização (Berner 1984, Schulz & Zabel 2006).

A grande quantidade de pirita nas concreções III e II indicam que em seu ambiente deposicional há uma forte predominância de bactérias redutoras de sulfato (BRS), no qual são uma das características da eodiagênese em sedimentos ricos em matéria orgânica (Quevedo *et al.* 2021). Segundo Tucker (2014), esses ambientes lamosos marinhos proporcionam condições ideais para a

formação da pirita, onde o sulfato provindo da água marinha, o ferro dissolvido e a matéria orgânica como substrato para essa atividade microbiana. A presença da pirita observada nas análises de MEV, contribuem para que essas piritas observadas, sejam um marcador de ambientes redutores com intensas atividades microbianas (Schieber & Baird 2001).

A pirita apesar de ocorrer em todas as amostras, é mais abundante nas concreções III e II que tem como composição predominante a lama carbonática rica em matéria orgânica, em que a distribuição da pirita, encontra seus máximos nos níveis superiores (7,5 - 8m). E em particular, há uma significativa associação entre a piritização e as diatomáceas na concreção esférica, de acordo com Gong *et al.* (2008), as microalgas atuaram como um microambiente para a formação das piritas, onde a matéria orgânica contida dentro da frústula das diatomáceas, serviram como fonte de carbono para as BRS.

Além disso, as concreções A-I e B-I (5m), tem em sua composição teores ínfimos de pirita, isso sugere uma grande mudança nas condições ambientais. Os níveis onde essas concreções se encontram apresentam uma fase de sedimentação mais energética, como visto nas lentes de areia, e também é onde a oxigenação dos sedimentos inibiu a formação de piritas. Essa variação pode estar relacionada à hipótese de Távora & Viana (2003) que pode estar relacionada a flutuações do nível do mar.

6.2.2 Variação composicional

Há uma distinção nos tipos morfológicos das concreções carbonáticas descritas neste trabalho, e isso reflete as variações ocorridas nos processos diagenéticos e nas condições paleoambientais. A concreção III em sua composição tem a kutnohorita (Kn), carbonato de manganês, associado a quartzo (Qz), calcita (C) e caulinita (K). Távora & Silva Jt. (2002), afirmaram que esse mineral é típico de microambientes que são ricos em matéria orgânica e estão relacionados também à degradação de carapaças dos crustáceos, visto que a kutnohorita, presente exclusivamente da concreção III, surge como uma possível assinatura mineralógica em proximidade aos carinólitos. Na concreção II, que tem sua composição $Qz + C + K$, onde sugere um aporte sedimentar terrígenos que são similares com os de ambientes de transição entre mangue e laguna com uma influência continental (Rossetti *et al.* 2013), a sua morfologia tubular está associada a bioturbações (galerias de crustáceos, com laminações deformadas), onde reflete em suas alterações pós-deposicionais.

Já as concreções A-I e B-I são dominadas por $Qz + C$, isso indica que a precipitação da calcita, com uma menor influência de processos redox (Tucker 2014). Essas concreções ricas em

Qz + C, como as concreções A-I e B-I, refletem seus ambientes de maior energia hidrodinâmica, com transporte e deposição de sedimentos siliciclásticos em tempestades ou marés fortes (Schieber 2011)

A presença de Fe_2O_3 e SO_3 em todas as concreções, mostram as condições redutoras durante a diagênese, no qual são compatíveis com ambientes de mangue/laguna costeira (Ding *et al.* 2014). De acordo com Berner (1984), a pirita framboidal (observada em MEV), se formou em zonas de redução bacteriana de sulfato, onde a matéria orgânica presente atuou como catalisadora. A associação entre os altos teores de LOI (Loss On Ignition = perda ao fogo em que foi determinada a queima de 1 g de amostra seca a temperatura de 1000°C por 1 hora) e pirita sugerem que a preservação de material orgânico foi muito importante para a gênese desses sulfetos. Além disso, a presença de Al_2O_3 e SiO_3 mostra o aporte de sedimentos terrígenos, indicando a mistura de fontes marinhas e continentais durante a sedimentação (Rossetti *et al.* 2013).

6.3 PALEOAMBIENTE

A presença de laminações cruzadas e de baixo ângulo nestas concreções, associadas à presença de laminações compostas de fragmentos intraclastos de mudstone (*rip-up clast*) provenientes dos folhelhos adjacentes, além de predominância de grãos de quartzo bem selecionados indicam a ocorrência de eventos de alta energia, como tempestades ou marés de sizígia, esses influxos esporádicos de material terrígeno para dentro das lagunas e mangues, onde a menor energia permitiu a deposição de materiais mais finos que formaram os folhelhos da área de estudo. Devido a sua porosidade e permeabilidade serem melhores, a cimentação foi mais efetiva nestas lentes do que nos folhelhos, que ainda hoje apresentam-se parcialmente litificados.

A distribuição da MO% nos sedimentos (17,67% a 3m) reflete esse aporte vegetal, seja pela produtividade biológica ou até mesmo por eventos de inundação, no qual são característicos de sistemas lagunares com manguezais (Bouillon *et al.*, 2008). Já a alta porcentagem no LOI na concreções (27,62-31,64%) mostra a eficiência dos processos diagenéticos em preservar restos orgânicos e inorgânicos (frústulas de diatomácea, folhas, galhos etc.) em microambientes redutores durante a formação dos carbonatos (Souza-Filho & Kauffman 2018).

A presença das lentes concrecionárias de quartzo-arenitos em meio aos folhelhos com fragmentos de folhelhos e de conchas sugerem a ação de tempestades ou de marés mais fortes que transportavam as areias da região costeira para dentro de lagunas. Távora & Viana (2003), relacionam à formação dos carcinólitos a eventos de tempestade e flutuações no nível do mar na

região de estudo o que levaria a uma mortandade em massa dos crustáceos decápodes. Esses processos podem explicar não apenas a presença de intraclastos e lentes descontínuas no ambiente, mas também a concentração de matéria orgânica nos diferentes níveis estratigráficos, onde se tornou um substrato para a atividade microbiana durante a diagênese.

A presença da pirita associada aos fósseis vegetais e a óxidos de ferro, indicam que o ambiente deposicional redutor estava propício à preservação da matéria orgânica e a formação de sulfetos no ambiente está vinculada à ação das BRS, como são evidenciadas pelas piritas em todas as concreções (Raiswell & Berner 1986). A preservação das laminações e os restos orgânicos indicam que houve uma diagênese precoce, que incluem os processos de cimentação por calcita e a piritização, que atuou rapidamente “compactando” os descimentos e inibiu a oxidação. Essa junção de fatores favoreceu a criação de um ambiente propício para preservar as estruturas sedimentares presentes e os fósseis.

Esse paleoambiente se assemelha a um sistema lagunar-manguezal, onde alguns ambientes dominados por sedimentação lamosa e pela bioturbação (como a concreção II), se alternavam com os eventos de altas energias que se depositavam em lentes arenosas, onde se formaram as concreções I-A e I-B. A apresentação da kutnohorita na concreção III que está associada à degradação das carapaças de crustáceos decápodes, demonstram a ligação com os microambientes ricos em matéria orgânica, tipicamente de ambientes de manguezal. Além disso, a caulinita nas concreções tubulares indicam o aporte de sedimentos terrígenos, demonstrando a influência continental em um sistema marinho raso.

As fácies sedimentares de Baunilha Grande que foram descritas, reforçam a ideia de um sistema costeiro de baixa energia, onde as flutuações hidrodinâmicas que cooperaram para a atuação dos processos de deposição, como também nos processos de maior energia no ambiente. As fácies dos folhelhos ricos em matéria orgânica, com os restos vegetais piritizados e com traços de bioturbação indicam que o ambiente redutor e de baixa energia, típicos de manguezais e ou lagunas restritas (Bouillon *et al.* 2008, Souza-Filho & Kauffman 2018).

Algumas fácies são compatíveis com transporte lateral de sedimentos, como as fácies arenosas com as estruturas erosivas e com intraclastos que refletem os eventos de tempestades ou marés de sizígia (Távora & Viana 2003). Os peloides micríticos presentes, e as feições de bioturbação associadas aos crustáceos, reforça que esses organismos atuam como escavadores e cooperaram para a formação precoce de concreções em microambientes ricos em matéria orgânica, os quais foram preservados por conta da diagênese (Raiswell & Berner 1986).

Essa análise de fácies, cooperou na complementação dos dados geoquímicos e mineralógicos, e contribuiu para a caracterização de um sistema deposicional misto, onde ocorreu

a alternância de processos autogênicos e deposicionais em um contexto lagunar-manguezal sujeito a variações ambientais.

7. CONCLUSÃO

A caracterização das concreções carbonáticas da Formação Pirabas, na ilha de Baunilha Grande, permitiu a compreensão dos processos diagenéticos que atuaram nesse ambiente costeiro do nordeste paraense. As análises geoquímicas, mineralógicas e morfológicas mostraram que essas concreções carbonáticas formaram-se por conta da cimentação precoce em lentes de arenitos e pelas bioturbações em folhelhos, no qual, refletem as variações paleoambientais ligadas à energia do ambiente e ao conteúdo de matéria orgânica contidas nelas.

As concreções carbonáticas contém em sua composição, a predominância de quartzo, calcita, caulinita e em apenas um caso específico, a kutnohorita, no qual a sua presença é relacionada em associação aos microambientes ricos em matéria orgânica e a possível assinatura mineralógica em correlação com os carcinolitos descritos na literatura.

A pirita, foi identificada em todas as concreções, em pouca ou muita quantidade, a mesma desempenhou um papel muito importante na diagênese, principalmente nos níveis mais ricos em matéria orgânica, onde foram relacionadas à atuação de bactérias redutoras de sulfato e à preservação de estruturas sedimentares e fósseis.

Todos os dados obtidos também sugerem que a maior parte das concreções ocorre no topo da Formação Pirabas, próximo ao contato com a Formação Barreiras. A tentativa de correlação com as localidades próximas, como as de Salinópolis e Aricuru (Maracanã), apontam para a continuidade desses depósitos, embora a ausência de perfis estratigráficos completos e mapeamentos geológicos detalhados da regiões citadas indiquem a necessidade de estudos adicionais para melhor delimitação dos contatos entre essas unidades geológicas.

REFERÊNCIAS

- Abdel-Fattah Z.A., Gingras M.K., Caldwell M.W., Pemberton S.G. 2011. Sedimentary environments and depositional characteristics of the Middle to Upper Eocene whale-bearing succession in the Fayum Depression, Egypt. *Sedimentology*, **58**(7): 2024-2043.
- Aguilera O., Araújo O. M. O., Hendy A., Nogueira A. A. E., Nogueira A. C. R., Maurity C. W., Kutter V. T., Martins M. V. A., Coletti G., Dias B. B., Silva-Caminha S. A. F., Jaramillo C., Bencomo K., Lopes R. T. 2020. Palaeontological framework from Pirabas Formation (North Brazil) used as potential model for equatorial carbonate platform. *Marine Micropaleontology*, **154**. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101813>
- Aguilera O., Bencomo K., Araújo O. M. O., Dias B.B., Coletti G., Lima D., Silva-Caminha S.A.F., Polck M., Martins M.V.A.; Jaramillo C., Kutter V.T., Lopes R.T. 2020. Miocene heterozoan carbonate systems from the western Atlantic Equatorial margin in South America: The Pirabas Formation. *Sedimentary Geology*, **407**: e105739.
- Aguilera O., Martins M.V.A., Linhares A.P., Kütter V.T., Coletti G., Bencomo K., Lopes R.T., Machado A.S., Santos T.M.dos, Hilario F.F. 2022. Palaeoenvironment of the Miocene Pirabas Formation mixed carbonate-siliciclastic deposits, Northern Brazil: Insights from skeletal assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **601**: e 111098.
- Alamaraz J.S.U. 1977. *Reconhecimento geológico da Bacia do Marajó*. (Relatório Técnico) Belém, Petrobras, 77 p.
- Algeo T. J. & Maynard J. B. 2008. Trace metal covariation as a guide to water-mass condition in ancient anoxic marine environments. *Geosphere*, **4**(5): 872-887.
- Alves R. N. B. 2007. *Desenvolvimento local: alternativas de produção sustentável para pequenos municípios da Amazônia Brasileira*. Belém, PA, Embrapa Amazônia Oriental, 21 p. (Documentos, 285).
- Amorim 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 Theses, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém
- Antonioli L., Vladimir A. T., Dino R. 2015. Palynology of carinulites and limestones from the Baunilha Grande Ecofacies of the Pirabas Formation (Miocene of Pará state, Northeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **62**: 134-147.
- Araújo O. M. O., Aguilera O., Coletti G., Valencia F.L., Buatois L. A., Lopes R. 2021. X-ray micro-computed tomography of burrow-related porosity and permeability in shallow-marine equatorial carbonates: a case study from the Miocene Pirabas Formation, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **127**: e104966.
- Azevedo R.P. 1991. *Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basins*. PhD Thesis, Royal School of Mines, Imperial College, London. 455 p.

Baia L.B. 2016. *Setorização sedimentar do estuário do rio Mojuim, São Caetano de Odivelas, Nordeste do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 72 p.

Barbosa E. G. *et al.* 2014. Sistema fluvial meandro influenciando a evolução de uma barreira regressiva do Holoceno no sul do Brasil. *Jornal de Pesquisa Costeira*, **SI 70**, 205.

Bencomo K., Mihaljevic M., Araújo O. M. de, Lopes R. T., Lima D., Aguilera O. 2021. Dominance of Miocene echinoderms in the equatorial Neogene marine platform of Brazil and their insights into the paleoenvironment. *Journal of South American Earth Sciences*, **112** (1): e103595.

Berner R. A. 1980. *Early diagenesis: a theoretical approach*. [S.l.], Princeton University Press.

Berner R. A. 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48** (4): 605-615.

Blanco G.W., Renard F., Roubinet D., Pimienta L. 2022. Calcite cementation in carbonate grainstones: A pore-scale model of syntaxial overgrowth formation. *Marine and Petroleum Geology*, **136** e 105444.

Boetius A., Ravenschlag K., Schubert C., Rickard D., Jørgensen B. B. 2000. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, **407**(6804): 623-626.

Bouillon S. *et al.* 2008. Produção de manguezais e sumidouros de carbono: uma revisão das estimativas do orçamento global. *Ciclos Biogeoquímicos Globais*, **22**(GB2013).

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.

Breithaupt J. L. *et al.* 2014. Temporal variability of carbon and nutrient burial, sediment accretion, and mass accumulation over the past century in a carbonate platform mangrove forest of the Florida Everglades. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **119**(10):2032-2048.

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

Bromley R. G. & Frey R. W. 1974. Redescription of the trace fossils *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of Thalassinoides, Ophiomorpha and Spongeliomorpha. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **23**: 311-335.

Brown S. & Farrow G.E. 1978. Recent dolomitic concretions of crustacean burrow origin from Loch Sunart, west coast of Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**(3): 825-834.

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. *et al.* 1994. Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chemical Geology*, **114**(3-4): 315-329.

- Coleman M. L. (1993). Microbial processes: Controls on the shape and composition of carbonate concretions. *Marine Geology*, **113** (1-2), 127-140.
- Choquette P. W. & Pray L. C. (1970). Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. AAPG Bulletin, **54**(2), 207-250.
- Cohen M. C. L., Lara R. J., Ramos J. F. D., Dittmar, T. (1999). Factors influencing the variability of Mg, Ca and K in waters of a mangrove creek in Bragança, North Brazil. *Mangroves and Salt Marshes*, **3**, 9-15.
- Coleman M. L. (1993). Microbial processes: Controls on the shape and composition of carbonate concretions. *Marine Geology*, **113** (1-2), 127-140.
- Cruz H., *et al.* (2006). Quantification of the microconstituents formed during solidification by the Newton thermal analysis method. *Journal of Materials Processing Technology*, **178**(1-3), 128-134.
- de Craen M., Swennen R., Keppens E.M., Macaulay C.I., Kiriakoulakis K. (1999). Bacterially mediated formation of carbonate concretions in the Oligocene Boom Clay of northern Belgium. *Journal of Sedimentary Research*, **69**(5), 1098-1106.
- Dean W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**(1), 242-248.
- Dias A. C. R. 2010. *Análise da concorrência política atual em sedimentos lamosos de um campo salino, município de Quatipuru, Pará, Brasil*. MS Dissertation, Ciências Biológicas, Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, 91 p.
- Ding H., Yao S., Chen J. 2014. Authigenic pyrite formation and re-oxidation as an indicator of an unsteady-state redox sedimentary environment: Evidence from the intertidal mangrove sediments of Hainan Island, China. *Continental Shelf Research*, **78**: 85-99.
- Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W.E. (ed.). *Classification of carbonate rocks*. p. 108-121. (AAPG Memoir 1).
- Dutton C. E., Schieber J., Wilkin, R. T. (2002). Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulfide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**(13), 2361-2378.
- Fernandes J. M. G., Assis J. F. P. (1980). Sobre a ocorrência de icnofósseis na Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no Estado do Pará. *An. Acad. Brasil. Science.*, **52**(2), 327-334.
- Ferreira C. S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico do Estado do Pará. In: SBG, 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais[...]*. Belém, p. 84-88 *apud* Távora V.A., Pontes K.G.A., Mesquita N. 2005. Sistemática e tafonomia dos cirrípedes balanomorfs da Formação Pirabas (Eomioceno), estado do Pará, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, **63** (3): 459-470.
- Folk R. L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill Publishing Co., 182 p.

Freiman R.C. 2014. *Caracterização de concreções carbonáticas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Nordeste do Estado do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85 p.

Galehouse J. S. (1971). Point counting. In: Carver, R.E. (Ed.), *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley-Interscience, New York, pp. 385-407.

Galvão, M.V.G. (1991). *Evolução termodinâmica da Bacia do Marajó, Estado do Pará, Brasil*. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 193 p.

Giri C., *et al.* (2011). Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Global Ecology and Biogeography*, **20**(1), 154-159.

Google Earth. 2025. *Google Earth Pro*. Disponível em: <https://www.google.com/earth/about/versions/> Acesso em: 8/2/2024.

Góes A. M. (1981). *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão*. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1981.

Góes A. M.; Rossetti D. F.; Nogueira A. C. R.; Toledo P. M. (1990). Modelo Depositional Preliminar da Formação Pirabas no Nordeste do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **2**: 3-15.

Gomes I. C. C. (2021). *Micropaleontologia da Formação Pirabas (Eomioceno) no distrito de Japerica, município de São João de Pirabas, Estado do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 69 p.

Gonçalves M. A. (2020). *Traços fósseis de crustáceos da Formação Pirabas, Mioceno Inferior da Bacia de Bragança-Viseu, Nordeste do Pará*. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Gong Y.M.; Shi, G.R.; Weldon E.A.; Du Y.S.; Xu R. (2008). Pyrite framboids interpreted as microbial colonies within the Permian Zoophycus spreiten from southeastern Australian. *Geol. Mag.*, **145**(1): 95-103.

Guimarães B. T. (2023). *Estudo paleontológico do limite Oligoceno/Mioceno nas formações Ilha de Santana e Pirabas nas Bacias Pará-Maranhão e Barreirinhas na Plataforma Equatorial Noroeste do Brasil*. 45 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2023. Disponível em: <https://repositorio.ufpa.br/jspui/handle/2011/16231>. Acesso em: 29 maio 2025.

Heimhofer U. *et al.* (2017). Isotope and elemental geochemistry of black shale-hosted fossiliferous concretions from the Cretaceous Santana Formation fossil Lagerstätte (Brazil). *Sedimentology*, **64**(1), 150-167.

Heiri O., Lotter A.F., & Lemcke G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, **25**(1), 101–110.

Jørgensen B. B., Böttcher M. E., Lüschen H., Neretin L. N., & Volkov I. I. (2004). Anaerobic methane oxidation and a deep H₂S sink generate isotopically heavy sulfides in Black Sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**(9), 2095-2118.

Kauffman J. B., *et al.* (2018). Carbon stocks of mangroves and salt marshes of the Amazon region, Brazil. *Biology Letters*, **14**(9), 20180208.

Kerber L. & Moraes S., H. M. (2021). A new fossil delphinoid (Cetacea, Odontoceti) from the lower Miocene of the Pirabas Formation, Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 41, n. 1, p. e1907467.

Kindle E. M. (1923). Range and Distribution of Certain Types of Canadian Pleistocene Concretions. *Geological Society of America Bulletin*, **34**(3), 609-648.

Klein E.L. & Moura C.A.V. (2003). Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do Rio Gurupi (NE-Pará / NW-Maranhão). *Geologia USP Série Científica*, **3**, 97-112.

Lazar O. R.; Bohacs K. M.; MacQuaker J. H. S.; Schieber J. (2010). Fine-grained rocks in outcrops: Classification and description guidelines. In: Schieber, J., Lazar, O. R., & Bohacs, K. M. (Eds.), *Sedimentology and Stratigraphy of Shales: Depositional Sequence Expressions and Correlation in the Devonian of Tennessee, Kentucky, and Indiana. AAPG Annual Convention, Field Trip Guidebook for SEPM Field Trip 10*, pp. 3–14.

Lazar O. R.; Bohacs KM; MacQuaker JHS; Schieber J.; Demko TM (2015). Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: Nomenclature and description guidelines. *Journal of Sedimentary Research*, **85**, 230-246.

Lee Y.J., Morse J.W., Wiltschko D.V. (2007). An experimentally verified model for calcite precipitation in veins. *Chemical Geology*, **243**(3-4), 317-329.

Lemos D. O. (2013). *Análise de fácies da Formação Barreiras, nas regiões de Apeú-Castanhal e Outeiro-Belém (PA)*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Li Songzhuo *et al.* Pyrite sulfur isotope systematics suggest low marine sulfate levels across the Ediacaran–Cambrian transition. *Minerals* **13.2** (2023): 227.

Lima D. *et al.* (2020). *Uca maracoani* (Crustacea, Decapoda, Ocypodidae) from a Miocene paleomangrove in Brazil: A case of evolutionary stasis among tropical American fiddler crabs. *Journal of South American Earth Sciences*, **99**, 102517.

Loyd S. J.; Meister P.; Liu B.; Nichols K.; Corsetti F. A.; Raiswell R.; Berelson W.; Escudos G.; Hounslow M.; Waldron J. W. F.; Westrick-Snapp B.; Hoffman J. (2023). Temporal evolution of shallow marine diagenetic environments: Insights from carbonate concretions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **351**, 152-166. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.04.022>

Machent P.G., Taylor K.G., Macquaker J.H.S., Marshall J.D. (2012). Sedimentary and diagenetic environments of the Cardium Formation (Alberta, Canada): implications for resource potential. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **60**(1), 59-70.

Macquarker J. H. S. & Gawthorpe R. L. (1993). Mudstone lithofacies in the Kimmeridge Clay Formation, Wessex Basin, Southern England: implications for the origin and controls of the distribution of mudstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**: 1129–1143.

Macreadie P. I., *et al.* (2019). The future of Blue Carbon science. *Nature Communications*, **10** (1), 3998.

Marini M., Felletti F., Beretta G.P., Terrenghi, J. (2019). Three-dimensional geostatistical modelling of carbonate heterogeneity in a Pleistocene marginal marine environment: The Calcarene di Gravina Formation, Matera (Italy). *Sedimentary Geology*, **384**, 37-49.

Marshall J. D.; Pirrie D.. (2013). Carbonate concretions—explained. *Geology Today*, **29** (2), 53-62.

Maurice C. J. (1925). *Fósseis terciários do Brasil com descrição de novas formas cretáceas*. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil (Monografia 4), Rio de Janeiro, 1–665.

Mordomo I. B.; Rickard D.; Buckley R. C. (2000). Formation of framboidal pyrite by sulfidation of iron oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64** (14), 2665-2679.

Muramiya Y., Asahara Y., Ishikawa T., Toyoda K. (2024). Geochemical characteristics of carbonate concretions in the Miocene Bessho Formation, central Japan: Implications for early diagenetic processes. *Sedimentary Geology*, **456**, 106508.

Nogueira A. A. E. (2015). *Taxonomia, paleoecologia e bioestratigrafia (Mioceno Inferior) da Formação Pirabas (Bacia de Bragança-Viseu), Estado do Pará, Brasil*. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 238 p.

Nogueira A. A. E. & Nogueira A. C. R. (2017). 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. F.; Hunt G. (2019). Taxonomy of Ostracods from the Pirabas Formation (Upper Oligocene to Lower Miocene), Eastern Amazonia (Pará State, Brazil). *Zootaxa*, **4573** (1), 001-111.

Nogueira A. C. R.; Amorim K. B.; Góes A. M.; Truckenbrodt W.; Petri S.; Nogueira A. A. E.; Bandeira J.; Soares J. L.; Baía L. B; Imbiriba Júnior M.; Bezerra I. S.; Ribas C. C.; Cracraft, J. (2021). Upper Oligocene-Miocene deposits of Eastern Amazonia: Implications for the collapse of Neogene carbonate platforms along the coast of northern Brazil. *Paleogeografia, Paleoclimatologia, Paleoecologia*, **563**, 110178.

Pamplona F. C.; Paes E. T.; Nepomuceno A. (2013). Nutrient fluctuations in the Quatipuru river: A macrotidal estuarine mangrove system in the Brazilian Amazonian basin. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **133**, 273-284.

Quevedo C. P.; Jiménez M. J.; Cifuentes G. R.; *et al.* (2021). The Potential Role of S-and Fe-Cycling Bacteria on the Formation of Fe-Bearing Mineral (Pyrite and Vivianite) in Alluvial Sediments from the Upper Chicamocha River Basin, Colombia. *Minerals*, v. 11, n. 10, p. 1148. Disponível em: <https://www.mdpi.com/2075-163X/11/10/1148>. Acesso em: 29 maio 2025.

Raiswell R. (1971). The growth of Cambrian and Liassic concretions. *Sedimentology*, **17** (3-4), 147-171.

Raiswell R. & Berner, R. A. (1986). Pyrite and organic matter in Phanerozoic normal marine shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**, 1967-1976.

Ramos G. M. S. (2020). *Análise de concreções como ferramenta para o estudo de taxas de compactação em calcários laminados: aplicação à evolução diagenética de rochas e reservatórios*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco.

Reineck H.E. & Wunderlich F. (1968). Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**(1-2), 99-104.

Rickard D. (1995). Kinetics and Mechanism of Pyrite Formation at Low Temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59** (2), 407-413.

Rickard D. (2012). Pyrite: a key mineral in sedimentary environments. *Earth Science Reviews*, **115** (1-4), 1-20.

Rickard D., & Luther G. W. (2007). Aquatic chemistry of iron and manganese. *John Wiley & Sons*.

Rojas L. E. G.; Nogueira A. A. E.; Soares J. L.; Nogueira A. C. R.; Imbiriba J., M. (2022). Biostratigraphy and paleoenvironment correlation based on benthic foraminifera from the cenozoic Marajó and Pirabas formations, Eastern Amazon Coast, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **120**, 104035.

Rossetti D. de F. (2006). Evolução sedimentar miocênica nos estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP. Série Científica*, **6** (2), 7-18. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300003>

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.

Rossetti D. D. F.; Truckenbrodt W.; Góes A. M. (1989). Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **1**(1), 29-52.

Rossetti D. F.; Góes A. M.; Souza L. S. B. (2001). Estratigrafia da sucessão sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. *Revista Brasileira de Geofísica*, **19** (2), 113-130.

Rychagov S. N.; Sandimirova E. I.; Chernov M. S. *et al.* (2021). The Composition, Structure, and Origin of Carbonate Concretions Sampled in the South Kamalnyi Central Thermal Field, Kamchatka. *Journal of Volcanology and Seismology*, **15**, 258-272. <https://doi.org/10.1134/S0742046321040059>

Santos M. E. C. M. & Carvalho M. S. S. (2004). *Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís: Reconstituições Paleobiológicas*. Rio de Janeiro: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Disponível em: https://rigeo.sgb.gov.br/bitstream/doc/448/1/paleontologia_final.pdf. Acesso em: 29 maio 2025.

Santos I. R., *et al.* (2018). Exportation of dissolved (inorganic and organic) and particulate carbon from mangroves and its implication to the carbon budget in the Indian Sundarbans. *Science of The Total Environment*, **621**, 535-547.

Schieber J. (2011). Reverse engineering mother nature: shale sedimentology from an experimental perspective. *Sedimentary Geology*, **238**: 1–22.

Schieber J. & Baird G. (2001). On the origin and significance of pyrite spheres in Devonian black shales of North America. *Journal of Sedimentary Research*, **71**(1): 155-166.

Schieber J. & Southard J. B. (2009). Bedload transport of mud by floccule ripples: direct observation of ripple migration processes and their implications. *Geology*, v. 37, p. 483–486.

Schieber J.; Southard J. B.; Thaisen K. G. (2007). Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. *Sciences*, **318**: 1760–1763.

Schulz H. D. & Zabel M. (2006). *Geoquímica Marinha* (2ª ed.). Berlim: Springer.

Sean P.S. (2023). Carbonate concretions as archives of early diagenetic processes: A review. *Earth-Science Reviews*, **236**, 10427

SEPOF-PA. *Características ambientais do município de Quatipuru*. Secretaria de Estado de Planejamento, Orçamento e Finanças do Pará. Disponível em: <http://www.sepof.pa.gov.br/>. Acesso em 23 de janeiro de 2023.

Shanmugam G. (1985). Types of porosity in sandstones and their significance in interpreting provenance. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol 148. Springer, Dordrecht, pp. 115-137.

Silva P. F. *et al.* (2011). *Composição e Distribuição Espaço-Temporal das Larvas de Peixes do Estuário do Rio Quatipuru - Nordeste Paraense*. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Soares J. L., Santos H. P., Brito A. S., Nogueira A. A. E., Nogueira A. C. R., Amorim K. B. (2020). The crustaceans burrow *Sinusichnus sinuosus* from the Oligocene-Miocene carbonate deposits of eastern Amazonia. *Ichnos*, **27** (2): 97-106.

Souza-Filho P. W. M., & Kauffman J. B. (2018). Conceptual model for the evolution of the Bragança macromareal mangrove coast, Amazon region, during the late Holocene. *Earth Surface Processes and Landforms*, **43**(12), 2634-2650.

Spalding M. *et al.* 2010. *Atlas mundial de manguezais*. Londres, Earthscan.

Suguio K.; Nogueira A. C. R. (1999). Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **18**(2), 439-460.

Szatmari P.; Françolin J. B. L.; Zanotto O.; Wolff S. (1987). Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**, 180–188.

Tarr W.A. (1921). Origem singenética de concreções em xisto. *Boletim da Sociedade Geológica da América*, **32** (373), 373–384.

Távora V. A., Moraes, W. K. S., Gonçalves, D. F. (2001). Paleoecologia dos ostracodes da Formação Pirabas (Eomioceno)- Estado do Pará. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **2**, 100.

Távora V. A. & Reis M. A. F. (2015). Novos registros de equinoides (Echinodermata: Echinoidea) para a Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Aricuru, Augusto Corrêa, Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **10**(2), 451-464.

Távora V. A. & Silva Jr. O. G. (2002). Petrografia e geoquímica dos carcinólitos da ecofácies Baunilha Grande da Formação Pirabas (Eomioceno), Estado do Pará. *Rev. Brasileira de Paleontologia*, **3**: 5-16.

Távora V. A. & Viana, M. S. S. (2003). Carcinolites of the Pirabas Formation (Early Miocene), Pará State, Brazil. *Boletim do Museu Nacional*, **71**: 1-11.

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

Terwindt J.H.J., Breusers H. N. C. (1972). Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alternating bedding. *Sedimentology*, **19**(1-2), 85-98.

Trosdorf Jr. I., Zalán P.V., Figueiredo J. J. P., Soares E.F. (2007). Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2), 321-329.

Tucker M. E. (2014). Rochas sedimentares: guia geológico de campo. 4 ed. Porto Alegre: *Bookman*, 324p.

Tucker M. E. & Wright V. P. 1990. *Carbonate sedimentology*. [S.l.], Blackwell Scientific Publications.

Vasquez M. L. & Rosa-Costa L. T. da (org.). *Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará*. Belém, CPRM, 328 p.

Villegas M.E. (1994). *Evolução tectono-sedimentar da Bacia de Marajó*. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Pará, Belém, 139 p.

Walker R.G. (1992). *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 409 p.

Wilson M.A. & Brett C.E. 2013. Concretions as sources of exceptional preservation, and decay as a source of concretions: examples from the Middle Devonian of New York. *Palaios*, **28**(5): 305-316.

Yanin B. T. & Baraboshkin E.Y. 2013. Thalassinoides burrows (Decapoda dwelling structures) in lower cretaceous sections of Southwestern and Central Crimea. *In*: Yanin B. T. & Baraboshkin E.Y. (ed.). *Stratigraphy and geological correlation*. [S.l.], Geologicheskaya Korrelyatsiya, v.21, n. 3, p. 280-290.

Zalán P. V. 2007. Geologia e exploração de petróleo e gás natural nas bacias brasileiras: bacias da Margem Equatorial Brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**: 71-89.

Zhou X., Jiang Z., Li Z., Liang C., Jiang S., Zhang Y. 2024. Organic matter preservation mechanisms in marine shales: Insights from pyrite framboid characteristics and geochemical proxies. *Marine and Petroleum Geology*, **159** e 106354.