



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

MARIA CAROLINE DO NASCIMENTO

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA SEQUÊNCIA NEO-APTIANA-ALBIANA,  
NA PORÇÃO NORTE DE SERGIPE, BACIA SERGIPE-ALAGOAS**



Recife

2023

MARIA CAROLINE DO NASCIMENTO

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA SEQUÊNCIA NEO-APTIANA-ALBIANA,  
NA PORÇÃO NORTE DE SERGIPE, BACIA SERGIPE-ALAGOAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho.

Recife

2023

Catálogo na fonte  
Bibliotecário Gabriel Luz, CRB-4 / 2222

N244 Nascimento, Maria Caroline do.  
Caracterização faciológica da sequência Neo-Aptiana-Albiana, na porção  
Norte de Sergipe, Bacia Sergipe-Alagoas / Maria Caroline do Nascimento, 2023.  
68 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho.  
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.  
Programa de Pós-Graduação em Geociências. Recife, 2023.  
Inclui referências.

1. Geociências. 2. Carbonatos aptianos 3. Microfaciologia 4. Formação Riachuelo.  
5. microbialitos. I. Lima Filho, Mário Ferreira de (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG / 2023 - 273

MARIA CAROLINE DO NASCIMENTO

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA SEQUÊNCIA NEO-APTIANA-ALBIANA,  
NA PORÇÃO NORTE DE SERGIPE, BACIA SERGIPE-ALAGOAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Aprovada em: 27 / 10 / 2023.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho (Orientador)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann (Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dra. Edilma de Jesus Andrade (Examinadora Externa)  
Universidade Federal de Sergipe

---

Prof. Dr. Rick Souza de Oliveira (Examinador Externo)  
Universidade Federal do Oeste do Pará

Dedico esse trabalho a todos que me acompanham nesta jornada de Vida.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal de Pernambuco pela oportunidade de fazer uma pós-graduação em uma área que tanto me agrada. Agradeço ao PRH-47.1, pela bolsa de estudos, que me ajudou em todo o processo da pesquisa.

Agradecimento especial à Dra. Anelise Kátia Piovesan, coordenadora do Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (LMA-UFPE), por ter disponibilizado toda a estrutura para as análises com palinomorfos bem como o uso do MEV. Agradeço à querida amiga, Dra. Marcella Alves, que fez todas as análises e discussões sobre os microfósseis palinofórmos e ao Dr. Robbyson Melo, pelo auxílio e paciência nas análises das feições microbiais ao MEV, ambos pesquisadores e especialistas do LMA-UFPE.

Agradeço ao Dr. Gerson Fauth por ter disponibilizado o Instituto de Paleoceanografia e Mudanças Climáticas - itt Oceaneon, onde foram feitas as análises de nanofósseis calcários (UNISINOS), às quais foram efetuadas, meticulosamente, pelo especialista Dr. Mauro Bruno. Agradeço à Dra. Fernanda Luft-Souza (pesquisadora do Instituto itt Oceaneon) por toda ajuda e apoio nas discussões, assim como à Dra. Edilma Andrade (Prof. Dep. de Geologia na Universidade Federal de Sergipe, UFS) que esclareceu sobre as faunas de invertebrados da Formação Riachuelo.

Agradeço à Dra. Sônia Maria Agostino (Pesquisadora do Dep. Geologia da UFPE), uma amiga que a geologia presenteou desde minha graduação, apoiando durante todo processo da pesquisa, nos mais variados aspectos, ela é um exemplo de ética, irmandade e acolhimento a todos que passam por sua vida. Ao Dr. Osvaldo Correia, agradeço por todo apoio no uso do microscópio e por ouvir, pacientemente, todas minhas especulações e “devaneios carbonáticos”.

À Dra. Zenilda Batista (Prof. e Coord. do Laboratório de Sedimentologia, Estratigrafia e Geologia do Petróleo - UFAL), meus sinceros agradecimentos por participar da etapa de campo inicial, que foi essencial para aquisição dos testemunhos, na pedreira da Mizu Cimentos em Pacatuba-SE. Sou grata a toda equipe da Fábrica Mizu Cimentos, que nos recebeu tão bem e cedeu os testemunhos, os quais foram a base desta pesquisa de mestrado. Aos novos amigos que fiz no PPGeoc-UFPE, Emmanuel Franco, Carlos Moreira e Felipe Tenório, que desde o início deram todo apoio, nos aspectos mais variados, estarei sempre torcendo por vocês. Aos meus orientadores Gerson Terra e Mário Filho, que foram meus professores em diferentes etapas de minha vida, meus sinceros agradecimentos, viver é um constante aprendizado.

## RESUMO

O início da fase drifte, na passagem Aptiano-Albiano, marcou o começo do desenvolvimento de condições marinhas do Oceano Atlântico Sul, sendo caracterizado por uma expressiva deposição de evaporitos, seguidos pelo desenvolvimento de plataformas carbonáticas. As rochas carbonáticas deste intervalo foram depositadas neste contexto de margem passiva como parte da Formação Riachuelo na Bacia de Sergipe-Alagoas, nordeste brasileiro. Estudos sobre microfácies nesta sequência sedimentar têm sido desenvolvidos nas últimas décadas, indicando ambientes marinhos restritos que evoluem gradativamente para condições marinho transgressivas. Neste estudo, o objetivo foi analisar as microfácies do intervalo Aptiano–Albiano na porção Norte do Estado de Sergipe, próximo à cidade de Pacatuba e dessa forma compreender melhor a evolução da plataforma carbonática nessa região. Dois testemunhos foram investigados, com intervalos constituídos principalmente por carbonatos e folhelhos, usando descrição macroscópica e análise microfaciológica detalhada de 40 lâminas petrográficas. Cinco microfácies carbonáticas foram identificadas: rudstone oncolítico, rudstone bioclástico, packstone oncolítico, packstone/wackstone peloidal e mudstone com bioelementos planctônicos que sugerem paleoambientes de lâminas d'água relativamente rasas. As microfácies são dominadas por oncoides em quase todas as amostras que ocorrem em associação com microbialitos e estromatolitos. A análise de microscopia eletrônica de varredura de algumas das amostras confirmou a presença de filamentos de cianobactérias, mostrando a influência microbiana nos sedimentos. A microfaciologia, baseada na palinologia, confirmou a deposição em ambiente marinho com características proximais, devido ao predomínio de polens e esporos, associados a raros dinoflagelados. As análises de nanofósseis calcários realizadas, apesar de não serem resultados bioestratigráficos conclusivos, forneceram elementos que reforçaram a interpretação paleoambiental de águas rasas. Uma característica marcante é a presença de glauconita autigênica, preenchendo cavidades esqueletais e substituindo parcialmente oncoides e seus núcleos, principalmente nas fácies de packstone oncolítico. A glauconita ocorre comumente nos estágios iniciais do processo diagenético, e assim evidencia as condições vigentes da época de deposição, mostrando que durante o intervalo estudado as condições eram marinhas, ricas em nutrientes, mas pobres em oxigênio (condições subóxicas) e sob uma taxa de sedimentação predominantemente muito baixa. Os palinomorfos indicaram uma idade aptiana tardia. Juntos, esses dados sugerem que as amostras podem estar inseridas na porção basal da Formação Riachuelo em um trato de

sistemas transgressivo, correspondendo à primeira sequência deposicional da Formação Riachuelo.

Palavras-chave: carbonatos aptianos; microfaciologia; Formação Riachuelo; microbialitos.

## ABSTRACT

The beginning of the drift phase, in the Aptian–Albian transition, marked the development of first marine conditions in the South Atlantic Ocean, characterized by the deposition of evaporites, followed by the development of carbonate platforms. The carbonate rocks of this interval were deposited in a passive margin context as part of the Riachuelo Formation in the Sergipe–Alagoas Basin, northeastern Brazil. Over the last few decades, reports on the microfacies in this sedimentary sequence have indicated restricted marine environments that gradually evolved into transgressive marine conditions. The objective of present study was to analyze the microfacies of the Aptian–Albian interval in the northern portion of Sergipe State, near the city of Pacatuba. The mainly carbonates and shales of two cores were investigated using detailed macroscopic descriptions and microfacies analysis of 40 petrographic thin sections. Five carbonate microfacies were identified: oncolite rudstone, bioclastic rudstone, oncolite packstone, peloidal packstone/wackestone, and mudstone with planktonic bioelements that suggest the paleoenvironments were relatively shallow. The microfacies were dominated by oncolites in almost every sample, which occurred in association with stromatolites. A scanning electron microscope analysis of some of the samples confirmed the presence of cyanobacterial filaments, indicating a microbial influence on the sediments. The biostratigraphy, based on palynology, confirmed deposition in a marine environment with proximal characteristics, with the predominance of pollens and spores associated with rare dinoflagellates. The analysis of calcareous nanofossils that were carried out, despite not being biostratigraphic conclusive results, provided elements that reinforced the shallow waters paleoenvironmental interpretation. A striking feature was the presence of authigenic glauconite, which filled skeletal cavities and partially replaced the oncolites and their nuclei, mostly in the oncolite packstone facies. Glauconite commonly crystallizes in the early stages of the diagenetic process, and so it evidences the conditions prevailing at the time of deposition, for the studied interval, were marine, rich in dissolved nutrients, but poor in oxygen (suboxic conditions), and the sedimentation rate was mostly very low. The palynomorphs observed indicated a late Aptian age. Together, these findings suggest that the samples formed at the basal portion of the Riachuelo Formation in a transgressive systems tract, corresponding to the first depositional stage of the Riachuelo Formation.

Keywords: aptian carbonates; microfaciology; Riachuelo Formation; microbialites.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Carta cronoestratigráfica da Sub-bacia de Sergipe, com destaque a Fm. Riachuelo.....	14
Figura 2 –	Mapa Geológico com localização dos dois poços da pesquisa.....	15
Figura 3 -	Imagem da cava 1, pedreira Mizu Cimentos, e posicionamento do poço PC-01 (0755.417E / 8.847.329N com aproximadamente 41m de profundidade) onde foram feitas as coletas para análises de palinomorfos (porção basal) e nanofósseis calcários (em toda extensão dos dois poços), com espaçamento preferencial de 50 cm para ambas análises (quando possível).....	19
Figura 4 –	Principais constituintes das rochas carbonáticas.....	26
Figura 5 –	Distribuição estratigráfica e mineralogia dominante dos grãos esqueléticos.....	27
Figura 6 –	Classificação de Folk 1959.....	28
Figura 7 –	Classificação de Dunha (1962) para rochas carbonáticas.....	29
Figura 8 –	Classificação de Embry e Klovan (1971) para rochas carbonáticas.....	29
Figura 9 –	Classificação de Terra <i>et al.</i> (2010) para rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras.....	31
Figura 10 –	Processo de aglutinação.....	33
Figura 11 –	Classificação de Rinding (2011a) para microbiais segundo a macrofábrica.....	35
Figura 12 –	Classificação de Rinding (2011a) segundo a microfábrica.....	36
Figura 13 –	Tipos de estromatólitos segundo a classificação de Terra <i>et al.</i> , (2010)....	37

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>11</b>
1.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	15
1.2	OBJETIVOS GERAIS.....	16
1.3	JUSTIFICATIVA.....	16
1.4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	17
<b>2</b>	<b>REVISÃO CONCEITUAL.....</b>	<b>20</b>
2.1	ROCHAS CARBONÁTICAS.....	20
<b>2.1.1</b>	<b>Constituintes Carbonáticos.....</b>	<b>23</b>
<b>2.1.2</b>	<b>Classificação de Rochas Carbonáticas.....</b>	<b>27</b>
<b>2.1.3</b>	<b>Microbialitos.....</b>	<b>32</b>
2.2	FORMAÇÃO RIACHUELO.....	38
<b>3</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>41</b>
3.1	ARTIGO – MICROFACIES ANALYSIS AND PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION OF THE LATE APTIAN-ALBIAN (EARLY CRETACEOUS) CARBONATES OF THE RIACHUELO FORMATION, IN THE SERGIPE SUB- BASIN, NORTHEASTERN BRAZIL.....	41
<b>4</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>61</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>62</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A Bacia de Sergipe-Alagoas está situada no litoral nordeste do Brasil, estando compreendida entre os paralelos 9° e 11°30'S, de forma alongada na direção N45°E, abrangendo parte dos estados de Sergipe e Alagoas, com extensão de 350 km e largura média, em terra, de 35 km. Apresenta uma área total de aproximadamente 44.000 km<sup>2</sup>, sendo 13.000 km<sup>2</sup> na porção emersa e 31.000 km<sup>2</sup> até a cota batimétrica de 3.000 m (ASMUS E PONTE, 1973; FEIJO, 1995; MOHRIAK, 2003; CAMPOS NETO *et al.*, 2007; ANTONIETTO, 2015).

Segundo Souza-Lima *et al.* (2002), os estudos realizados sobre a geologia da Bacia Sergipe-Alagoas são datados da primeira metade do século 19, quando Henderson (1821) publicou notas preliminares sobre a geologia da região. Os primeiros levantamentos geológicos e paleontológicos foram realizados no período de 1865-1866 pelo naturalista canadense Charles Frederick Hartt, que foi um dos participantes da “Expedição Thayer”. Os principais resultados desta expedição foram publicados no clássico trabalho “Geology and Physical Geography of Brazil” (HARTT, 1870).

A criação da PETROBRAS, em 1953, impulsionou os estudos na bacia, resultando em uma grande quantidade de relatórios técnicos internos que passaram a ser gerados pela companhia, com a finalidade de melhorar o conhecimento estratigráfico da bacia e criar ferramentas que auxiliassem a prospecção de petróleo (SOUZA-LIMA *et al.*, 2002)

Entre todas as bacias brasileiras, a Bacia de Sergipe-Alagoas é a que possui o mais completo registro tectono-sedimentar (MENDES, 1994). Além de um vasto acervo de informações de poços, esta bacia possui um grande número de afloramentos, além da existência de muitos testemunhos, ao longo de todo o empilhamento estratigráfico, o que contribui muito para um melhor entendimento de sua evolução. A Bacia Sergipe-Alagoas tem sido alvo de diversos trabalhos e teses, devido a uma grande quantidade de dados adquiridos através de perfurações de poços. Consequentemente, uma série de informações estratigráficas, geoquímicas e paleontológicas foram adquiridas, além de mais de 100.000 km de linhas sísmicas, e levantamentos gravimétricos/magnetométricos. O maior número de estudos realizados na bacia é direcionado aos principais intervalos produtores de óleo e gás, desde a seção Paleozoica até a Terciária, havendo reservas significativas no embasamento fraturado (Proterozoico), no campo de Carmópolis. De acordo com Mendes (1994), os principais sistemas petrolíferos da bacia são registrados na Formação Muribeca (Aptiano), nas Formações Penedo e Barra de Itiúba (Neocomiano-Barremiano) e na Formação Calumbi (Neocretáceo-Terciário).

A Bacia de Sergipe-Alagoas foi inicialmente descrita como uma única bacia por Schaller (1969), posteriormente, a carta estratigráfica foi revisada por Feijó (1995), que individualizou em duas bacias, estabelecendo o limite entre elas no Alto de Japoatã-Penedo. Na última revisão publicada por Campos Neto *et al.* (2007), estas duas bacias, Sergipe e Alagoas, voltam a ser tratadas como uma única bacia sedimentar (Bacia Sergipe-Alagoas), tendo em vista que o Alto de Japoatã-Penedo não caracterizaria um divisor de bacias, pois está restrito apenas à porção emersa e de águas rasas, não se prolongando até o bloco baixo da charneira Eoalagoas, e além de não ocorrer nenhuma feição geológica que justifique um limite de bacias na região de águas profundas. Entretanto, como o preenchimento sedimentar e o estilo tectônico desta bacia varia da porção sergipana para a alagoana, as sub-bacias de Sergipe e Alagoas foram individualizadas em duas cartas estratigráficas. Dessa forma, os vários pesquisadores que estudaram e defenderam como uma única bacia sedimentar ou como bacias individualizadas, concordam no aspecto de que existem diferenças na compartimentação e sedimentação, em relação aos estados de Sergipe e Alagoas. Segundo Feijó e Vieira (1991), a distinção entre o estilo de preenchimento principia pela natureza do embasamento sobre o qual se assentam, onde os sedimentos da porção sergipana se acumularam sobre os metassedimentos do Sistema de Dobramento Sergipano, enquanto o segmento alagoano sobre os granitos e gnaisses do Maciço de Pernambuco-Paraíba. A heterogeneidade reológica, presente nos metassedimentos da Faixa Sergipana, culminou durante a abertura do Rifte Sul-Atlântico, com a individualização da Microplaca Sergipana (LANA, 1990).

A Bacia Sergipe-Alagoas faz parte do conjunto de bacias da margem continental brasileira que se desenvolveram durante a ruptura do mega-contidente Gondwana. Esta bacia compreende um meio-gráben assimétrico, alongado na direção NNE/SSW e dentre todas as bacias brasileiras é a que provavelmente possui o mais completo registro tectono-sedimentar, com relação às demais bacias da margem continental brasileira. A litoestratigrafia da Bacia de Sergipe-Alagoas é composta por seis grupos e 21 formações que abrangem paleoambientes continentais, marinhos restritos e marinhos abertos. Estes são agrupados em cinco estágios de acordo com sua evolução tectono-sedimentar: sinéclise, pré-rift, rift, pós-rift e drifte (SCHALLER, 1969; ASMUS E PONTE, 1973; OJEDA, 1982; CAMPOS NETO *et al.*, 2007; MILANI *et al.*, 2007). O alvo deste trabalho são os sedimentos carbonáticos do início da fase drifte (deriva), correspondentes à Formação Riachuelo (Figura 1). Estes sedimentos fazem parte de uma grande plataforma carbonática que começou a se formar ao longo da costa leste brasileira e na costa ocidental africana durante o Aptiano Tardio e Albiano (CESERO E PONTE, 1997). Segundo Petri (1987) essa plataforma de carbonatos foi protegida por barreiras

de algas, e o desenvolvimento dessas barreiras pode ter sido favorecido por um clima árido. Na Bacia de Sergipe-Alagoas esta sedimentação carbonática pode ser vista especialmente nas formações Riachuelo e Cotinguiba (CAINELLI *et al.*, 1987; FEIJÓ, 1995). Estas duas formações constituem o denominado Grupo Sergipe (FEIJÓ, 1980; MENDES, 1994; CAMPOS NETO *et al.*, 2007).

As rochas da Formação Riachuelo evidenciam deposição em um ambiente marinho raso, representados principalmente por bancos carbonáticos oncolítico/oolíticos associados à construções algálicas e sedimentos pelíticos com características lagunares (SCHALLER, 1969; FEIJÓ, 1995; CAMPOS NETO *et al.*, 2007). Esses litotipos ocorrem em todas as bacias da margem leste brasileira, mas só aflora na Sub-bacia de Sergipe e, dessa forma, tornam-se um excelente modelo análogo.

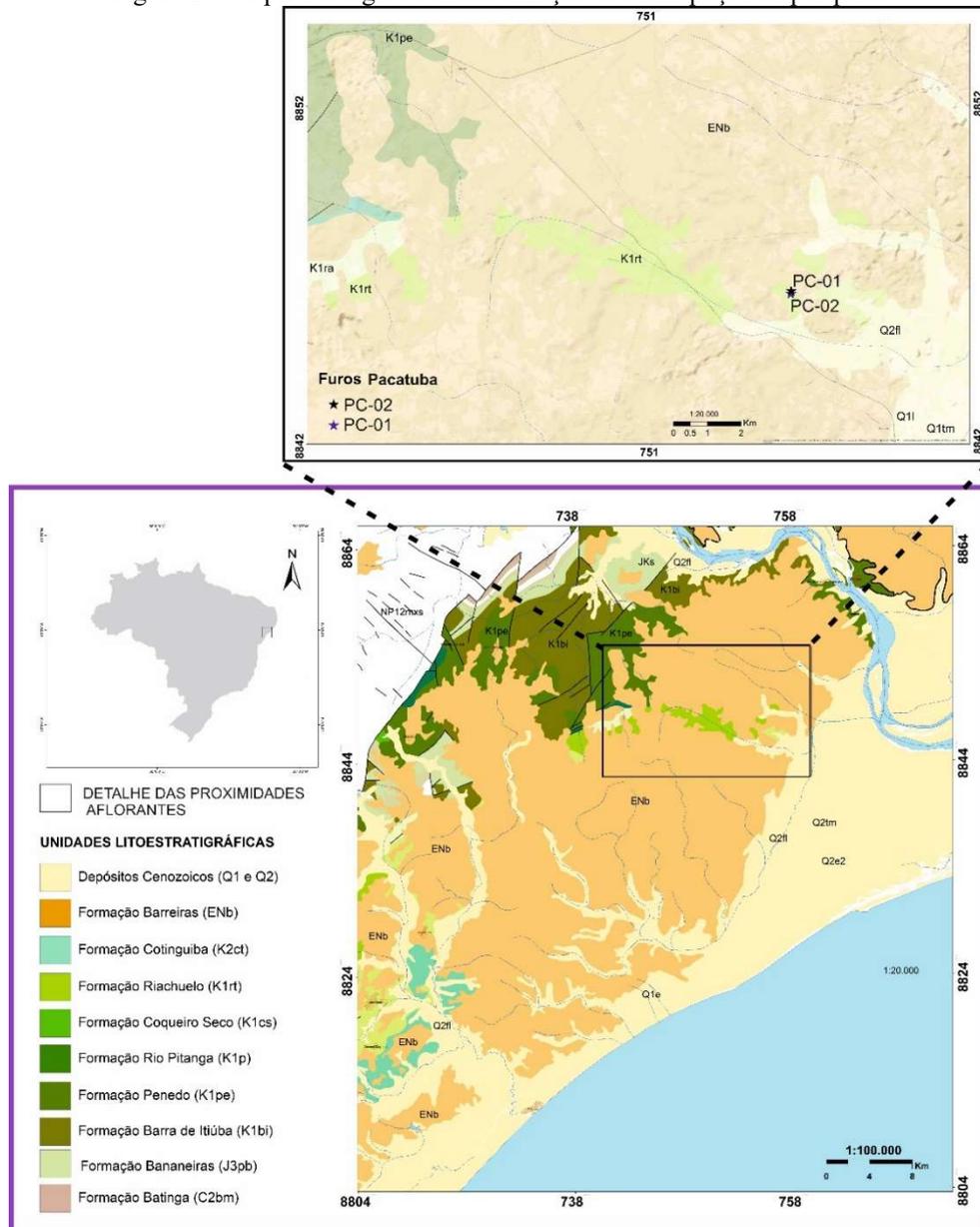
Apesar de não constituir um importante intervalo estratigráfico, do ponto de vista de armazenamento de hidrocarbonetos, a Formação Riachuelo, por estar exposta, permite que se desenvolvam estudos de gênese e evolução de reservatórios carbonáticos, aplicáveis à intervalos carbonáticos similares em outras bacias da margem leste brasileira. Além deste aspecto, puramente científico, tais estudos também tendem a contribuir com a intensa pesquisa exploratória da indústria de óleo e gás na plataforma brasileira, sejam os alvos *onshore* ou *offshore*.



## 1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Este estudo se concentrou na área da Pedreira Mizu, no Estado de Sergipe, na região de Pacatuba. Sendo o foco da pesquisa dois furos de sondagens localizados na cava 1 da pedreira (Inhumas): poço PC-01 (coords.: 0755.417E / 8.847.329N) com aproximadamente 41 m e poço PC-02 (cords.:755.429E / 8.847.413N ) que atingiu 24 m (Figura 2). Estes dois poços foram selecionados próximos um do outro, mas abrangendo profundidades diferentes, com o propósito de elaborar uma seção composta, e dessa forma obter um maior intervalo deposicional a ser analisado.

Figura 2 – Mapa Geológico com localização dos dois poços da pesquisa.



Fonte: A Autora (2023).

\*elaborado a partir da base de dados da CPRM.

## 1.2 OBJETIVOS GERAIS

Ampliar o conhecimento da arquitetura deposicional e propriedades texturais, formulando um modelo de evolução deposicional, e qualidade dos reservatórios carbonáticos do intervalo Neo-Aptiano – Albiano, da Sub-bacia Sergipe.

### *Objetivos específicos:*

- a) descrever dois testemunhos de sondagens (PC-01 e PC-02), mediante a análise das características macroscópicas seguida do estudo microfaciológico, visando uma análise do modelo paleoambiental;
- b) caracterizar as microfácies através de petrografia de luz transmitida e MEV;
- c) estabelecer relações entre as fácies e microfácies nos sistemas carbonáticos mistos na porção norte de Sergipe;
- d) caracterizar os estilos e ambiente deposicional nos depósitos carbonáticos, no início da fase drifte.

## 1.3 JUSTIFICATIVA

Os principais reservatórios de óleo e gás são constituídos por arenitos e os carbonatos, depositados em ambientes de alta energia ou de construção biogênica (recifais). Aliado a esses litotipos é importante destacar os sistemas de fraturas de deformação tectônica, que pode conferir as rochas reservatórios, porosidade e elevada permeabilidade. Na Formação Riachuelo são conhecidos importantes sistemas de fraturas que qualifica esta unidade a um estudo mais aprofundado que poderá contribuir para importantes modelos e análogos de reservatórios.

A Formação Riachuelo foi objeto de estudo em diversos trabalhos como os de Mendes (1994), Rangel (2002), Falcone (2006), Erthal (2006), Diaz (2011), Pereira (2013), Turbay *et al.* (2013), Santos (2015), Dantas (2016), Luft-Souza *et al.* (2022, 2023) entre outros, com diversos tipos de abordagens no aspecto sedimentológico, petrográfico, proveniência, paleoambiental e estratigráfico em poços e/ou pedreiras, sempre mais localizados nas proximidades das cidades de Riachuelo e Maruim, onde há uma maior concentração de áreas aflorantes. Buscando contribuir com novos dados, esta pesquisa será direcionada a porção Norte do Estado de Sergipe, nas proximidades da cidade de Pacatuba, onde existe uma pequena porção aflorante da Formação Riachuelo, na qual funciona atualmente a pedreira da Fábrica Mizu. Foram utilizados testemunhos de furos de sondagens, a fim de se observar, de forma mais detalhada, o comportamento deste intervalo carbonático, abordando um conjunto de aspectos

sedimentológicos, petrográficos e paleoambientais, associados à estratigrafia de sequências. As rochas contidas no intervalo Neo-Aptiano-Albiano, constituídas principalmente por carbonatos e folhelhos marinhos rasos, sobre influência de marés, ainda são pouco estudados nesta região.

Dessa forma, justifica-se um estudo mais amplo desse intervalo carbonático, abrangendo sua arquitetura e sistemas deposicionais, bem como características faciológicas, para entendimento dos modelos de reservatórios carbonáticos.

Este trabalho irá contribuir com novos dados para conhecimento da porção norte de Sergipe, pois existem poucas áreas aflorantes da Formação Riachuelo (Figura 2). Através desta pesquisa, foi possível compreender a sequência deposicional do intervalo estudado, nos furos de sondagens, e uma interpretação do seu posicionamento estratigráfico. Dessa forma, houve um maior entendimento dos processos deposicionais desta sucessão carbonática, com uma análise do possível posicionamento estratigráfico, com auxílio da bioestratigrafia, baseada em palinomorfos e nanofósseis.

#### 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo desenvolveu-se em seis etapas:

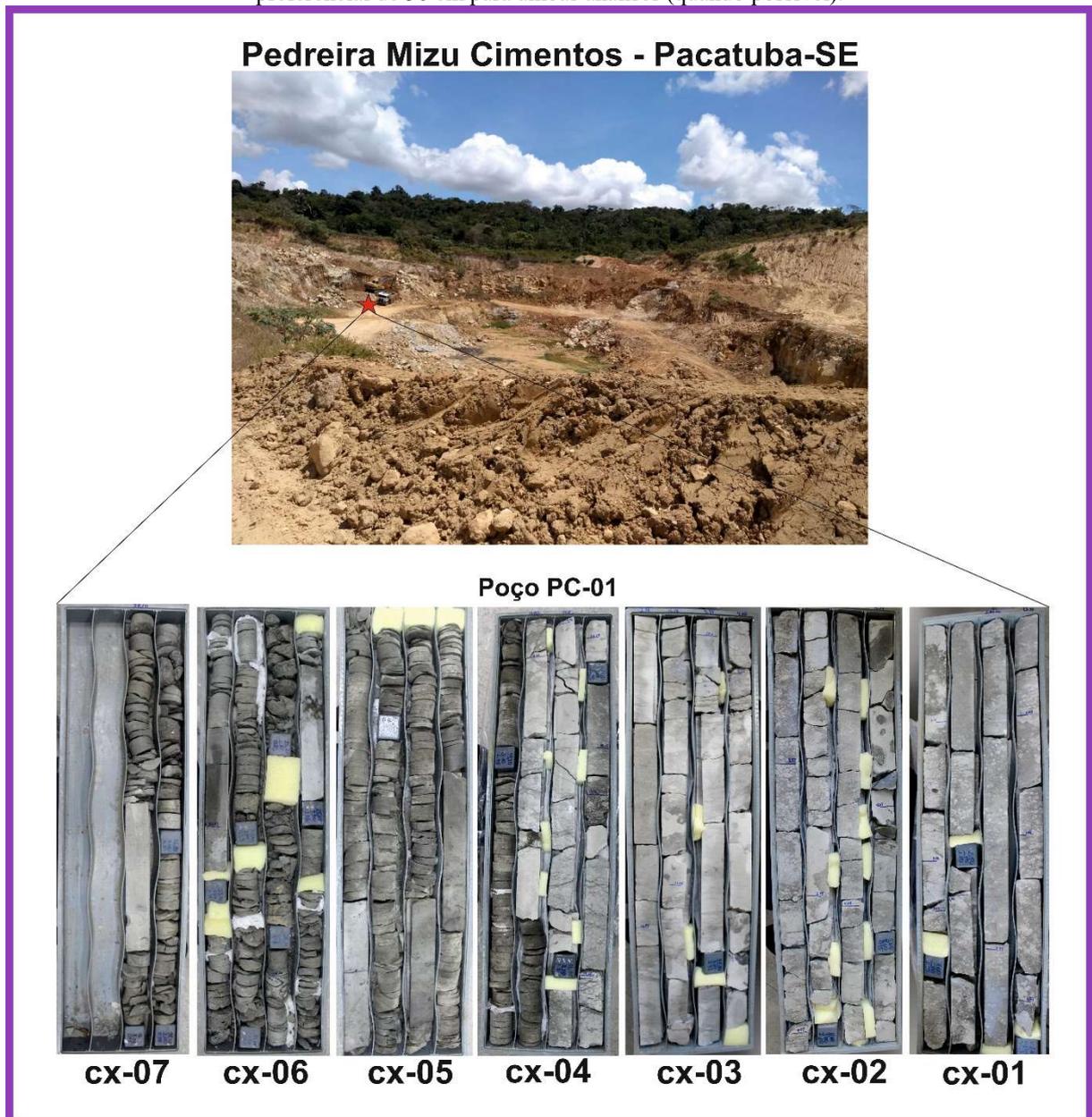
- a) **levantamento bibliográfico** de dados publicados na área;
- b) **visita à pedreira da fábrica Cimentos Mizu** e seleção de dois testemunhos de sondagem (Figura 3);
- c) **descrição macroscópica** das características visíveis, estruturas e bioclastos dos testemunhos;
- d) **preparação e análise petrográfica** (40 lâminas petrográficas) efetuada no Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental localizado no Instituto de Pesquisa em Petróleo e Energia (LAGESE/Litpeg) – Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), onde as lâminas petrográficas foram descritas microscopicamente, componentes, feições e estruturas registradas, com destaque para textura, morfologia, tipo de grão, conteúdo fóssil, cimento e feições diagenéticas, entre outras características. As descrições das amostras (campo e laboratório) foram baseadas nas classificações básicas para rochas carbonáticas de Dunham (1962), Folk (1962), Embry e Klovan (1971) e Terra *et al.* (2010). Algumas lâminas delgadas foram selecionadas para exame mais detalhado de prováveis feições microbianas com auxílio de um microscópio eletrônico de varredura – MEV (Modelo de bancada Phenom XL);
- e) **preparação e análises de microfósseis** (palinofórmos e nanofósseis calcários): a **análise palinológica** foi utilizada para obter informações paleoambientais e bioestratigráficas,

uma vez que foi uma ferramenta aplicada em estudos anteriores de carbonatos nesta bacia com bons resultados (CARVALHO, 2001; CARVALHO *et al.*, 2016, 2017). Para a análise de palinomorfos foram coletadas 17 amostras no intervalo pelítico, na base do Poço PC-01 (composto por intercalações de folhelhos e mudstones) que foram preparadas no Laboratório de Micropaleontologia Aplicada da UFPE, onde estão depositadas. Para preparar as lâminas palinológicas, foi utilizado o procedimento padrão descrito em Uesugui (1979) e Wood *et al.* (1996) em que as amostras são submetidas a processamento físico e químico, que consiste basicamente em desagregar a rocha e atacá-la com ácidos clorídrico e fluorídrico, com o objetivo de eliminar o conteúdo mineralógico e liberar a matéria orgânica para que os palinomorfos possam ser concentrados no resíduo final. O processamento de lâminas palinológicas também envolve uma etapa em que as amostras são submetidas a um processo de oxidação controlada com ácido nítrico. Segundo Tyson (1995), esse procedimento resulta na perda parcial de matéria orgânica indesejada, principalmente matéria amorfa, a fim de facilitar a observação e identificação de microfósseis. As lâminas foram analisadas usando luz transmitida usando um microscópio Zeiss Axio Imager A.2. Foram utilizadas ampliações de 20, 40 e 100x. Uma câmera Axiocam 503 foi utilizada para as fotomicrografias. Os palinomorfos foram identificados com base nos estudos de Lima (1978), Regali *et al.* (1974b), Regali (1989), Dino (1992), Ferreira *et al.* (2016; 2020). No que diz respeito à análise palinoestratigráfica, foram utilizados como referências os quadros biocronoestratigráficos apresentados em Regali *et al.* (1974a), Regali (1989), Regali e Santos (1999), Ferreira *et al.* (2020). O procedimento de contagem adotado baseou-se na contagem parcial dos palinomorfos presentes em cada amostra considerando os primeiros 200 grãos observados, descartando-se aqueles que não foram identificados. Ressalta-se, porém, que as amostras não atingiram essa quantidade. A **análise de nanofósseis calcários** consistiu em 63 amostras do Poço PC-01 e 33 amostras do Poço PC-02 que foram preparadas seguindo o método de suspensão dupla detalhado por Watkins e Bergen (2003), Blair e Watkins (2009). As lâminas foram examinadas em microscópio Zeiss Axio Imager.A2, com aumento de 1000×, no Instituto Tecnológico de Paleoceanografia e Mudanças Climáticas – itt Oceaneon da Universidade Unisinos. Para a análise quantitativa, cada lâmina foi escaneada aleatoriamente até serem contadas 456 amostras; este número garante estimativas precisas de abundância no intervalo de confiança de 95% (CHANG, 1967). A bioestratigrafia por nanofósseis calcários também foi selecionada devido à sua precisão como ferramenta de datação para ambientes marinhos;

f) **integração e interpretação** dos dados paleoambientais e bioestratigráficos, determinando as idades e ambientes deposicionais do intervalo estudado da Formação Riachuelo, e seu paleoambiente na área de pesquisa.

Os resultados desta pesquisa de mestrado foram redigidos em formato de artigo científico que foi publicado na revista *Journal of South American Earth Sciences*.

Figura 3 – Imagem da cava 1, pedreira Mizu Cimentos, e posicionamento do poço PC-01 (0755.417E / 8.847.329N com aproximadamente 41m de profundidade) onde foram feitas as coletas para análises de palinórfos (porção basal) e nanofósseis calcários (em toda extensão dos dois poços), com espaçamento preferencial de 50 cm para ambas análises (quando possível).



Fonte: A Autora (2023).

## 2 REVISÃO CONCEITUAL

### 2.1 ROCHAS CARBONÁTICAS

As rochas carbonáticas correspondem apenas a 20% de toda a cobertura sedimentar terrestre, no entanto, detêm 60% das reservas de hidrocarbonetos mundiais. O seu valor econômico não se restringe apenas a hidrocarbonetos, constituem ainda importantes jazidas de zinco e chumbo e são intensivamente usadas na indústria da construção civil (TUCKER, 2006).

Flugüel (2004) fez uso da frase de Noel James (1979) que diz: “*Carbonates are born, not made*” (Os carbonatos nascem, não são feitos) destacando assim o tema principal da sedimentação carbonática e as diferenças entre sedimentos carbonáticos e siliciclásticos, explicando que essas rochas são originárias de grãos esqueléticos ou precipitados do próprio ambiente deposicional através de seres vivos capazes de produzi-los, o que é totalmente diferente dos grãos siliciclásticos que são originados da desagregação de rochas pré-existentes, transportados e depositados nos ambientes (JAMES E KENDAL, 1992; FLUGÜEL, 2004).

Os carbonatos são rochas sedimentares, de origem clástica, química ou bioquímica, sendo formados basicamente pelo íon carbonato ( $\text{CO}_3^-$ ) ligados aos íons de Ca, Fe ou Mg. Seus minerais mais comuns são a calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), dolomita ( $\text{CaMg}$ ) e aragonita ( $\text{CaCO}_3$ ), além de minerais secundários como anidrita, siderita, quartzo, argilo-minerais, pirita, óxidos e sulfatos (AHR *et.al.*, 2005). Estas rochas são depositadas naturalmente em ambientes marinhos ou continentais, ocorrendo basicamente como resultado de processos químicos ou bioquímicos em águas claras, quentes e rasas, podendo também se formar pela erosão ou lixiviação e posterior transporte do material carbonático de zonas de dissolução a zonas de precipitação, que leva à sedimentação destas rochas em camadas paralelas e horizontais (WILSON, 1975; ACOCELLA E TURRINI, 2010).

Wilson (1975) relatou que em sedimentos atuais existe uma nítida correlação entre a deposição carbonática e o cinturão equatorial, com os carbonatos neríticos aparecendo a norte e sul do Equador, entre as latitudes + 30° e - 30°.

No presente, os mares tropicais estão saturados em relação ao  $\text{CaCO}_3$ , de maneira que qualquer processo que retire o  $\text{CO}_2$  da água normal do mar ( $\text{pH} = 8,4$ ) tende a trocar o íon bicarbonato por carbonato, propiciando a precipitação de carbonatos. Para Wilson (1975) pelo menos oito mecanismos podem ser efetivos neste processo:

- a) aumento de temperatura;
- b) intensa evaporação;

- c) influxo de água supersaturada para áreas onde catalisadores de  $\text{CaCO}_3$  estão presentes;
- d) ressurgência marinha de áreas de alta pressão para áreas de baixa pressão;
- e) mistura de água com alto teor de  $\text{CO}_3$  e baixo teor de Ca com água do mar;
- f) processos orgânicos em fluidos de compactação;
- g) decomposição bacteriana produzindo amônia, elevando o pH e aumentando a concentração de carbonato;
- h) remoção de  $\text{CO}_2$  pela fotossíntese.

Os sistemas deposicionais carbonáticos podem ocorrer em um variado conjunto de ambientes, desde rios e lagos a fontes hidrotermais, ambientes cársticos e plataformas marinhas. Estes últimos formam os principais depósitos carbonáticos encontrados nos registros geológicos. Nas bacias costeiras brasileiras, sobretudo no Cretáceo, ocorrem espessos pacotes carbonáticos preservando informações essenciais para o entendimento da evolução da abertura do Atlântico Sul (SCHOBENHAUS E BRITO NEVES, 2003).

A arquitetura das sequências carbonáticas é controlada principalmente pelas feições estruturais e pelas mudanças relativas do nível do mar. A organização das fácies geralmente é em função da profundidade da água, largura da plataforma, posição em relação aos ventos predominantes, fatores hidrodinâmicos, tempestades e clima (TUCKER, 1991). Os organismos produtores e formadores de carbonatos variam ao longo do tempo geológico, influenciando a morfologia destas plataformas. Entre os fatores controladores da deposição carbonática citam-se a limpidez da água e o nível de entrada de sedimentos siliciclásticos, a temperatura, a quantidade de nutrientes além da salinidade, e profundidade (TUCKER, 1991; SCHLAGER, 2005).

A baixa taxa de aporte de material siliciclástico está diretamente relacionada à acumulação de sedimentos carbonáticos, principalmente os de fração argilosa, no sítio de deposição (EINSELE, 1992), pois estes sedimentos, sobretudo se forem constituídos por frações mais finas, geram turbidez nas águas o que afeta a penetração de luz no corpo aquoso e, por conseguinte influencia o desenvolvimento de organismos foto-autotróficos.

Dessa forma, a luz é essencial para a sobrevivência e desenvolvimento de organismos secretores de carbonato que realizam fotossíntese (fotoautotróficos), e para organismos heterotróficos que vivem em simbiose com estes organismos (SCHLAGER, 2005). Esses organismos possuem um maior desenvolvimento em águas rasas, na parte superior da zona fótica, e esse desenvolvimento decresce drasticamente com a diminuição da penetração de luz,

até à base da zona fótica, logo a produção carbonática ocorre predominantemente na parte superior da zona fótica (SCHLAGER, 2005).

Outro grande fator controlador da produção de carbonato é a temperatura que também está associada ao desenvolvimento de organismos. Geralmente, águas quentes são melhores, mas cada organismo possui um limite máximo de temperatura para o qual consegue secretar o carbonato de cálcio. A temperatura é especialmente importante para o zoneamento global de depósitos carbonáticos por latitude, pois atualmente os limites de ocorrência de carbonatos em águas tropicais e águas frias é controlada pelas temperaturas de inverno, em vez da radiação solar (SCHLAGER, 2005).

A presença de alta quantidade de nutrientes é desfavorável à precipitação e formação de sistemas carbonáticos. Isto porque os principais organismos secretores de carbonato de cálcio são organismos fotoautotróficos, que produzem os seus nutrientes através da luz solar e estão adaptados à vida em desertos submarinos. Além desse fato, a alta quantidade de nutrientes oferece condições para a proliferação de organismos de tecidos moles que suplantam a presença de organismos fotoautotróficos (SCHLAGER, 2005).

A fotossíntese, processo realizado pelo metabolismo do fitoplâncton, especialmente quando atuando em águas rasas e quentes, pode ser de capital importância. Estudos bioquímicos indicam que aminoácidos orgânicos capazes de precipitar  $\text{CaCO}_3$  cobrem quase todas as partículas no mar (MITTERER, 1971), o que resulta em um grande controle da profundidade na taxa de produção dos carbonatos.

De tal modo a maioria dos organismos que contribuem para a geração de calcários biogênicos associam-se a ambientes de água morna e límpida, salinidade normal, baixa profundidade e baixo fluxo de siliciclásticos. Devido às restrições ecológicas para a precipitação das rochas carbonáticas elas são ferramentas importantes para estudos paleoclimáticos, paleoambientais e paleogeográficos (TUCKER, 1991).

O termo microfácies corresponde a um conjunto particular de dados sedimentológicos e paleontológicos, identificados a partir de análises composicionais e texturais que podem ser descritos em seções delgadas (TUCKER, 1991; FLÜGEL, 2010). A importância do estudo das microfácies carbonáticas está atrelada ao fato destas análises refletirem diretamente na interpretação do tipo de paleoambiente em que as rochas foram originadas, a profundidade da deposição, o padrão de fácies, alteração do nível do mar, mudanças ambientais, biodiversidade, dentre outros diversos fatores (FLÜGEL, 2010).

### 2.1.1 Constituintes Carbonáticos

O reconhecimento dos principais constituintes de uma rocha é um elemento fundamental para se estabelecer algum tipo de classificação. Para as rochas carbonáticas é indispensável à identificação da presença da matriz, cimento e grãos, bem como a definição do tipo de suporte, ou seja, arcabouço-matriz-suportado ou grão-suportado, além dos principais tipos de grãos formadores (TERRA *et al.*, 2010).

#### a) Matriz:

A matriz microcristalina, também denominada lama carbonática ou micrita, é um dos constituintes mais comuns e abundantes nas rochas carbonáticas. Uma das definições tradicionais de matriz ou lama carbonática considera todo material carbonático constituído de cristais menores que 4  $\mu\text{m}$ . Atualmente, todo material menor que 62 $\mu\text{m}$ , que corresponde ao tamanho silte, é tratado como matriz (WRIGHT, 1992; TERRA *et al.*, 2010). A origem da matriz carbonática é um dos assuntos mais polêmicos da sedimentologia. Na literatura, são registrados ciclicamente mecanismos que propõem explicar a origem da lama inorgânica e organicamente.

Podem ser listados os seguintes mecanismos principais para a origem da lama carbonática: abrasão mecânica e abrasão biológica; desintegração de organismos calcários frágeis (e.g. algas verdes e vermelhas); bioacumulação de microrganismos e intervenção de organismos na precipitação bioquímica (LOWENSTAM, 1955; STOCKMAN *et al.*, 1967; NILSEN E GINSBURG, 1986; TERRA *et al.*, 2010).

#### b) Cimento:

Outro constituinte muito importante e frequentemente encontrado nas rochas carbonáticas é o cimento que é um material cristalino precipitado quimicamente nos poros da rocha. A cimentação ocorre quando os fluidos existentes nos poros da rocha estão supersaturados com a fase cimentante, havendo assim a precipitação desses componentes. Os minerais carbonáticos mais importantes que cimentam são a aragonita, a calcita magnesiana, a calcita de baixo teor de magnésio e a dolomita (FLÜGEL, 2010; TERRA *et al.*, 2010).

O cimento apresenta granulação maior que 10  $\mu\text{m}$  e é composto principalmente por calcita espática. Pode ser caracterizado por possuir aspecto claro, com contatos entre cristais bem definidos, dentre outras características (FLÜGEL, 2010). Segundo o mesmo autor a precipitação de cimento carbonático pode ocorrer precocemente, durante o soterramento e eventualmente pode ser favorecida por ambientes com temperatura e pH elevados.

### c) Grãos Aloquímicos:

A principal origem dos grãos carbonáticos tamanho areia e cascalho é pela quebra de bioclastos (carapaças e esqueletos calcários). Os grãos que compõe o arcabouço carbonático foram denominados por Folk (1959) como aloquímicos e classificados pelo mesmo em seis tipos principais: oólitos, oncólitos, pelóides, intraclastos, bioclastos e agregados. No trabalho de Terra *et al.* (2010) foi adicionado os esferulitos pois apesar de serem partículas *in situ*, podem ser retrabalhados (Figura 4).

Oólitos também designados por “ooides”, são grãos carbonáticos de forma esférica ou subesférica, compostos por lamelas concêntricas circundando um núcleo normalmente constituído por um grão de quartzo, um pelóide, um fragmento esquelético ou o pedaço quebrado de outro oolito (BATHURST, 1971). Estas partículas envelopadas são originadas por acreção físico-química em torno de um núcleo, constituídos por cristais aciculares com os seus eixos maiores dispostos tangencialmente (concêntrico tangencial) ou radialmente (concêntrico radial) à superfície do grão. Os oólitos possuem, em geral, tamanho areia, variando normalmente entre 0,2 mm e 1,0 mm, mas em alguns casos raros podem ultrapassar os 2,0 mm (TERRA *et al.*, 2010).

Oncólitos ou oncoides são grãos de natureza organo-sedimentar formados a partir de atividade metabólica de cianobactérias, constituindo camadas irregulares em torno de um núcleo e são considerados por muitos autores como estromatólitos esféricos (LOGAN *et al.*, 1964; RIDING, 2000; TERRA *et al.*, 2010). Os oncólitos caracterizam-se por possuírem envelopes descontínuos geralmente pouco nítidos, frequentemente com sedimento interno preso entre os envelopes e possuem forma subesférica a subelíptica com tamanhos variados. Quando as lamelas dos oncoides são regularmente concêntricas, elas indicam movimentação por ação de correntes (DELLA PORTA E WRIGHT, 2009). Porém quando ocorrem oncoides de laminação irregular e com grandes dimensões (maiores que 5,0 mm), associados com pelóides e matriz micrítica, são representativos de deposição em ambientes de baixa energia, em posições protegidas (TERRA *et al.*, 2010).

Pelóides são definidos como grãos carbonáticos micríticos de forma irregular (esférica, subesférica, elipsoidal ou até angulares) sem estrutura interna, podendo até ser grãos aloquímicos micritizados de origem desconhecida, clastos de lama ou, fragmentos de bioclastos naturalmente arredondados ainda reconhecíveis (FOLK, 1962; BOGGS, 1992; TERRA *et al.*, 2010). São compostos por carbonato de cálcio criptocristalino e suas dimensões são variáveis, mas com predomínio na faixa entre 0,1 a 0,5 mm (FOLK, 1959; FOLK, 1962; TUCKER, 1991; FLÜGEL, 2010; TERRA *et al.* 2010). Os pelóides fecais são gerados por diversos organismos

que ingerem lama carbonática ao se alimentar de sedimentos ricos em matéria orgânica (FOLK, 1974). Tanto em sedimentos carbonáticos recentes quanto em antigos, pelóides alongados ou elipsoidais são geralmente de origem fecal (BATHURST, 1971; TERRA *et al.* 2010). Ocorrem especialmente em ambientes calmos e protegidos (SCHOLLE, 2003).

Os esferulitos, segundo Terra *et al.* (2010), são partículas de forma esférica ou subesférica de contornos lisos ou lobados com tamanhos comumente inferiores a 2 mm. Não apresentam núcleos e sua estrutura interna é variada, desde estrutura radiadas a vacuoladas. São considerados originalmente como partículas *in situ* e podem ocorrer de forma isolada ou amalgamada e que posteriormente podem sofrer retrabalhamento.

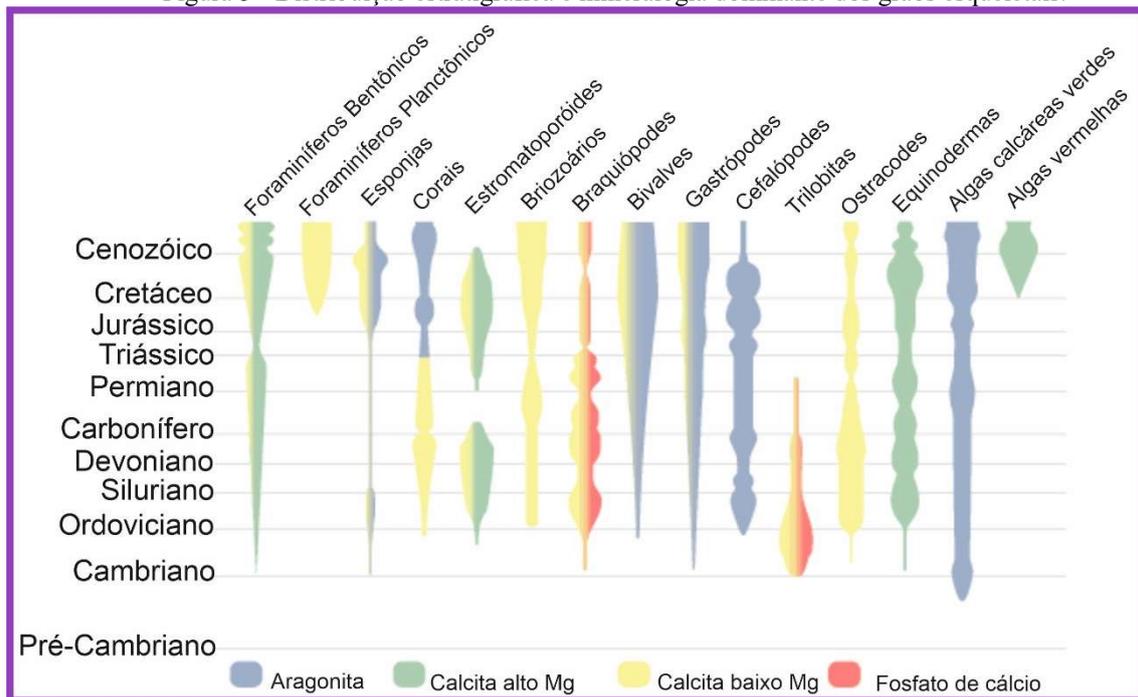
Intraclastos são fragmentos de rochas carbonáticas, com fração granulométrica entre areia fina e matacão, que foram erodidos e incorporados a um novo sedimento carbonático, no interior da bacia de deposição (FOLK, 1959, ADAMS E MACKENZIE, 1998). Esta designação infere que o sedimento deve ter sido necessariamente retrabalhado e redepositado no interior da bacia de original deposição (FOLK, 1962). Terra *et al.* (2010) definiram os intraclastos como fragmentos penecontemporâneos de sedimentos carbonáticos, parcialmente litificados, que são erodidos e redepositados como um novo sedimento, podendo ser de fragmentos de lama parcialmente consolidada ou de areia carbonática parcialmente litificada. O reconhecimento da composição dos intraclastos em uma rocha carbonática pode ser muito importante para as reconstituições paleoambientais. Os agregados consistem de duas ou mais partículas carbonáticas aglutinadas *in situ* por micrita, cimento microcristalino, ou matéria orgânica (TUCKER, 1991). Nos estudos petrográficos a distinção entre grãos agregados e intraclastos se torna por vezes difícil, não possuindo um sentido prático.

Já os bioclastos são os principais constituintes das rochas carbonáticas e englobam todos os fósseis de estruturas calcárias de organismos ou os fragmentos destas estruturas (WRIGHT E BURCHETTE, 1998; TERRA *et al.*, 2010). Estes fragmentos podem ser ocasionados por ação mecânica ou por agentes orgânicos (WILSON, 1975). Entre os principais organismos que formam os bioclastos estão as algas calcárias, foraminíferos, equinodermos, moluscos, ostracodes e corais (HOROWITZ E POTTER, 1971). A evolução de organismos produtores de carbonato e as suas associações faunísticas ao longo da história da Terra influenciaram sobremaneira a formação de rochas carbonáticas (Figura 5). Organismos produzem, além de uma grande variedade de partículas esqueléticas de tamanhos e formas diferentes, mas também minerais carbonáticos de diferentes composições e estabilidades termodinâmicas (EINSELE, 1992) que são facilmente alterados por diagênese precoce.

Figura 4 - Principais constituintes das rochas carbonáticas.



Figura 5 - Distribuição estratigráfica e mineralogia dominante dos grãos esqueletais.



### 2.1.2 Classificação de Rochas Carbonáticas

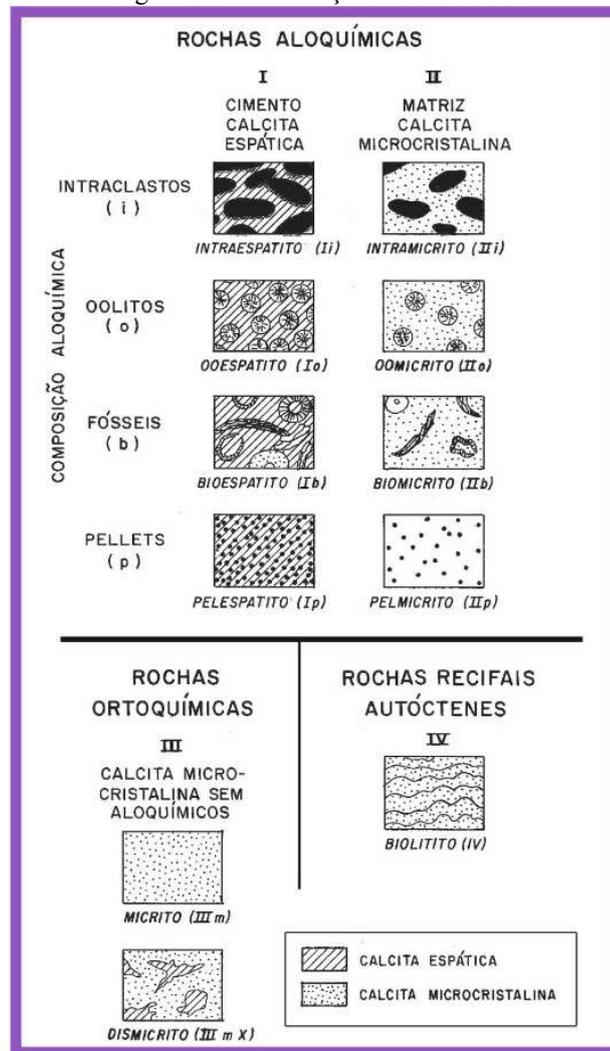
Em 1961, ocorreu em Denver, Estados Unidos, um simpósio denominado Classificação de Rochas Carbonáticas, patrocinado pela AAPG (*American Association of Petroleum Geologists*) e SEPM (*Society for Sedimentary Geology*). O intuito deste evento foi criar uma classificação unificada para denominar as rochas carbonáticas. Os trabalhos apresentados neste simpósio foram publicados no ano seguinte, em 1962, no primeiro *Memoir* da AAPG, denominado "*Classification of Carbonate Rocks*", editado por William E. Ham (TERRA *et al.*, 2010).

Das diversas classificações propostas nesse simpósio, as de Dunham e Folk se tornaram extremamente populares no meio geológico, sendo consideradas, hoje, clássicos da geologia sedimentar de carbonatos (TERRA *et al.*, 2010).

A classificação de Folk (1959, 1962) (Figura 6) é baseada essencialmente nos componentes da rocha carbonática, ou seja, grãos aloquímicos, matriz e cimento. Quatro grupos básicos são identificados: carbonatos onde os grãos aloquímicos estão cimentados por calcita espática, carbonatos com os grãos aloquímicos em matriz micrítica, carbonatos sem aloquímicos e estruturas orgânicas desenvolvidas *in situ*, denominados biolitos. Os dois primeiros grupos formam as rochas aloquímicas, no terceiro compreendem as rochas ortoquímicas; os biolitos abrangem construções recifais e outros tipos de bioconstruções

autóctones. Os grãos aloquímicos podem ser intraclastos, oólitos, bioclastos ou peletes (TUCKER, 1991).

Figura 6 - Classificação de Folk 1959.



Fonte: Terra *et al.* (2010, p. 11).

A classificação de Dunham (1962) (Figura 7) tem sido a mais usada pela indústria do petróleo por ser mais apropriada ao trabalho de descrição, principalmente de amostras obtidas durante as perfurações de poços. Ela fundamenta-se principalmente na textura deposicional dos sedimentos carbonáticos. Nesta classificação, Dunham define um grupo de carbonatos com lama (sustentados ou não por grãos), um grupo sem lama, sustentado por grãos, um grupo formado por estruturas orgânicas e um grupo de rochas formadas exclusivamente por cristais (calcita e/ou dolomita).

Figura 7 - Classificação de Dunham (1962) para rochas carbonáticas.

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					Textura deposicional não-reconhecível
Componentes originais não-ligados durante a deposição				Componentes originais ligados durante a deposição	
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		
Suportado pela matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline

Fonte: Terra *et al.* (2010, p. 11).

Em razão da grande diversidade de feições observadas em bioconstruções de recifes devonianos do Canadá, Embry e Klovan (1971) ampliaram a classificação de Dunham (1962). Para tanto, eliminaram a categoria de *boundstone* e criaram cinco novas categorias: *floatstone*, *rudstone*, *bafflestone*, *bindstone* e *framestone*. Esta classificação (Figura 8) tem sido mais utilizada, no meio científico, em áreas onde ocorre presença de bioconstruções carbonáticas.

Figura 8 - Classificação de Embry e Klovan (1971) para rochas carbonáticas.

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição >10% grãos >2 mm		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm	Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos	O arcabouço é grão-suportado com matriz							
Mudstone	Wackestone	Packstone			Grainstone	Crystalline	Floatstone	Rudstone	Bafflestone

Fonte: Terra *et al.* (2010, p.11).

As impressionantes descobertas de petróleo em rochas carbonáticas na denominada seção Pré-Sal e também em carbonatos albianos na margem continental brasileira criaram a necessidade do desenvolvimento de uma classificação que melhor denominasse essas ocorrências (TERRA *et al.*, 2010). Assim foi proposto uma nova classificação por Terra *et al.* (Figura 9), usando como base as classificações clássicas de carbonatos já existentes,

empregando os termos mais adequados e consagrados de cada uma delas e com aspecto mais descritivo possível, sempre respeitando o aspecto genético das rochas carbonáticas e levando em consideração as necessidades particulares das ocorrências brasileiras, especialmente das bacias com prospecção petrolífera.

Figura 9 - Classificação de Terra *et al.* (2010) para rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras

BR									
Classificação de Rochas Carbonáticas Aplicável às Bacias Sedimentares Brasileiras									
	NOMENCLATURA PRINCIPAL	TEXTURA	DEFINIÇÃO	NOMENCLATURA COMPLEMENTAR	REFERÊNCIA OU MODIFICADO DE	TERMOS CORRELATOS	TEXTURAS MODIFICADORAS	TAMANHO MÉDIO DOS ELEMENTOS EM CORTE VERTICAL E EMPACOTAMENTO	FORMA EXTERNA (escala de testemunhos)
Elementos não ligados durante a formação	MUDSTONE		Rocha suportada pela matriz com <b>menos</b> de 10% de grãos (tamanho areia ou maior).	COM ( Caso ocorram grãos) oolitos, oncolitos, pelóides, pelóides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos ou <b>CALCULITO A BIRDSEYES</b> = rocha suportada pela matriz com porosidade fenestral ou lentes de calcita espática.	Dunham (1962)	Calcilito, Dismicrito, mudstone a birdseyes.			
	WACKESTONE		Rocha suportada pela matriz com <b>mais</b> de 10% de grãos (tamanho areia ou maior).	COM (para os grãos) - oolitos, oncolitos, pelóides, pelóides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos.	Dunham (1962)				
	PACKSTONE		Rocha suportada pelos grãos com matriz.	*+ (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esferulítico; com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito.	Dunham (1962)	Calcarenito, oomicrito, biomicrito, pelmicrito, intramicrito			
	GRAINSTONE		Rocha suportada pelos grãos, sem matriz (< 5% de matriz).	*+ (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esferulítico; com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito.	Dunham (1962)	Calcarenito, coespátio, bioespátio, pelespatito, intraespátio	C/ feições de exposição; Com feições pedogenéticas;		
	FLOATSTONE		Rocha suportada pela matriz com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm.	COM (para os grãos) - oolitos, oncolitos, pelóides, pelóides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos. Com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito.	Embry&Klowan (1971)		Bioturbado; Dolomitizado; Silicificado, Com <i>Hardgrounds</i> ; etc.		
	RUDSTONE		Rocha suportada pelos grãos com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm.	*+ (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esferulítico; com fragmentos de estromatolito, trombolito, laminito, leiolito, dendrolito, esferulito.	Embry e Klowan (1971)	Brecha			
	BIOACUMULADO		Rocha constituída pela dominância de um tipo de organismo sem retrabalhamento ( <i>in situ</i> ) e granulometria areia ou maior.	*+ organismo formador: ex. ostracodes, bivalves, macroforaminíferos, crinóides, etc....	Carozzi (1972)	Coquina			
BRECHA		Rocha suportada pelos grãos com mais de 50% dos grãos angulosos maiores que 2 mm.	*+ (composição principal): intraclástica; com fragmentos de estromatolito, trombolito, laminito, leiolito, dendrolito, esferulito.	Flügel (2004); Pettijohn (1974)	Brecha de Colapso, Breccia, Rudstone com clastos angulosos				
Elementos ligados durante a formação - <i>in situ</i>	BOUNDSTONE		Rocha formada <i>in situ</i> cujos componentes da trama original (fábrica original) foram ligados durante a deposição.	*+ principais organismos formadores: ex. coralgal, a rudistas, a estromatoporóides, etc....	Dunham (1962)	Biolítico, Bafflestone, Bindstone, Framestone,	C/ feições de exposição; C/ feições pedogenéticas; Bioturbado; Dolomitizado; Silicificado, etc		
	ESTROMATOLITO		ESTROMATOLITO						
			ESTROMATOLITO ARBORESCENTE - os componentes internos se organizam de forma ramificada divergente e possuem comprimento maior que a largura.						
			ESTROMATOLITO ARBUSTIFORME - os componentes internos se ramificam ou não desde a base e a razão altura/largura é aproximadamente 1:1.						
			ESTROMATOLITO DENDRIFORME - os componentes internos se organizam de forma intensamente ramificada divergente em que o comprimento é muito maior que a largura.		Riding (2000)		Mosqueado ( <i>mottled</i> ) Bioturbado		
	TROMBOLITO		Depósito com textura macroscópica <b>coagulada (clotted)</b> , maciça e dômica. Na maioria das vezes de origem microbial.				C/ feições de Exposição C/ feições pedogenéticas Dolomitizado; Silicificado, etc		Levente dômico, Dômico, Colunar
	DENDROLITO		Depósito microbial de estrutura dendrítica formada por cianobactérias esqueletais.						Levente dômico, Dômico
	LEIOLITO		Carbonato microbial dômico, sem laminação ou coágulos.						Levente dômico, Dômico
	ESFERULITITO		Rocha composta por partículas de formas esféricas ou subsféricas de contornos lisos ou lobados (esferulitos) de tamanho geralmente inferior a 2 mm e que podem ocorrer de forma amalgamada ou isolados.	Esferulito-suportado com argila (>10%)= ESFERULITITO COM ARGILA; Argila-suportado, com esferulitos= ARGILITO COM ESFERULITOS; No caso da argila ocorrer em lamelas= ARGILITO LAMELAR COM ESFERULITOS	Este trabalho				
TRAVERTINO & (TUFA)		Rocha carbonática bandeada formada pela precipitação em superfície de soluções concentradas em CaCO <sub>3</sub> ao redor de fontes (em geral quentes) devido a perda de CO <sub>2</sub> por evaporação. A variedade mais esponjosa e menos compacta é denominada <b>TUFA</b> .		Riding (2000); Pettijohn (1957)					
Elementos ligados ou não	LAMINITO		Rocha carbonática de granulação fina (lamosa e/ou peloidal) formada pela recorrência de laminações delgadas. As laminações tendem a ser plano-paralelas, com superfície lisa (origem microbial ou não) ou crenulada (origem microbial).	LISO CRENULADO	Demicco (1994)	Esteira, esteira microbial, tapete microbial, esteira algal, laminito microbial, biolaminito			
Textura original não reconhecível	CALCÁRIO CRISTALINO		Rocha carbonática totalmente recristalizada não sendo possível identificar sua textura original (deposicional). CALCÁRIO MICROCRISTALINO: cristais entre 5 e 50 µm		Folk (1962), Dunham (1962)	Espátio Microespátio			
	DOLOMITO		Rocha carbonática totalmente dolomitizada não sendo possível identificar sua textura original (deposicional). MICRODOLOMITO: cristais entre 5 e 50 µm			Doloespátio Microdoloespátio			

Fonte: Terra *et al.* (2010, p.16).

Dessa forma, a classificação de Folk (1959, 1962) é essencialmente composicional, enquanto a de Dunham (1962) se baseia na textura deposicional. A classificação proposta por Embry e Klovan em 1971 foi uma nova proposta de classificação para descrever construções recifais ou bioconstruções. Em 2000, Riding propôs uma classificação para os carbonatos microbiais. E uma junção destas quatro principais propostas de classificação associadas a algumas terminologias adotadas de outras classificações foi elaborado a Classificação de Terra *et al.* (2010) que é utilizada na Petrobras para classificar os carbonatos encontrados nas Bacias Sedimentares Brasileiras, especialmente os carbonatos do tipo *boundstone*.

Lokier e Junabi (2016) em um apanhado histórico à cerca das complicações inerentes a classificação de carbonatos, concluíram que a classificação de Dunham, (1962), modificada por Embry e Klovan (1971), corresponde à melhor classificação para a maioria dos carbonatos plataformais.

### 2.1.3 Microbialitos

Segundo Burne e Moore (1987), microbialitos são depósitos organo-sedimentares que têm como resultado a agregação de comunidades microbiais bentônicas, como bactérias e cianobactérias, ligadas à sedimentos detríticos e/ou à precipitação mineral.

As bactérias ocupam uma gama muito ampla de ambientes, incluindo as águas de química e composição muito diferenciadas e seu envolvimento na sedimentação é igualmente variado. A maioria dos microbialitos são carbonatos (aragonita, calcita, dolomita) na composição, mas exemplos de microbialitos com composição silicosa, fosfática, ferrífera, manganesífera e, também, sulfatada podem ocorrer. As bactérias, nos microbialitos, são predominantemente bactérias, incluindo cianobactérias, juntamente com pequenas algas (RIDING, 2011a).

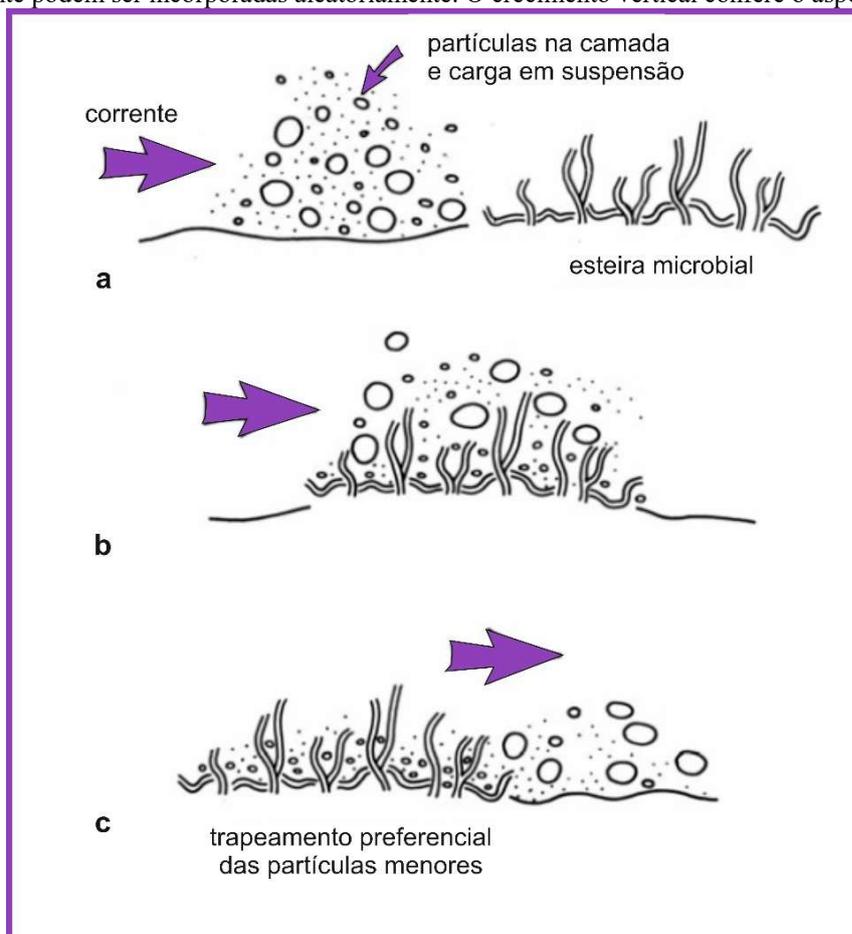
As bactérias são os organismos chave na formação de microbialitos. Na prática, os termos bactéria e procarionte são sinônimos: procariontes carecem de núcleos discretos e outras organelas celulares ligadas à membrana; todos os outros organismos são eucariontes. As bactérias apresentam imensa diversidade (BROCK *et al.*, 1994).

As cianobactérias, anteriormente conhecidas como algas verdes-azuis, apresentam um importante papel na formação de sedimentos carbonáticos laminados modernos (DEMICCO E HARDIE, 1994). A partir daí, começou-se a entender a ideia de “sedimentos algais”, caracterizando então os estromatolitos e esteiras microbiais contidas nas rochas carbonáticas, como sendo formados a partir de cianobactérias.

As cianobactérias são o grupo mais comum em comunidades microbiais (STAL *et al.*, 1985; STOLZ, 1990). Elas são essencialmente aeróbicas fototróficas, ou seja, usam a luz solar como energia. Em ambientes oxigenados de águas rasas elas podem crescer na coluna d'água e na interface água-sedimento. Muitas outras bactérias são anaeróbicas heterotróficas e podem ocupar condições anaeróbicas sem luminosidade, como as superfícies porosas de sedimentos (NEALSON, 1997). Elas mineralizam (decompõem) o material orgânico para componentes inorgânicos por processos redox usando receptores de elétrons. Isso resulta em progressiva depleção do ambiente em  $O_2$ ,  $NO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$  e  $CO_2$  (FENCHEL E FINLAY, 1995).

Segundo Riding (2011a), microbialitos são produzidos pela interação do crescimento microbial com o metabolismo, das propriedades da superfície das células e das substâncias poliméricas extracelulares (EPS) com precipitação mineral e aprisionamento de grãos (Figura 10).

Figura 10: Processo de aglutinação. Captura seletiva de partículas menores (tamanho silte/argila) por uma comunidade de esteira microbiana bentônica. As partículas maiores não são facilmente retidas, mas eventualmente podem ser incorporadas aleatoriamente. O crescimento vertical confere o aspecto laminado.



Fonte: Adaptado de Riding (1991, p.25).

As substâncias poliméricas extracelulares (EPS), amplamente produzidas por microrganismos (DECHO, 1990), são de fundamental importância na formação de microbialitos. As EPS acumulam células para formar uma matriz protetora e o adesivo que une os micróbios no substrato (COSTERTON *et al.*, 1978) fornece proteção física e química e, também, pode ajudar na absorção de nutrientes (CHRISTENSEN E CHARACKLIS, 1990). Bactérias, cianobactérias e diatomáceas podem secretar grandes quantidades de EPS (RIDING, 2000).

O termo “microbialito” tem sido mais amplamente utilizado para descrever estromatólitos carbonáticos, trombolitos e estruturas semelhantes que ocorrem como cúpulas e/ou colunas nas águas rasas de lagos e mares, mas também pode ser aplicado a muitas acumulações autigênicas adicionais nas quais os microrganismos são localmente mais evidentes, como por exemplo em travertinos e espeleotemas (RIDING, 2011a).

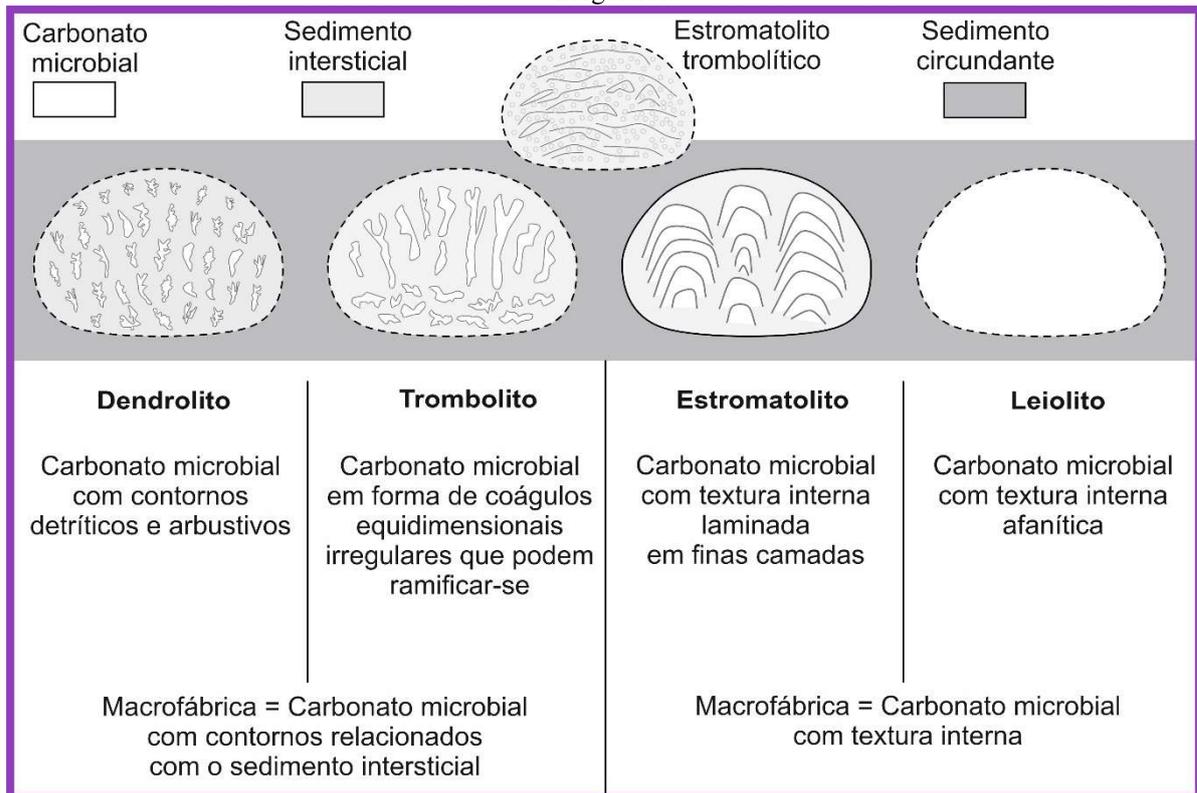
A classificação mais utilizada para rochas carbonáticas microbialíticas é a de Riding (2000, 2011a). Segundo esse autor, os carbonatos microbiais são classificados de acordo com a macro e microfábrica. Segundo a macrofabrica eles são divididos em: estromatolito (laminado), trombolito (coagulado), dendrolito (dendrítico) e leiolito (afanítico) (Figura 11). De acordo com a microfábrica foram divididos em três membros extremos:

- a) estromatolitos finos que incluem dois tipos distintos: um com microfábrica microgrumosa peloidal e outro com micróbios calcificados;
- b) esteira coesa grossa enrugada (*wrinkled*);
- c) estromatolito de crosta espática (*sparry crust*).

Além destes, existem termos intermediários como estromatolito trombolito grosso aglutinado, estromatolito grosso com crosta espática e estromatolito híbrido (Figura 12). As esteiras de estromatólitos tanto de grãos aglutinados finos como grossos, tendem a apresentar camadas relativamente irregulares e descontínuas e podem apresentar fenestras abundantes. Os estromatólitos de granulação fina parecem ser principalmente produtos de precipitação microbiana sinsedimentar e são dominados por tecidos de granulação fina (micrita, microsparito) e filamentos. Os microtecidos de granulação fina são tipicamente grumosos e peloidais e provavelmente são em grande parte produzidos por calcificação bacteriana heterotrófica de EPS e outros produtos celulares. Os microtecidos filamentosos são dominados por microfósseis tubiformes, como *Girvanella*, que refletem a calcificação de cianobactérias. A crosta espática (RIDING, 2008, 2011a) pode formar precipitados abiogênicos semelhantes ao estromatólito e foram mais amplamente reconhecidos no Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, assim como os estromatólitos híbridos. Os estromatólitos de crosta híbrida

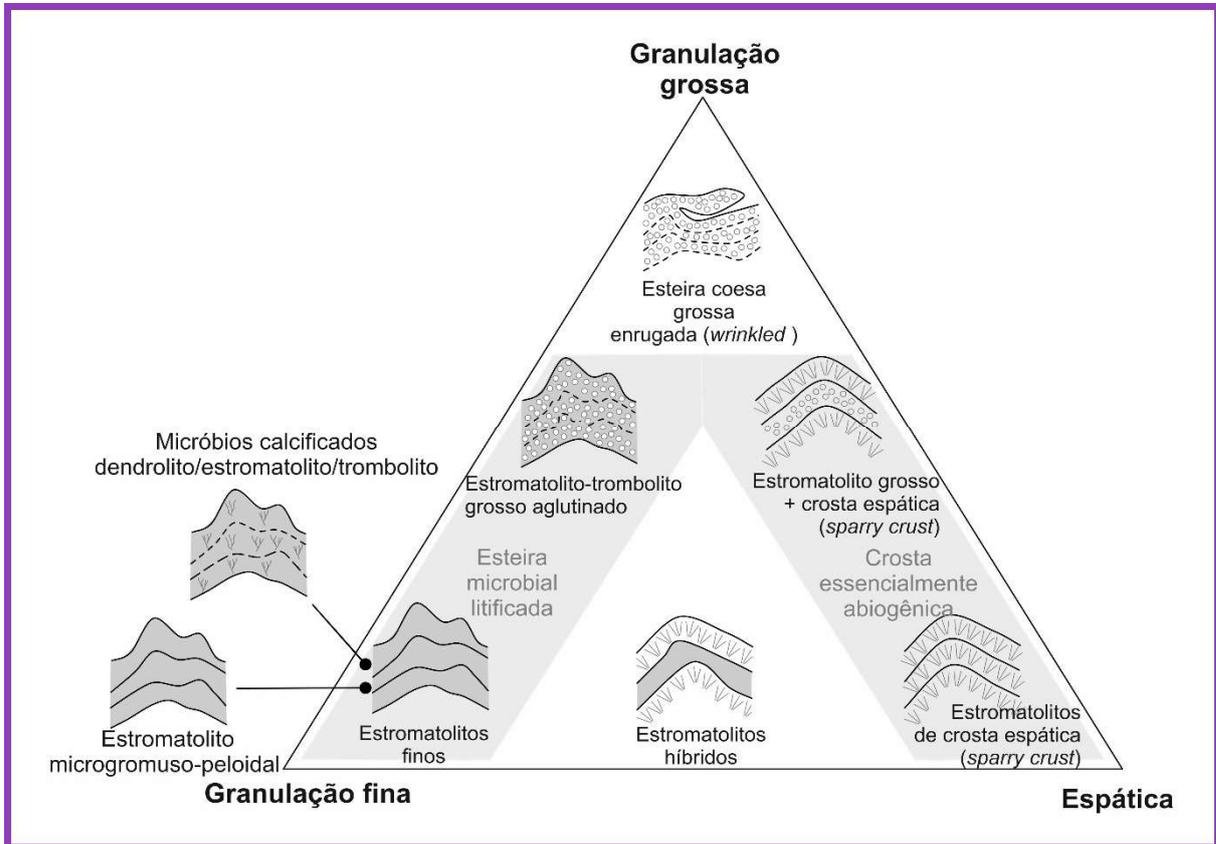
(RIDING, 2008, 2011a) normalmente consistem em alternâncias de laminais claro-escuros, muitas vezes milimétricas, de crosta espática e de granulação fina.

Figura 11 - Classificação de Riding (2011a) para microbiais segundo a macrofábrica. Carbonatos microbialíticos definidos por macrotecido: leiolito (afanítico), estromatolito (laminado), trombolito (coagulado), dendrolito (dendrítico). Os exemplos mostram domos e sedimentos associados. Não estão em escala. Todas as categorias são integradas. Além de domos/montes, a forma geral pode incluir colunas, camadas e massas irregulares.



Fonte: Adaptado de Riding (2011a, p. 637).

Figura 12 - Classificação de Riding (2011a) segundo a microfábrica. Observam-se estromatolitos e trombolitos baseados em suas micro/macrofábricas. Todos, exceto a esteira (ou tapete) coesa enrugada, são litificados sinsedimentarmente por processos microbianos e/ou abiogênicos. As variedades de grãos finos incluem dois tipos distintos: (i) estromatolitos com microtecidos microgrumoso peloidal e (ii) dendrolitos e trombolitos com abundantes filamentos e outros microfósseis microbianos calcificados



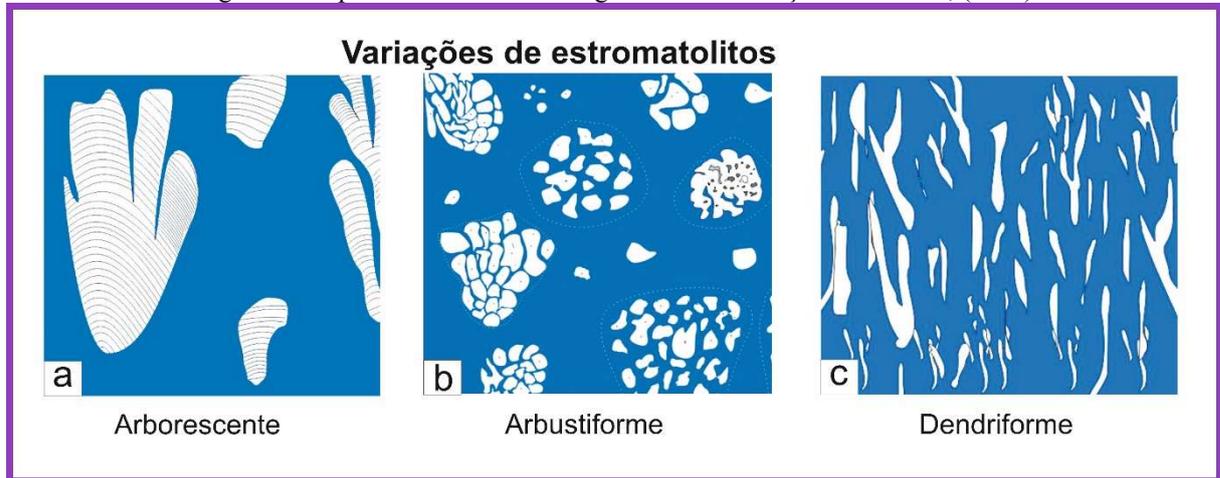
Fonte: Adaptado de Riding (2011a, p. 639).

Riding (2011a, 2011b) definiu os estromatolitos como sedimentos microbianos autigênicos em camadas macroscópicas, podendo conter ou não intercalações de precipitados abiogênicos.

Terra *et al.*, (2010) fizeram alguns ajustes na definição de estromatolito de Riding (2000) caracterizando como um depósito de estrutura laminada e em geral convexa, podendo apresentar feições de crescimento/ramificações para o topo e na maioria das vezes é originada por cianobactérias. Podem ocorrer em diferentes escalas e foram definidas três variações distintas: arborescente, arbustiforme ou dendriforme (Figura 13). Um estromatolito é classificado como arborescente quando os componentes internos se organizam de forma ramificada e divergente e possuem comprimento maior que a largura. Enquanto o estromatolito arbustiforme seus componentes internos se organizam de forma ramificada ou não desde a base e a razão altura/largura é aproximadamente 1:1. A classificação para uma estromatolito dendriforme se dá quando os componentes internos se organizam de forma intensamente ramificada e divergente e possuem comprimento muito maior que a largura.

Todos os ambientes sedimentares, onde se formam estromatolitos modernos, têm comunidades de cianobactérias e bactérias na superfície dos sedimentos, e a calcificação destes organismos pode não ter relação com o ambiente deposicional (LEMOS E TERRA, 1994).

Figura 13: Tipos de estromatólitos segundo a classificação Terra et al., (2010)



Fonte: Adaptado de Terra *et al.*, (2010, a partir das figuras 16, 17 e 18. p. 22-23).

O estudo dos estromatolitos tem sido utilizado para identificar localidades de atividade biológica no passado, interpretar ambientes deposicionais e paleosalinidade, fazer correlações estratigráficas, determinar o sentido de paleocorrentes e taxas de sedimentação.

Os estromatolitos tiveram sua maior ocorrência durante o Proterozoico, sendo raros no Arqueano provavelmente devido a fatores paleoambientais. Durante o final do Neoproterozóico (<540Ma), os estromatolitos tiveram um profundo declínio em diversidade e abundância, devido ao aparecimento de metazoários pastadores e perturbadores dos sedimentos. A maior diversidade na morfologia dos estromatolitos ocorre no final do Arqueano, onde ocorrem laminados ondulados (estratiformes), nodulares, dômicos, pseudocolunares, colunares, cônicos e oncolíticos (LEMOS E TERRA, 1994). Segundo Riding (2011a) muitos estromatólitos Fanerozóicos e Neoproterozóicos são provavelmente compostos essencialmente por esteiras microbianas litificadas, enquanto muitos exemplos mais antigos provavelmente contêm pelo menos alguma crosta abiogênica precipitada.

Segundo Demicco e Hardie (1994), os estromatolitos e esteiras microbianas podem ser formados por um ou mais processos, os quais podem ser agrupados em quatro categorias: sedimentação mecânica não influenciada por microrganismos; sedimentação influenciada por microrganismos; precipitação química de carbonatos e, crescimento episódico de uma esteira microbial com pouca (ou sem) sedimentação e precipitação. De acordo com esses processos de formação, surgem dois problemas: o primeiro, é que o número de exemplos modernos é

pequeno. Então, pode-se não estar vendo todos os processos capazes de estruturar estas "lâminas estromatolíticas" em seus ambientes característicos. O segundo problema é que a laminação e sua estrutura interna são produzidas por mecanismos diferentes, alguns dos quais podemos não ter conhecimento.

Almeida (2003) afirmou que os estromatolitos são estruturas biossedimentares produzidas por uma mescla de processos sedimentológicos e biológicos, resultantes da interação de comunidades microbiais bentônicas (principalmente de cianobactérias e bactérias) com o meio em que vivem. Sua laminação se deve ao acúmulo de sucessivas lâminas delgadas de sedimentos ou/e matéria orgânica através da precipitação, aprisionamento ou/e aglutinação de sedimento em consequência das atividades metabólicas (fotossíntese, decomposição) e padrões de crescimento dos microrganismos presentes no diversificado ecossistema que caracteriza os estromatolitos. Estromatolitos interessam, portanto, aos paleontólogos e sedimentólogos. As formas antigas são fósseis porque se tratam de evidências de atividades biológicas pretéritas, mas não são fósseis no sentido mais comum desse termo, pois, ao contrário dos invertebrados fósseis, por exemplo, não representam os restos de indivíduos de uma espécie biológica qualquer. Representam, sim, os vestígios das atividades de uma diversificada comunidade microbiana poliespecífica, que raramente é preservada nos estromatolitos. São, portanto, evidências indiretas da vida pretérita, como icnofósseis.

## 2.2 FORMAÇÃO RIACHUELO

A Formação Riachuelo corresponde ao início da fase drifte, caracterizada por um estágio de subsidência térmica na bacia, porém existem evidências de sedimentação síncrona aos esforços tectônicos, tais como a presença de siliciclastos ao longo da borda falhada, presença de cunhas divergentes na porção inferior da formação (CRUZ, 2008) e maiores espessuras deposicionais localizadas nos baixos estruturais (FALCONE, 2006). A instalação de uma plataforma mista siliciclástico carbonática, correspondente à Formação Riachuelo (foco deste trabalho), foi encerrada com o afogamento da plataforma e deposição de carbonatos de águas profundas (Formação Cotinguiba). De acordo com Schaller (1969), a Formação Riachuelo se estende desde o flanco sul do Alto de Penedo e do Alto Muribeca/Japoatã, em direção ao sul, para além do rio Vaza-Barris, em Sergipe. Ocorre ainda no Baixo do Pontal de Coruripe, em Alagoas. Suas áreas de afloramento distribuem-se apenas em Sergipe, numa faixa de cerca de 20 km de largura, entre a área de Itaporanga, ao sul de Aracaju, até o vale do Rio Poxim, ao norte de Pacatuba. Os calcários da Formação Riachuelo apresentam uma espessura média de

aproximadamente 500m (SCHALLER, 1969; BANDEIRA JR, 1978), podendo alcançar, localmente, até 2800m (CAMPOS NETO *et al.*, 2007). A Formação Riachuelo foi descrita por Schaller (1969) para designar uma íntima associação litológica formada por carbonatos, folhelhos, siltitos e arenitos sobrepostos aos sedimentos euxínicos da Formação Muribeca, e sotopostos aos carbonatos da Formação Cotinguiba, em contatos predominantemente discordantes a localmente gradacional. Koutsoukos (1991) identificou um hiato deposicional associado a uma mudança abrupta da microfauna, na transição da Formação Muribeca para a Formação Riachuelo. O fato dos limites superior e inferior da Formação Riachuelo serem discordâncias regionais e por seu intervalo deposicional ser de aproximadamente 15 Ma, levou Mendes (1994) a interpretar esta formação como um superciclo de 2º ordem sensu Haq *et al.*, (1987). Ainda na mesma pesquisa, Mendes (1994) dividiu a Formação Riachuelo em três sequências deposicionais de terceira ordem, informalmente nomeadas como: I (basal: neoptiana-albiana inferior), II (intermediária: eo-mesoalbiana) e III (superior: neoalbiana-cenomaniana inicial) com durações estimadas de 4, 7 e 4 milhões de anos, respectivamente, utilizando os dados bioestratigráficos de Koutsoukos, (1989).

A Formação Riachuelo foi subdividida inicialmente em quatro membros: Angico, Taquari, Maruim e Aguilhada (SCHALLER, 1969; BANDEIRA JR, 1978). Alguns trabalhos posteriores adotaram a subdivisão da formação nestes quatro membros, no entanto, Feijó (1995) e Campos Neto *et al.* (2007), suprimiram o Membro Aguilhada (rochas dolomitizadas) e o inseriram no Membro Maruim. Nesta pesquisa foi considerada a última revisão estratigráfica realizada por Campos Neto *et al.* (2007).

O Membro Angico foi depositado na borda da bacia e nos blocos rebaixados, através de leques deltaicos originados das áreas altas do embasamento ao longo da borda da bacia, sendo predominantemente rochas siliciclásticas grossas (SCHALLER, 1969; CAMPOS NETO *et al.*, 2007). Este membro também é composto por conglomerados, arenitos, siltitos e/ou folhelhos, e raras camadas de grainstones ou packstones contendo moluscos (SCHALLER, 1969; BANDEIRA JR.,1978; KOUTSOUKOS *et al.*, 1993). Frequentemente podem ocorrer como cunhas nos blocos baixos de falhas maiores. Falcone (2006) interpretou o ambiente deposicional, deste membro, como leques deltaicos formados por fluxos trativos e depósitos de planície e frente deltaicas gerados por fluxos gravitacionais, podendo estes últimos estarem retrabalhados por ação de ondas e marés, associados a bioclastos, gerando depósitos costeiros.

O Membro Taquari corresponde a calcários de granulação fina, margas e folhelhos depositados em baixos controlados estruturalmente, desde ambientes neríticos profundos e batial superior até porções mais offshore. Caracteriza-se por camadas rítmicas de mudstones e

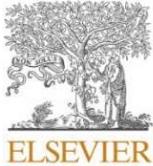
folhelhos verdes a pretos calcíticos, ricos em matéria orgânica e depositados em baixos estruturais (KOUTSOUKOS *et al.*, 1993). Estudos de paleoecologia do mesmo autor mostraram que estes sedimentos possuem associações de foraminíferos desde ambiente lagunar a batial superior.

O Membro Maruim desenvolveu-se nas áreas de menor aporte sedimentar compondo uma rampa carbonática com bancos de oólitos e oncólitos que foram parcialmente ou completamente dolomitizados durante os rebaixamentos do nível do mar (CAMPOS NETO *et al.*, 2007). É composto predominantemente por fácies carbonáticas de águas rasas, caracterizadas por grainstones ou packstones com oóides, oncoides, pelóides e bioclastos, localmente ocorrem patch reefs com intercalações de mudstones e margas (SCHALLER, 1969; BANDEIRA JR., 1978; KOUTSOUKOS *et al.*, 1993).

### **3 RESULTADOS E DISCUSSÕES**

Os resultados e discussões foram elaborados em forma de artigo científico e publicado na revista *Journal of South American Earth Sciences*.

3.1 ARTIGO – MICROFACIES ANALYSIS AND PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION OF THE LATE APTIAN-ALBIAN (EARLY CRETACEOUS) CARBONATES OF THE RIACHUELO FORMATION, IN THE SERGIPE SUB-BASIN, NORTHEASTERN BRAZIL.



Contents lists available at ScienceDirect

## Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jsames](http://www.elsevier.com/locate/jsames)

## Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the late Aptian–Albian (Early Cretaceous) carbonates of the Riachuelo Formation in the Sergipe Sub-basin, northeastern Brazil

Maria Caroline Nascimento<sup>a,\*</sup>, Mário Lima Filho<sup>b</sup>, Gerson J.S. Terra<sup>c</sup>, Marcella A.O. Alves<sup>d</sup>, Mauro D.R. Bruno<sup>e</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologias Geociências, Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental, Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Av. da Arquitetura, s/n, Cidade Universitária, 50740-550, Recife, PE, Brazil

<sup>b</sup> Departamento de Geologia, Centro de Tecnologias Geociências, Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Av. da Arquitetura, s/n, Cidade Universitária, 50740-550, Recife, PE, Brazil

<sup>c</sup> Observatório Nacional (ON), Rio de Janeiro, RJ, Brazil

<sup>d</sup> Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (LAGESE/LITPEG), Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Recife, PE, Brazil

<sup>e</sup> Universidade do Vale do Rio dos Sinos (Unisinos University), Instituto Tecnológico de Paleoclimatologia e Mudanças Climáticas (Itt Oceanon), São Leopoldo, Brazil

## ARTICLE INFO

## Keywords:

Aptian carbonates  
Sergipe-Alagoas basin  
Riachuelo formation  
Microbialites

## ABSTRACT

The beginning of the drift phase, in the Aptian–Albian transition, marked the development of marine conditions in the South Atlantic Ocean, characterized by the deposition of evaporites, followed by the development of carbonate platforms. The carbonate rocks of this interval were deposited in a passive margin context as part of the Riachuelo Formation in the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil. The objective of present study was to analyze the microfacies of the Aptian–Albian interval in the northern portion of Sergipe State, near the city of Pacatuba. The mainly carbonates of two cores were investigated and five carbonate microfacies were identified: oncoidal rudstone, bioclastic rudstone, oncoidal packstone, peloidal packstone/wackestone, and mudstone with planktonic bioelements that suggest the paleoenvironments were relatively shallow marine. The microfacies were dominated by oncoids in almost every sample, which occurred in association with stromatolites. The biostratigraphic results were based on palynomorphs and calcareous nannofossils. The palynomorphs assemblages indicated a late Aptian age. Paleocological results of these fossil groups show paleoenvironmental conditions of the shallow waters with proximal characteristics, with the predominance of pollens and spores associated with rare dinoflagellates and ascidians. A striking feature was the presence of authigenic glauconite which filled skeletal cavities and partially replaced the oncoids and their nuclei, mostly in the oncoidal packstone facies. Together, these findings suggest that the samples formed at the basal portion of the Riachuelo Formation in a transgressive system tract, corresponding to the first depositional stage of the Riachuelo Formation.

## 1. Introduction

The Early Cretaceous—especially the Aptian and Albian—was important in Earth's history because of the series of paleoclimatic, paleoceanographic, and paleogeographic changes that occurred amidst the fragmentation of the Gondwana Supercontinent, which promoted the gradual creation of new oceans. These enabled the development and wider the dispersion of the marine biota (Larson and Erba, 1999; Huber et al., 2011; Fauth et al., 2021; Luft-Souza et al., 2022).

In the Aptian–Albian interval, during the South Atlantic Ocean

formation, which involved extensive spreading of the ocean floor, first evaporites were deposited, then carbonate platforms developed (e.g., Feijó, 1996; Bassetto et al., 2000; Ford and Golonka, 2003; Azevedo, 2004; Dias, 2004). Concomitant changes in the carbon cycle and the ocean were marked by globally recorded oceanic anoxic events (Larson, 1991; Jenkyns, 2010), accompanied by changes in the levels of sulfur, calcium, strontium, and osmium in the oceans (Bodin et al., 2015; Tedeschi et al., 2017). During the Early Cretaceous it has been posited that there was also a sharp increase in the global average temperature with a prevalence of global warming conditions (Hay, 2008; Keller,

\* Corresponding author.

E-mail address: [mariacaroline@gmail.com](mailto:mariacaroline@gmail.com) (M.C. Nascimento).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104688>

Received 29 August 2023; Received in revised form 4 November 2023; Accepted 5 November 2023

Available online 17 November 2023

0895-9811/© 2023 Elsevier Ltd. All rights reserved.

2008). Submarine volcanism in the Cretaceous released high rates of carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) into the atmosphere resulting in concentrations up to 1000 ppm (Ludvigson, 2008). This large volume of CO<sub>2</sub> created a natural greenhouse effect that increased the global temperature by about 10 °C (Larson, 1991; Donnadieu et al., 2006). However, a period of temperature decrease called "cold snap" has also been reported for the end of the Aptian (McAnena et al., 2013; Bottini et al., 2015).

During the Aptian–early Albian interval carbonate deposition occurred in a restricted marine environment that gradually became more saline toward the end of this interval (Takaki and Rodrigues, 1984). During the Albian carbonate sedimentation took place in warm and shallow water conditions, possibly with salinity concentrations slightly above normal (Koutsoukos et al., 1991a; Koutsoukos, 1992).

The occurrence of carbonates in the geological record is widespread comprising sedimentary successions that formed along passive margins from the Middle Proterozoic to the Holocene (Read, 1982). The carbonate rocks investigated in this study were deposited on a passive margin as part of a marine sequence, on a carbonate platform initiated in the late Aptian (Ponte and Asmus, 1976; Dias Brito, 1982; Chang et al., 1990). These carbonate rocks are associated with hydrocarbon reservoirs in the basins of the Brazilian continental margin and have become a significant focus of study in Brazil.

## 2. Sergipe-Alagoas Basin

The Sergipe-Alagoas Basin lies between 9° to 11° 30' S and 35° 30' to 37° W, and forms narrow, elongated depocenters between 20 and 50 km wide and 350 km long. The total area of the basin is 350,000 km<sup>2</sup> of which one-third is onshore and two-thirds offshore. Its northern limit with the Pernambuco-Paraíba Basin is at the Maragogi High and its southern limit with the Jacuípe Basin is at the Vaza Barris Fault System (Asmus and Ponte, 1973; Feijó, 1995; Milani and Araújo, 2003;

Mohriak, 2003; Campos-Neto et al., 2007; Antonietto, 2015; Dantas, 2016).

The Sergipe-Alagoas Basin comprises an asymmetrical half-graben elongated in a NNE/SSW direction and has the most complete tectono-sedimentary record of all the basins on the Brazilian continental margin. It is divided into six groups and 21 formations ranging from continental to restricted- and open-marine paleoenvironments (Bengtson, 1983; Bengtson et al., 2018). The sedimentary succession comprises depositional sequences representing Paleozoic synclises and pre-rift sedimentation to the typical rift, post-rift, and drift sequences characteristic of passive margin basins (Schaller, 1969; Asmus and Ponte, 1973; Ojeda, 1982; Chang and Kowsmann, 1987; Mendes, 1994; Cainelli and Mohriak, 1999; Ferré et al., 2005; Campos-Neto et al., 2007; Milani et al., 2007; Souza-Lima, 2009). The focus of this research was the carbonate sediments from the beginning of the drift phase, which belong to the Riachuelo Formation of the Sergipe Group in the area of Pacatuba (Figs. 1 and 2).

The Riachuelo Formation corresponds to the beginning of the drift phase characterized by a period of thermal subsidence in the basin, but with evidence of sedimentation synchronous to the tectonics including the presence of siliciclastic rocks along the faulted edge, divergent wedges in the lower portion of the formation (Cruz, 2008) and greater depositional thicknesses in the structural lows (Falcone, 2006). The development of a mixed siliciclastic-carbonate platform corresponding to the Riachuelo Formation, ended with the subsequent drowning of the platform and the deposition of deep-water carbonates (Cotinguiba Formation). According to Schaller (1969) the Riachuelo Formation extends from the southern flanks of the Penedo and Muribeca/Japoatã Horsts, toward the south to beyond the Vaza-Barris River in Sergipe. It also occurs in the Pontal de Coruripe Graben in Alagoas. It crops out only in Sergipe in a band about 20 km wide, between the Itaporanga area south of Aracaju, and the Poxim River valley north of Pacatuba (Fig. 1).



Fig. 1. (A) Location of the study area (red box). (B) Geological map of the northern portion of Sergipe State, showing the location of the analyzed section (red star) and the distribution of the Riachuelo Formation in the vicinity of the research area.



chemical processing, which basically involves disaggregating the rock and attacking it with hydrochloric and hydrofluoric acids, with the aim of eliminating the mineralogical content and releasing the organic matter so that the palynomorphs can be concentrated in the final residue. The processing of palynological slides also involves a stage in which the samples are subjected to a controlled oxidation process using nitric acid. According to Tyson (1995), this procedure results in the partial loss of unwanted organic matter, especially amorphous matter, in order to facilitate the observation and identification of microfossils. The slides were analyzed using transmitted light using a Zeiss Axiomager A.2 microscope. Magnifications of 20, 40 and 100x were used. An AxioCam 503 camera was used for the photomicrographs. The palynomorphs were identified based on the studies by Lima (1978), Regali et al. (1974b), Regali (1989), Dino (1992), and Ferreira et al. (2016; 2020). With regard to palynostratigraphical analysis, the biostratigraphic frameworks presented in Regali et al. (1974a), Regali (1989a), Regali and Santos (1999), Ferreira et al. (2020) were used as references. The counting procedure adopted was based on a partial count of the palynomorphs present in each sample considering the first 200 grains observed, discarding those that were not identified. It should be noted, however, that the samples did not reach this quantity. For the study of calcareous nannofossils, 63 samples of Well PC-01 and 33 samples of Well PC-02 were prepared following the double slurry method detailed by Watkins and Bergen (2003), Blair and Watkins (2009). The slides were examined using a Zeiss Axiomager A2 microscope at 1000 × magnification, at the Institute of Paleogeography and Climate Change—Itt Oceanon of Unisinos University. For the quantitative analysis, each slide was randomly scanned until 456 specimens had been counted; this number assures accurate abundance estimates at the 95% confidence interval (Chang, 1967). Calcareous nannofossils biostratigraphy was selected due to its accuracy as a dating tool for marine environments. We integrated and interpreted the paleoenvironmental and biostratigraphic data, determining the ages and depositional environments of the Riachuelo Formation.

## 5. Results and discussion

The cores came from two boreholes situated close to each other with complementary stratigraphic positioning. Thus, for better visualization we considered them as a composite profile (Section PC). The section is composed by carbonate sequences as follows: 1) a basal sequence comprising intercalated pelitic facies of bioturbated dark gray shales and mudstones with planktonic bioelements; and 2) an upper sequence of a predominantly carbonate facies with oncooids and microbial structures dominantly present, and the occurrence of diverse bioclastic fragments associated with the carbonate matrix (Fig. 3). In this work carbonate material with a granulometric fraction smaller than silt, i.e. 0.0625 mm is considered matrix (Terra et al., 2010).

Derived from the analysis of the 40 thin-sections, five main distinct carbonate microfacies were identified — oncooidal/microbial rudstone (RUD-on), bioclastic rudstone (RUD-bi), oncooidal/bioclastic packstone (PCK-on), peloidal/oncooidal packstone/wackestone (PCK-pe) and mudstone with planktonic bioelements (MUD) (Fig. 3, Tables 1 and 2). The rudstone and packstone facies were intercalated and occurred in lateral association while the mudstone facies were predominantly intercalated with the shale beds in the basal part of the section. The bioclastic rudstone (RUD-bi) facies was marked by the almost-monospecific occurrence of largely disarticulated and fragmented ostreids in a single bed, approximately 15 cm thick.

Carbonates of microbial origin (Riding, 2008; Riding and Virgone, 2020) were evidenced by the oncooids (spongiostromates and porostromates) (Monty, 1981; Dahanayake et al., 1985), microstromatolites (and stromatolite fragments), and peloids, which evidences the influence of microorganisms (Riding, 1977; Chafetz, 1986; Riding and Tomás, 2006). Occurrences of calcified filaments of probable *Girvanella* were also noted identified in petrographic microscope and SEM (Fig. 4).

These resembled the skeletal structures of cyanobacteria (Riding, 1977, 1991a-b, 2000; Saint Martin, 2010).

Glauconite, a mineral related to diagenesis, was present in a large part of the section as frequently occurring they are present in the pores/cavities of bioclasts (McRae, 1972; Huggett, 2005; Dias-Brito, 2017) such as echinoid spines and inside oncooids. Its color varied with depth, from pale to dark green, most apparent at 16–17 and 4–6 m in Well PC-01 (Table 1).

Dolomite is another diagenetic product present in the microfacies occurring selectively in the matrix. The oncooidal/bioclastic packstone facies (PCK-on) was the most affected by the dolomitization process.

### 5.1. Microfacies

#### 5.1.1. Oncooidal/microbial rudstone (RUD-on) (Terra et al., 2010)

This microfacies is a rudstone with a matrix. It showed microbial and stromatolitic influences, and was associated with oncooids and bioclasts (Fig. 5). Typical stromatolitic features were observed such as a lumpy appearance and evidence of growth, but there were also more-homogeneous microbial portions that lacked the typical characteristics that define a stromatolite (Embry and Klovan, 1971; Riding, 2000). The stromatolites were small (<2 cm) with an undulating texture and growth lines and were marked in places by greater darker accumulations of organic matter, some showing arborescent ramifications (Fig. 5e and g). Microbially influenced areas appeared as discontinuous mats with apparent lenticular morphology and diffuse viscous matrices (Fig. 5j) (Embry and Klovan, 1971; Burne and Moore, 1987), which sometimes showed smooth discontinuous alignments with a darker appearance. Some bioclasts, such as foraminifera (Fig. 5f), ostracods and echinoid fragments (average 100–200 μm), appeared to be agglutinated to the microbial and stromatolitic parts.

This microfacies also contained oncooids. Some of these were classed as macro-oncooids (Fig. 5a) more than 10% of the components being larger than 2 mm, but their predominant dimensions being between 5 mm and 2 cm in diameter. A second mode varying between micro- and meso-oncooids had average diameters of between 200 μm and 2 mm (Dunham, 1962; Embry and Klovan, 1971; Peryt, 1983; Terra et al., 2010). Other bioclasts were present, such as fragments of bivalve mollusks, echinoids, and gastropods, besides ostracods, benthic foraminifera, a few planktonic foraminifera and rare fragments of fish. These bioclasts, for the most part, formed the nuclei of the oncooids with only a small proportion dispersed throughout the matrix. In parts, the matrix showed a microbial influence. Both the stromatolitic parts and the macro-oncooids appeared to be associated with encrusting organisms (bryozoans, barnacles, and foraminifera) (Fig. 5c) and the tubes of polychaete worms (Fig. 5g, h, and i) with well-defined walls (probably serpulids) in addition to other types of bioturbation. These tubes were partially or completely filled with micritic matrix and calcite cement. The presence of borings is a safe criterion to differentiate sessile stromatolites from mobile oncooids. Dissolution features and/or fractures cemented by calcite with granular mosaics or partially filled by adjacent carbonate sediments (peloidal matrix, oncooids, and small bioclasts) were common. The apparent porosity was very low when present being mainly microporosity or associated with dissolution films.

The dolomitization was selective occurring in the matrix and minor components, ranging from incipient to partial. The dolomite crystals tended to be euhedral with an average size of around 50 μm. The glauconite had formed frequently, but only incipiently inside some of the bioclasts. Pyritization also occurred in an incipient/initial form, commonly in the internal cavities of bioclasts, such as foraminifera or more concentrated in the oncooids nuclei.

#### 5.1.2. Bioclastic rudstone (ostreids) (RUD-bi) (Terra et al., 2010)

This microfacies is predominantly composed of ostreid bioclasts (Fig. 6). In addition there were frequent fragments of other bivalve mollusks, gastropods, echinoids, fishes and rare planktonic foraminifera.

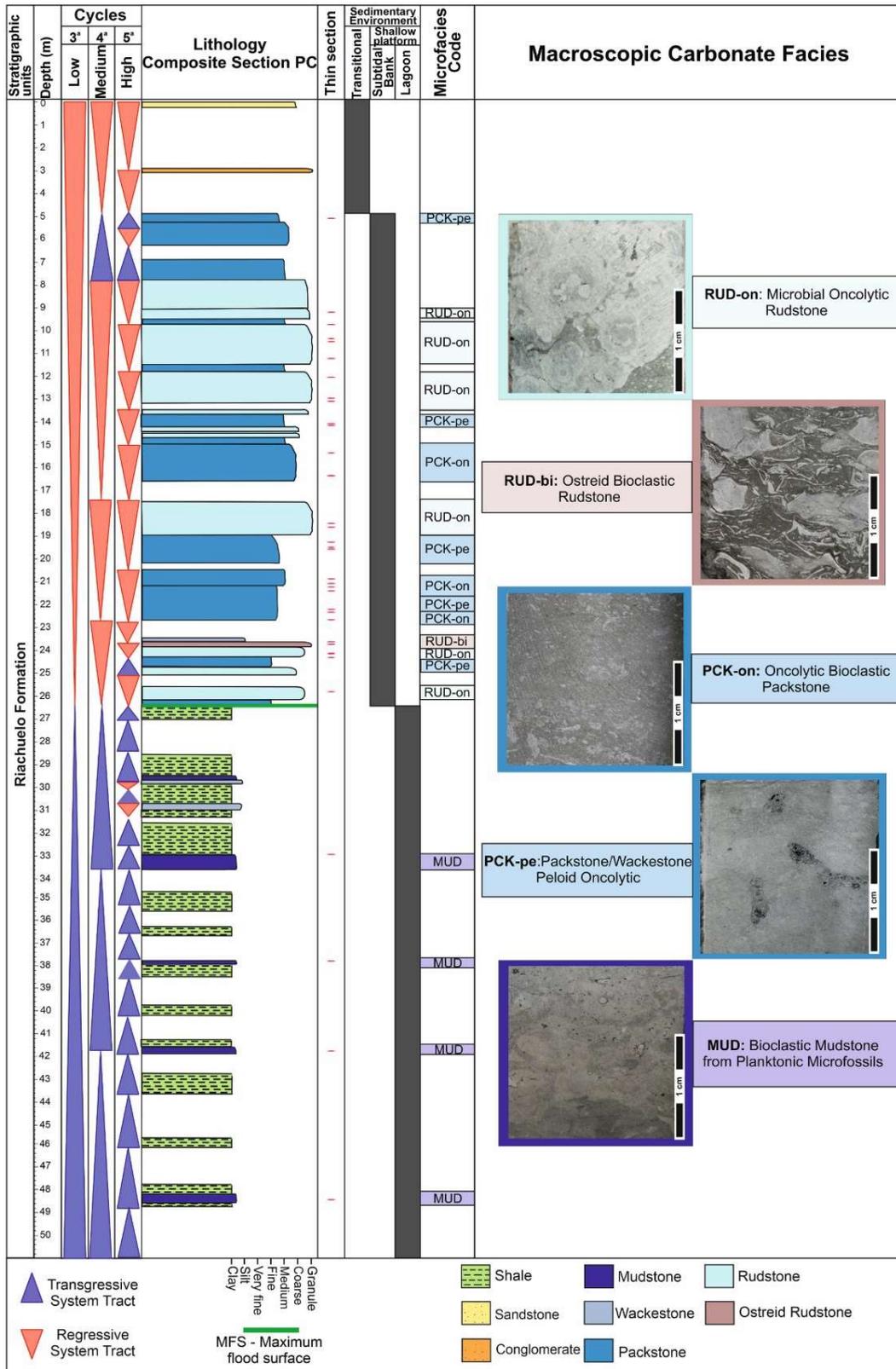


Fig. 3. Representation of the lithofacies and images of the five major carbonate facies identified in Section PC.



**Table 2**  
Fossil occurrences and glauconite in the petrographic thin-sections analyzed from Well PC-02.

Thin Section Depths (m)	Microfacies Code	Glauconite		Microfossils		Benthic Foraminifera		Ostracods		Mollusks		Ostracods		Echinoids		Green Algae		Serpulids		Bryozoans		Barnacles		Fish Fragments		Cyanobacteria	
		Planktonic Foraminifera	Foraminifera	Planktonic Foraminifera	Foraminifera	Ostracods	Gastropods	Bivalves	Ostracods	Ostracods	Ostracods	Ostracods	Ostracods	Ostracods	Ostracods	Ostracods	Ostracods	Ostracods	Ostracods	Ostracods							
5.28	PCK-on	x	x	x	x	x	xx	x	x	x	x	x	x	xx	x												
9.40	RUD-on																										
10.70	PCK-on	x	x	x	x	x	xx	x	xx	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
16.60	RUD-on																										
17.10	PCK-on	x	x	x	x	x	xx	x	xx	x	x	x	x	xx	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
19.81	RUD-on																										
21.12	PCK-pe	x	x	x	x	x	xx	x	xx	x	x	x	x	xx	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
21.65	RUD-on																										
22.46	PCK-pe	x	x	x	x	x	xxx	x	xx	x	x	x	x	xx	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
23.06	RUD-on																										
23.56	PCK-on	x	x	x	x	x	xx	x	xx	x	x	x	x	xx	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
24.00	Regular/Partial																										
24.38	Rare/Few																										
							xx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx								
							Moderate/Abundante																				

The internal structure of the ostreids was well preserved, showing their primary features such as foliations and vesicles. The bioclasts were disarticulated, partially fragmented with corrosion features (probably bioerosion), in addition to compaction features represented by fractured valves and some sutured contacts.

The framework was moderately compacted and supported by bioclasts, which were 1 cm long on average. These bioclasts were surrounded by micrite that contained some organic matter associated with phyllosilicates (small micas). The relative orientation of the bioclasts was variable but concordant with respect to the bedding plane (Kidwell et al., 1986). In the inner parts of the ostreids and below the concavities in some valves, there was a greater accumulation of matrix and the presence of other bioclasts which formed protected zones where the diagenetic processes had been less active. This facies also had a lamination generated by the alignment of the clay minerals, micas, and part of the bioclasts.

The dolomitization was partial with euhedral dolomite crystals reaching up to 60 μm in size. Sparse pyritization was also recorded associated with portions enriched with organic matter which included the interiors of the bioclasts.

5.1.3. *Oncoidal/bioclastic packstone* (PCK-on) (Terra et al., 2010)

This microfacies corresponds to a packstone composed of oncooids and bioclasts of echinoids, bivalve mollusks (including ostreids and inoceramids), gastropods and in smaller proportions, ostracods, benthic and planktonic foraminifera, bryozoans, fish fragments, and rare pieces of wood (Fig. 7). Siliciclasts, predominantly phyllosilicates, occurred in trace amounts with quartz and feldspars in smaller proportions. The average particle size was between 200 and 500 μm, but fragments up to 2 mm were also present.

The main feature of this microfacies was the selective dolomitization of the matrix ranging from moderate to intense, usually with euhedral crystals mostly averaging between 24 and 50 μm, giving a saccharoidal appearance. Dolomitization can affect oncooids, sometimes almost completely replacing their coatings especially in smaller specimens. When dolomitization is more intense it can partially mask the primary texture of the rock, giving rise to ghostly grain features. Evidence of corrosion and dissolution were frequent in the components of this facies. Another diagenetic feature of this facies is the presence of glauconite, inside the bioclasts and oncooids. Pyritization generally occurred as thin crystals in dispersed or limited forms in some of the oncooids, in addition to well-formed cubic crystals.

5.1.4. *Peloidal/oncoidal packstone/wackestone* (PCK/WCK-pe) (Terra et al., 2010)

This microfacies corresponds to a packstone, which becomes a wackestone in some places. It is predominantly composed of peloids and oncolites (Fig. 8), containing bioclasts of gastropods, bivalve mollusks and ostracods, in addition to planktonic (some resembling *Favosites* and *Hedbergella*) and benthic (textulariids, agglutinated, and some miliolids) foraminifera, a few echinoids, and rare fragments of green algae, fish, and encrusting organisms. Polychaete worm tubes were observed, in addition to other types of tubes and bioturbation with different orientation, which were cemented or filled with sediments. Where the bioturbation is filled with sediments, the internal matrix shows moderate to intense dolomitization, with bioclastic fragments and associated glauconite (Fig. 9c). Pyrite was seen scattered filling foraminifera cavities, but occurred more intensely in some of the oncooids. In some parts, the matrix had a lumpy to micropeloidal texture showing microbial influence. Compaction features are demonstrated by the presence of clay/dissolution films.

5.1.5. *Mudstone with planktonic bioelement* (MUD) (Terra et al., 2010)

This microfacies is predominantly composed of bioclasts with planktonic and benthic foraminifera, ostracods, microgastropods, and rare bivalves in a matrix with organic matter (Fig. 9). There was

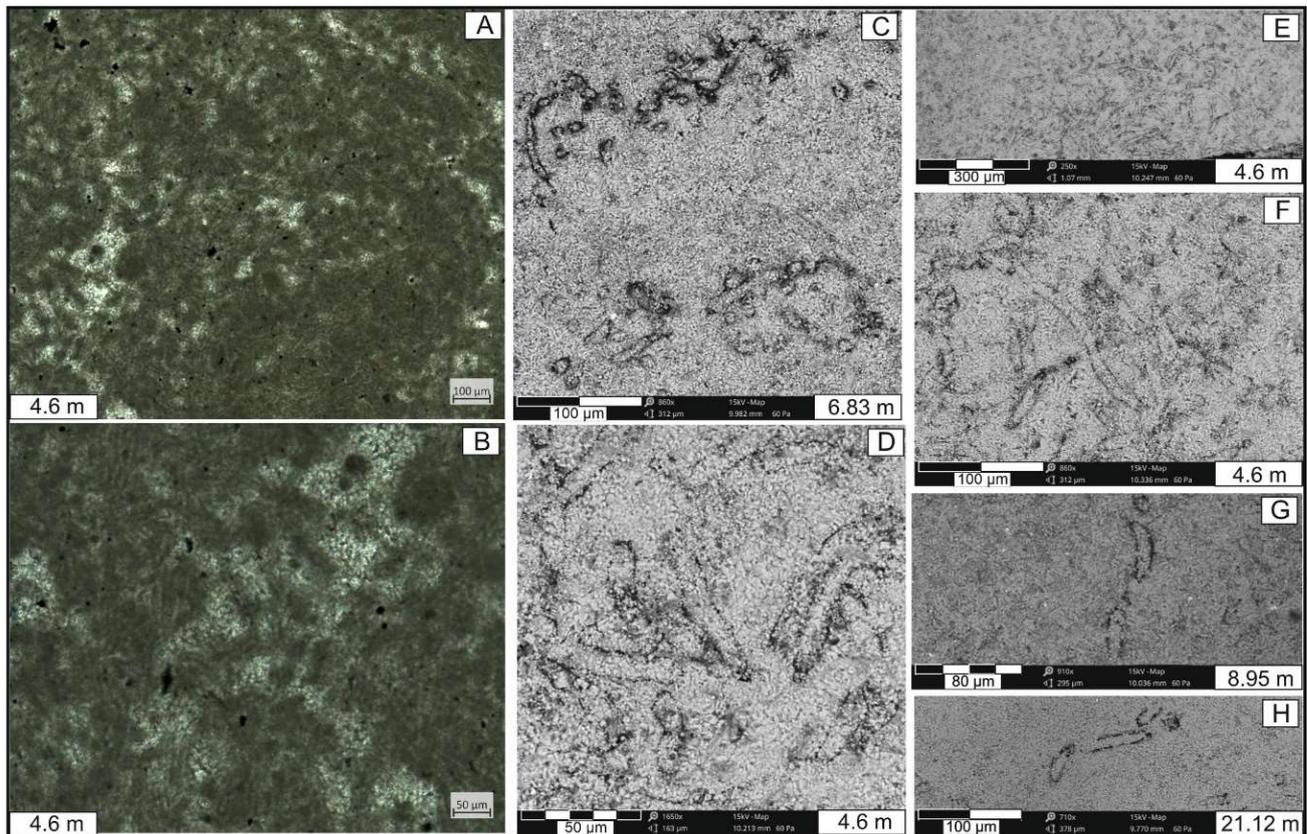


Fig. 4. (A and B) Images of areas with microbial influence at different magnifications, showing a lumpy aspect associated with a network of calcified filaments, which were better viewed by SEM (C–H), in different samples.

evidence of bioturbation that had created mottling, characterized by variations in the intensity of dolomitization. In addition to this bioturbation, tubes of different morphologies were also recorded. Some areas showing probable microorganism activity were observed, forming dark clouds of micritization. The dolomitization varied in intensity from incipient to completely dolomitized. This microfacies represents a low-energy environment in deep water with predominant deposition by decantation.

## 5.2. Biostratigraphic analysis

Calcareous nannofossil assemblages are not diverse and are usually poorly to moderately preserved in the studied wells, the specimens show normally evidences of dissolution and recrystallization. A total of 10 calcareous nannofossils were identified in the Well PC-01. The assemblage (Fig. 10) was composed of coccolithophores species (*Watznaueria barnesiae*, *W. supracretacea*, *W. biporta*, *Zeughrabdotusembergeri*, and *Z. clarus*), calcareous dinoflagellates (*Cervicella saxea*), incertae sedis (*Assipetraterebrodentariusterebrodentariu*s) as well as ascidian species (*Velasqueziapraegothica* and *Didemnoidea rosetta*) and fragmented spicules. 63 samples were analyzed in the Well PC-01, such as 24 barrels for calcareous nannofossils. The stratigraphic interval between 32.19 and 31.60 m shows the highest abundance (412 specimens) and species diversity (5 species) in the Well PC-01, the assemblage is dominated by *Watznaueria barnesiae*, *W. supracretacea*, and ascidian spicules (Table supplementary – FS1). For the Well PC-02, *W. barnesiae* was the only species found in the interval between 17.01 m and 14.47 m, the sample 16.00 m show the highest abundance with 6 specimens.

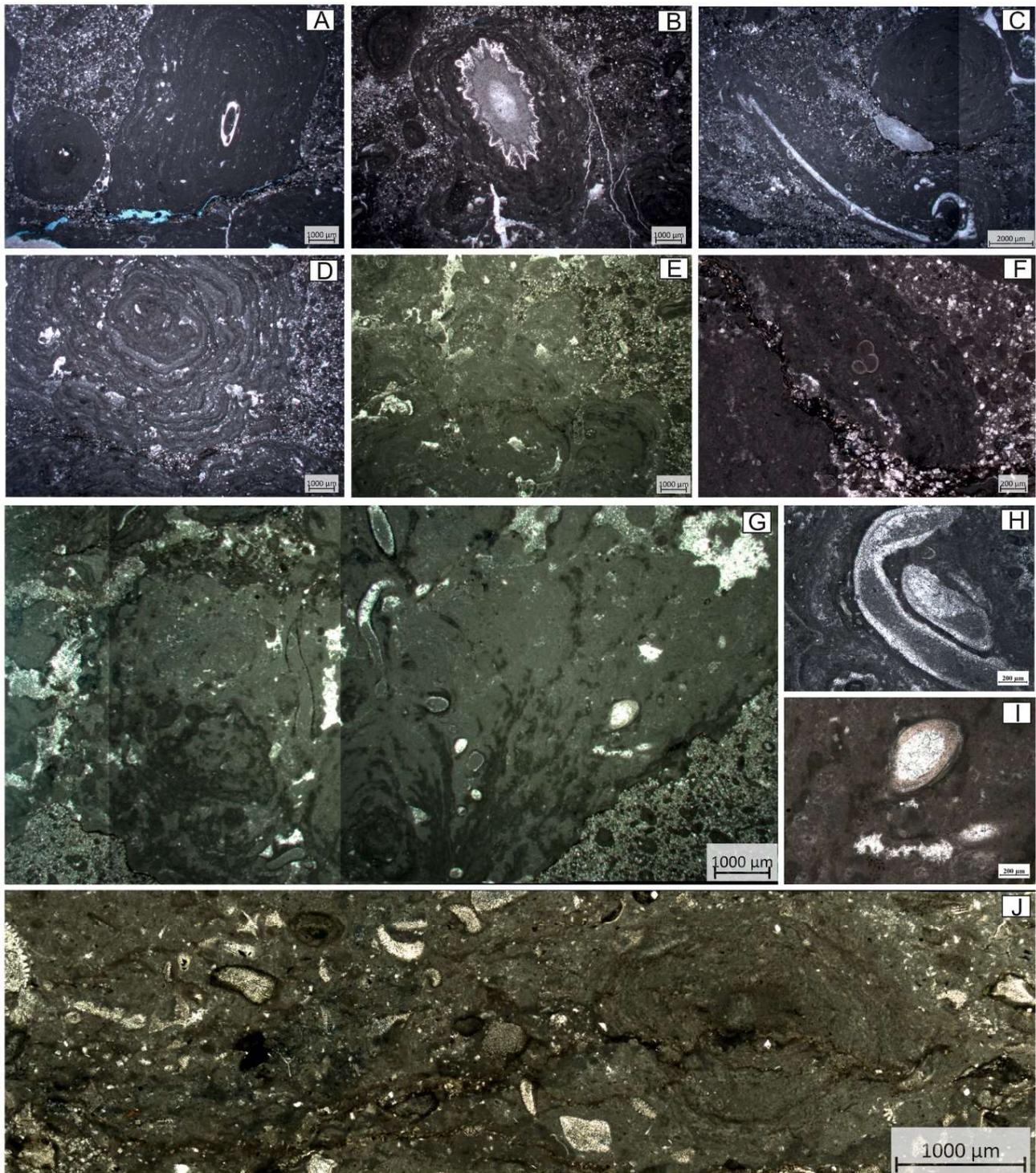
The studied assemblages are mostly dominated by *W. barnesiae*. Several studies noted that a high abundance of *W. barnesiae* is indicative

of dissolution, and assemblages that contain an abundance of this taxon are considered to be strongly altered (Thierstein, 1981; Roth and Bowler, 1981; Roth, 1981, 1986; Roth and Krumbach, 1986). However, the high occurrence of this species may be related to open marine settings and low-fertility conditions (e.g., Roth and Bowler, 1981; Roth and Krumbach, 1986; Linnert et al., 2011). Moreover, *W. barnesiae* can also be found in a wide range of environments (eurytopic taxa) considering their occurrences in nearshore sediments that are usually characterized by low-diversity assemblages (Bown and Young, 2019). In the studied samples, other groups as calcareous dinoflagellates and ascidians were recovered and co-occur with *W. barnesiae* this association can indicate shelf to coastal environments (Bown and Young, 2019).

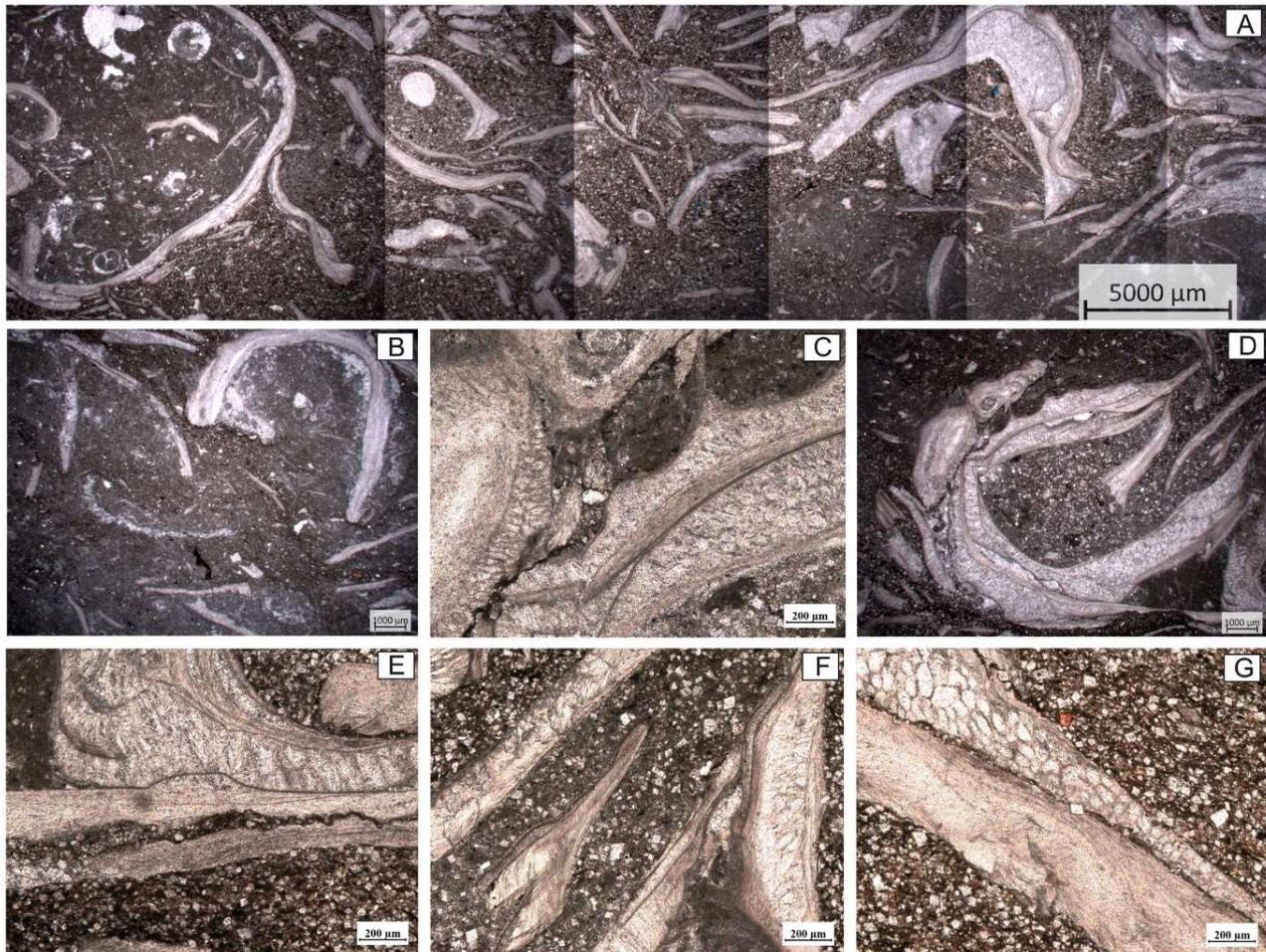
The calcareous nannofossils did not give biostratigraphic conclusive results for the studied wells. Several reasons, including diagenesis, may have dissolved the calcareous nannofossils. In addition, the studied sediments were interpreted as predominantly being of shallow-water origin—a condition not favorable to the presence of high diversity and abundance of calcareous nannofossils.

About palynology, in the well PC-01 (Fig. S1) there is a significant occurrence of the genus *Classopollis*. Other types of pollen grains such as *Inaperturopollenites* are common in the section. More rarely, the genera *Equisetosporites* and *Gnetacxaeapollenites* have been observed. The spore group includes ornamented and laevigated types. In addition to the myospores, dinoflagellate cysts (*Spiniferites*) and microforaminiferal linings were observed (Fig. 11). These conspicuous occurrences of microforaminiferal linings indicate a marine environment all the way through the well. The dominance of continental elements suggests a continental influence and relative proximity to the coastline.

Based on the palynological associations in the samples (Fig. S1, Fig. 11), it was possible to recognize from 39.04 to 23.13 m the



**Fig. 5.** Photomicrographs of the oncoidal /microbial rudstone facies (Rud-on). (A) Macro-oncolite partially dissolved in its lower part by dissolution films/stylolites, generating suture contacts; (B) oncoïd with an echinoid spine nucleus; (C) macro-oncoïd with bivalve mollusk nucleus (lower part), and oncoïds associated with an encrusting bioclast (upper right); (D) centimetric macro-oncoïds with irregularly concentric involucre; (E) stromatolitic feature with branched arborescent growths; (F) planktonic foraminifera agglutinated to the oncoïdal envelope and, just below, dissolution feature diagonally cutting the photomicrograph; (G) stromatolite with growth features associated with worm tubes; (H and I) detail of the worm tubes; and (J) microbial part represented by a matrix with a viscous and diffuse appearance containing small fragments of scattered echinoids.



**Fig. 6.** Bioclastic rudstone microfacies (RUD-bi), with bioclasts composed predominantly of oostreid valves: (A) longitudinal photomontage of the thin-section, showing an overview of the rudstone and fragments of associated microgastropods (top left corner); (B) oostreids measuring around 1 cm in the middle of a partially dolomitized matrix rich in organic matter; and (C–G) well-preserved details of the internal structure of the oostreids, showing its characteristic foliations and vesicles.

*Complicatissacus cearensis* Zone, (P-280), lower and middle parts of Regali (1989), based on the occurrences of the pollen grains *Dejaxpollenites foveoreticulatus* and *Steevesipollenites pentacostatus*. This palinozone has been correlated to the upper Aptian (Ferreira et al., 2020). Between 22.62 and 19.63 m, an upper Aptian age was suggested by the last local occurrences of the species *Equisetosporites leptomatus* and *Spiniferites chebca* which have been recognized elsewhere in Brazilian rocks in the late Aptian (Santana Group, Araripe Basin—Lima, 1978; Alagamar Formation, Potiguar Basin—Dino, 1992; Muribeca and Riachuelo Formations, Taquari Member, Sergipe Sub-basin—Carvalho, 2001; Carvalho et al., 2016; Codó Formation, Parnaíba Basin—Eneaset al., 2022; Bragança and Codó Formations, Bragança-Viseu, São Luís, and Parnaíba basins—Giannerini et al., 2023).

The late Aptian age determined here is in accordance with the dating performed by Zucon (2005), using ammonoids, in an outcrop in the same locality as the present study where *Diadochoceras pretiosum* was identified (*Diadochoceras Eodouvilleiceras* Zone). Bengtson et al. (2018) studying outcrops in the same vicinity as the quarry of this study identified the species *Diadochoceras pretiosum*, which fits into the late Aptian in the *Eodouvilleiceras/Epicheloniceras* Ammonite Zone. Thus, Section PC corresponds to an interval covering the basal part of the Riachuelo Formation, within the first third-order depositional sequence, based on

Mendes (1994), which extends from the upper Aptian to lower Albian (Mendes, 1994, 2005) (Fig. 2).

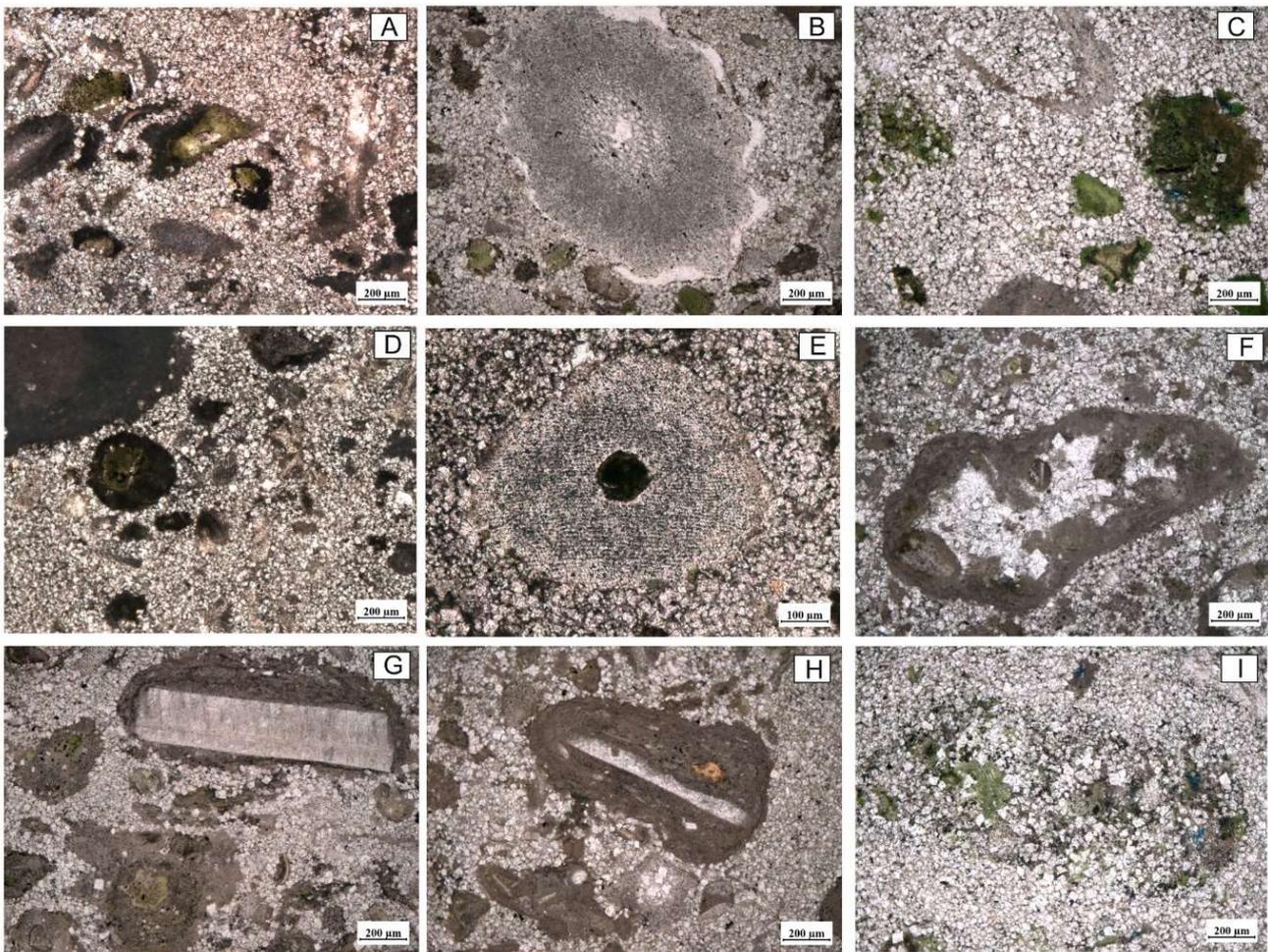
To describe the nature of the marine incursions that occurred during the Aptian–Albian transition Fauth et al. (2021) drilled wells nearby outcrops and quarries previously studied by Koutsoukos (1989) and Siqueira (2005), that carried out paleontological studies based on foraminifera and ammonites where the age assigned was late Aptian.

### 5.3. Paleoenvironmental characterization

The five microfacies identified in this study were all marked by the presence of matrix in their composition, which indicates low to moderate energy (i.e., not enough energy to generate a typical high-energy facies, such as a matrix-free grainstone) and a relatively protected paleoenvironment (Dunham, 1962).

Diaz (2011), studying outcrops and quarries in the same study area, carried out a faciological analysis focusing on the dolomitization of the Maruim Member, in the shallow water facies where the paleoenvironmental characteristics were in a different context from the sequence found in the section of the present work, which made it difficult the comparison.

Sedimentary successions studied in one of the wells of the Riachuelo



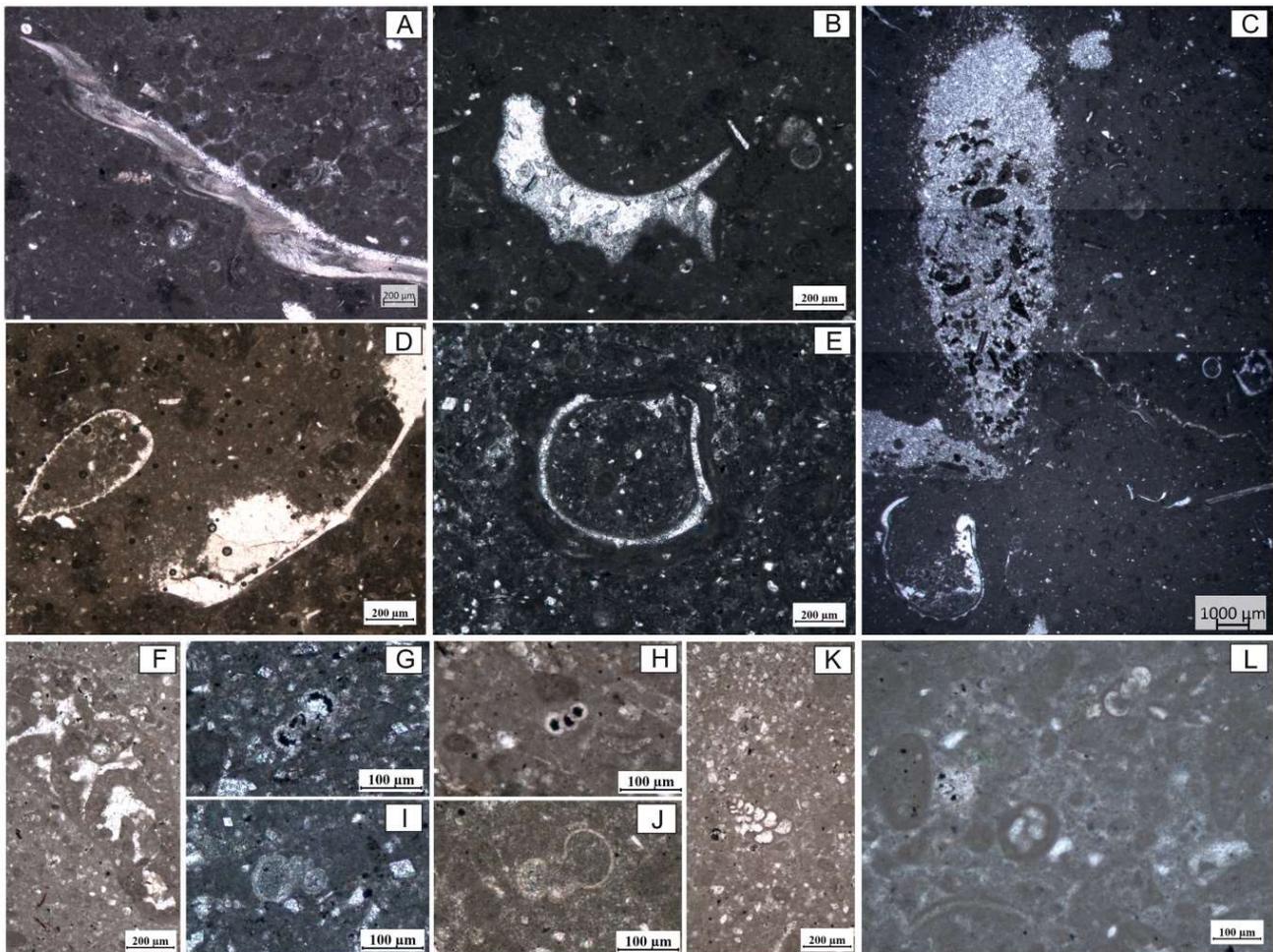
**Fig. 7.** Oncoidal bioclastic packstone microfacies showing intense dolomitization of the matrix (PCK-on): (A) miscellaneous bioclast fragments, including ostracod valves, mollusks, and echinoid plate fragments, some partially glauconitized; (B) section of echinoid spine (center), with several smaller fragments of glauconitized bioclasts (olive green in color); (C) bioclasts replaced by glauconite to a more advanced stage (dark green color); (D) micritized oncoids with glauconitized nuclei; (E) echinoid spine in cross-section with central cavity filled with glauconite (dark green); (F) 1.4-mm-long agglutinating foraminifera, with some of its agglutinated components glauconitized and its interior cavity dolomitized; (G) oncoid with a core of inoceramid fragment in the middle of a dolomitized matrix, and smaller oncoids associated with glauconite; (H) oncoid with a core of bioclastic fragment, with probable phosphatization in the microbial envelope; and (I) more advanced dolomitization, with the ghost of a probably partially glauconitized oncoid.

Formation by [Luft-Souza et al. \(2023\)](#) showed restricted and shallow marine conditions that graduated in a transgressive trend and were mainly composed of planktonic and benthic foraminifera, echinoderms, mollusks, calcareous dinoflagellates, green algae, planktonic microcrinoids, inoceramids fragments a few occurrences of calcimicrobes and stromatolites that indicate stressful environmental conditions for the establishment of the marine biota. However, these same authors observed that during non-stressful marine conditions, a significant abundance of microcrinoids and the planktonic foraminifera *Favusella washitensis* were observed, which suggests neritic and warm paleoenvironments with an affinity to the Tethys Realm since the late Aptian interval. Viewing the location of the study well in the Pacatuba region from [Luft-Souza et al. \(2022, 2023\)](#) it was possible to identify that it is located in a shallower structural position in relation to the PC section, with the presence of interspersed grainstones and terrigenous influence showing a context slightly different from the PC section where we are clearly in a more protected environment throughout the interval.

Based on geochemical and paleontological data from the Riachuelo Formation, [Koutsoukos et al. \(1991a\)](#) determined that the Neo-Aptian–Albian sediments were deposited in a mid to upper bathyal

neritic environment under intermittently oxygen-depleted conditions where the waters were salinity stratified, with the maximum oxygen depletion occurring during the late Aptian–early Albian. [Koutsoukos et al. \(1993\)](#) further suggested a tectonic control over the deposition of the shallow-water carbonate facies of the Riachuelo Formation starting in the late Aptian.

Combining this published information with our data and the gravimetric/structural data for the area ([Fig. 12](#), according to [Coelho et al., 2021](#)), it was possible to better visualize the paleoenvironmental and depositional conditions of the Riachuelo Formation in the northern part of Sergipe. These corroborated with the interpretation and elaboration of the proposed depositional model for this portion of the formation ([Fig. 13](#)). The microfacies of Section PC were positioned very close to the elongated and shallow structural features of the Pacatuba and Penedo horsts, lying parallel to the coastline on the inner, protected side, which would have corresponded to a lagoon-type environment. The elongated feature with the more positive gravimetric anomaly was a structural high, and this is where the carbonate banks probably developed. The highest energy facies, corresponding to the Maruim Member. With Section PC being very close to this shallow feature, the facies we



**Fig. 8.** Peloidal/packstone/wackestone microfacies (PCK-pe): (A) bivalve mollusk fragment (probable an ostreid) in the peloidal matrix; (B) gastropod fragment (center) and planktonic foraminifera (right); (C) vertical bioturbation feature, with selective dolomitization of the matrix and partial glauconitization of the bioclasts; (D) bivalve mollusk with preserved articulation (possibly a heterodont or lithophagid); (E) longitudinal section of a mollusk valve surrounded by probable microbial growth; (F) agglutinated benthic foraminifera; (G–J) planktonic foraminifera, the first two with pyritized cavities; (K) textulariid benthic foraminifera; (L) probable miliolid (center) and planktonic foraminifera (*Hedbergella*) (top).

determined were possibly influenced by this bank, generating facies that interdigitated with inputs from the carbonate bank and the lagoon.

The mudstone (MUD) microfacies, which was associated with shales at the base of Section PC, corresponds to a typical low-energy paleoenvironment reflecting lagoonal conditions, but with deeper water, despite being close to the coastline. This reflects the large-scale tectonic compartmentalization of the basin and characterizes a facies of the Taquari Member.

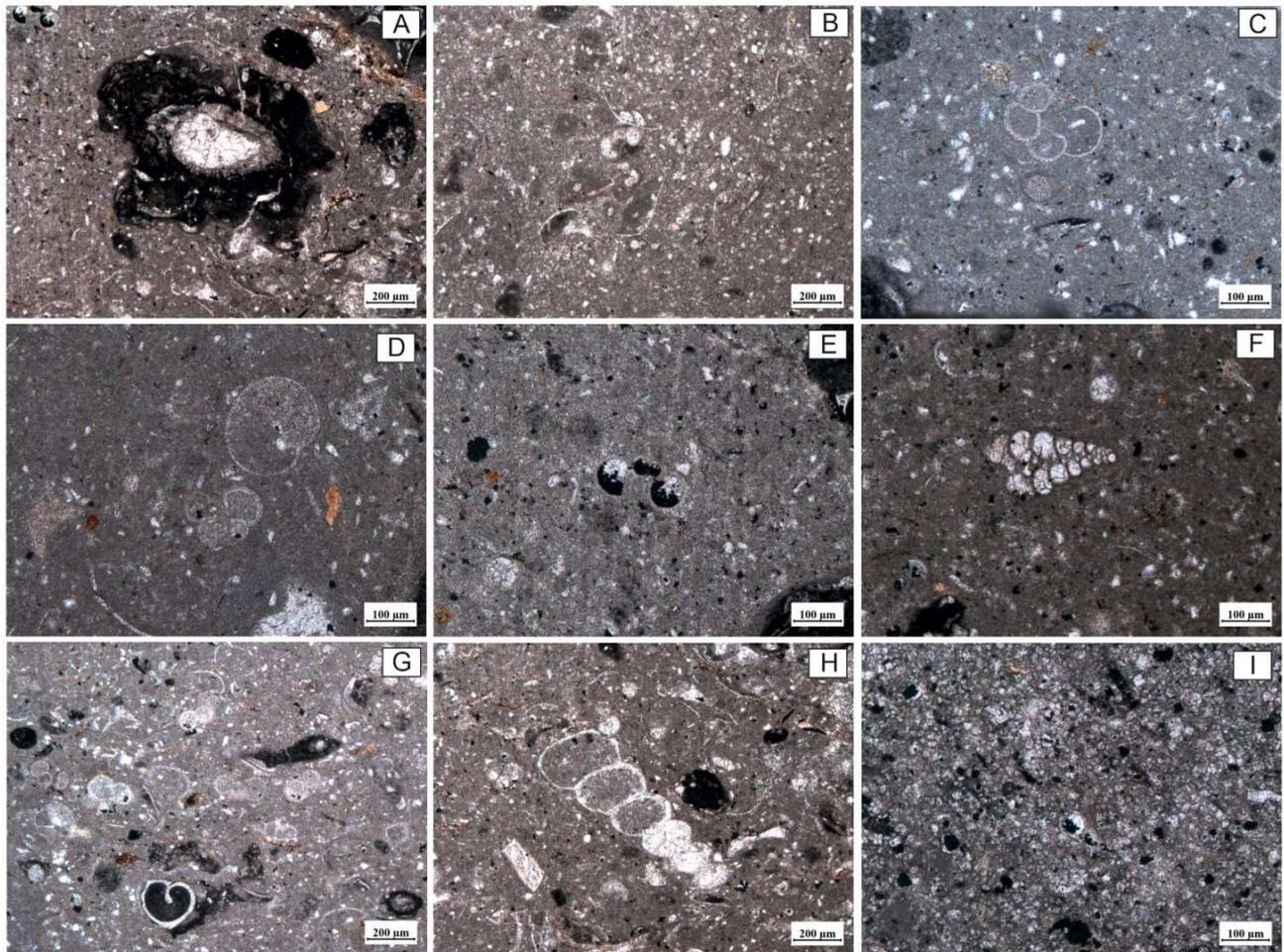
The upper part of Section PC reflects a particular subenvironment in the lagoon, being located at an intermediate level between the lagoon floor and the high-energy bank (Penedo and Pacatuba horsts). This level is suggestive of a plateau, where a secondary lower-energy bank developed that was conducive to microbial activity as reflected by the presence of oncolites and stromatolites, with part of the bioclastic content possibly having come from the adjacent highs.

Ostreids are bivalve mollusks (oysters) that are predominantly sessile in life and can thus be used to infer a shallow platform paleoenvironment, according to Seeling and Bengtson (1999). Their morphology is strongly uneven, with the lower/left valve being heavy, bowl-shaped, and more durable than the upper/right valve, which is thinner, lighter, and more fragile. The concentration of oysters (RUD-bi) showed a variety of valve morphologies that may correspond to a relatively

balanced mixture of left and right valves (Fig. 6). Microfacies RUD-bi comprised poorly fragmented, disarticulated oysters alongside well-preserved specimens, suggesting a community of oysters transported only a short distance close to their final locus of deposition, such that the fragile right valves were not destroyed (Feldmann and Palubniak, 1975). The bioclastic rudstone microfacies, being only approximately 15 cm thick, may represent a subordinate environment in a protected area of the lagoon, where the waters were relatively shallow and calm—a domain that was more favorable to the development of stromatolites.

The most striking feature of the studied sediments was undoubtedly the predominance of microbial/stromatolitic features, reflecting relatively stressful water conditions, where the few transported bioclasts present were surrounded by microbial envelopes and their associated encrusting biota. This paleoenvironment is different from those typical of the Riachuelo Formation, indicating how complex the formation is, with its different microenvironments resulting from the compartmentalization of and active tectonism in the Sergipe Sub-basin.

In this environment, the microbial structures seem to have offered some resistance to dolomitization, which was more effective in the packstone facies (PCK-on). Dolomitization seems to prevail in the material deposited between the microbial/stromatolitic and oncoidal



**Fig. 9.** Mudstone microfacies with planktonic bioelements (MUD): (A) ostracod approximately 500  $\mu\text{m}$  long surrounded by a dark cloud of micritization, generated by probable microbial activity; (B) disarticulated ostracod valves and planktonic foraminifera (center), with small rhombohedral dolomite crystals dispersed in the middle of the carbonate mud; (C) planktonic foraminifera (*Favosites*); (D) planktonic foraminifera and microgastropod approximately 250  $\mu\text{m}$  long; (E) internally pyritized planktonic foraminifera (*Hedbergella*); (F) biserial (textulariid) benthic foraminifera; (G) sample rich in planktonic foraminifera, up to 200  $\mu\text{m}$  in size, disarticulated ostracods, and a microgastropod with an intensely micritized interior; (H) microgastropod approximately 1 mm long and other pelagic fragments; and (I) partially dolomitized mudstone with rhombohedral crystals, with an average size of 20  $\mu\text{m}$ , and, despite the masking of the bioclasts, a planktonic foraminifera test can be seen in the center, which is partially pyritized.

components, which was composed of disaggregated particles from both the oncolite/microbial bank and the adjacent shallow, high-energy bank. Bioturbation also seems to have induced greater dolomitization of the matrix. The dolomitization found in all the described facies, comprising fine rhombohedral crystals, may have had an evaporative origin, as in some of the facies described by Erthal (2006), who investigated the transition interval between the Muribeca and Riachuelo Formations (Taquiri Member). However, a more detailed study, involving geochemical analysis would be necessary to determine this.

The low-diversity and abundance of planktonic foraminifera, as well as the few identified calcareous nannofossils and dinoflagellate cysts may have come from the open ocean in the basin, brought over the barrier of the high-energy bank (Maruim Member) during sea-level highs adding a mixture of basin elements to the adjacent shallow bank. This interpretation is consistent with the paleogeographic positioning and biostratigraphic analysis which support the characteristics of the beginning of the drift phase (late Aptian) and the formation of the South Atlantic Ocean, as reported by Koutsoukos et al. (1991a, 1991b, 1993) for this formation.

The occurrence of glauconite is often associated with calm waters in

a carbonate-dominated marine environment (Bentor and Kastner, 1965; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2010). In this work, glauconite was seen to fill skeletal cavities in bioclasts and cover small areas in oncolites and stromatolites. These characteristics indicate authigenic precipitation under syndepositional conditions, which is in agreement with the formation of glauconite under very low depositional rates or even during breaks in sedimentation (Bentor and Kastner, 1965; McRae, 1972; Amorosi, 1995; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Huggett, 2005; Flügel, 2010; Baldermann et al., 2013). This, in association with the presence of organic matter, suggests the favorable environmental conditions that can be provided during a marine transgression/transgressive system tract (TST) (McRae, 1972; Amorosi, 1995). In contrast to these conditions, glauconite has also been reported from shallow-water and high-energy environments, such as tidal flats in the Cambro-Ordovician of Texas and New Mexico, suggesting that marine conditions were very different and favorable to the precipitation of glauconite during the Early Paleozoic (Chafetz and Reid, 2000). Commonly, in higher energy deposits, intraparticle pores, such as within foraminiferal theca and echinoid spines are filled with carbonate cement or micrite, but in low-energy environments with minimal sedimentation, glauconite can

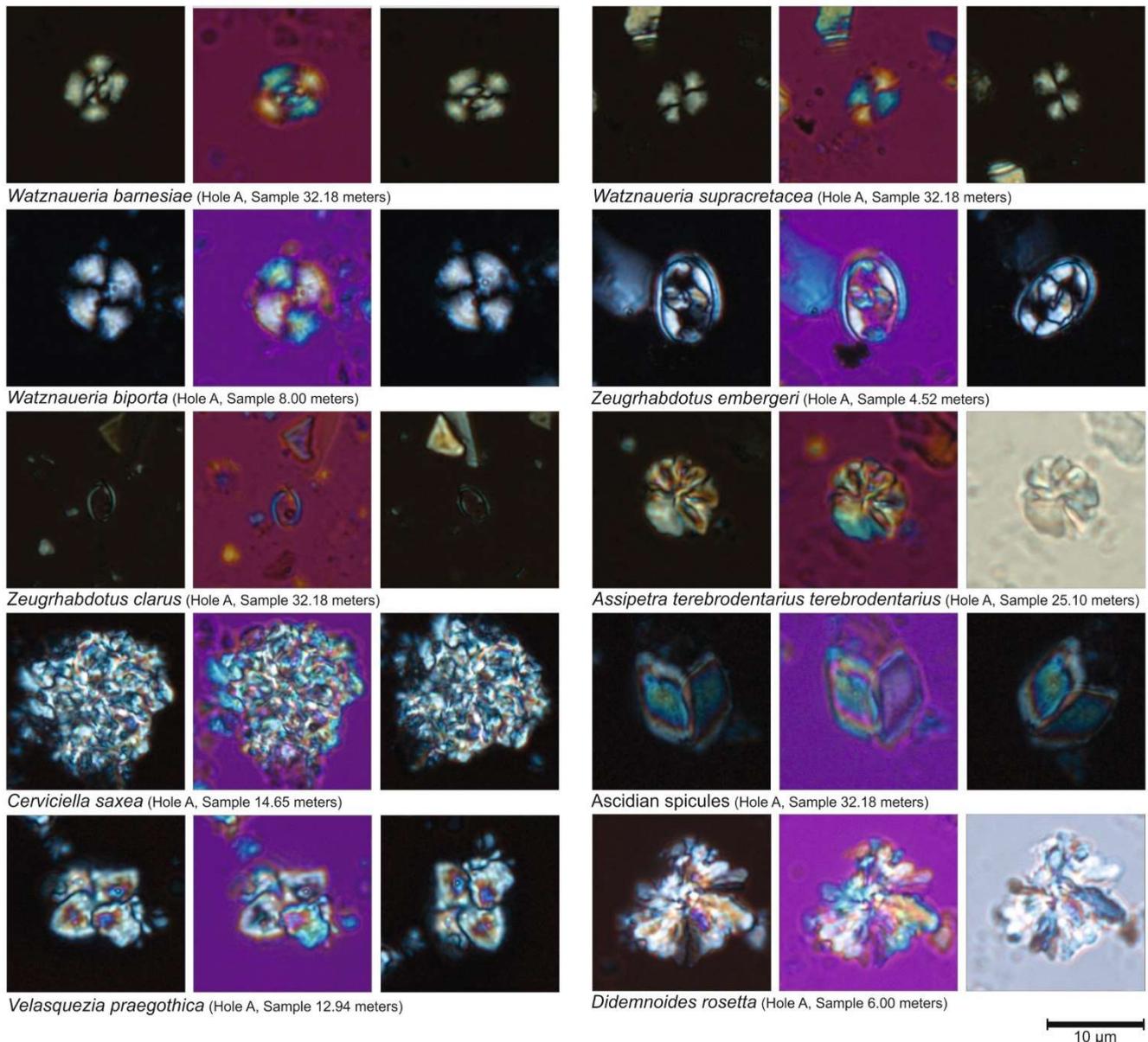


Fig. 10. Calcareous nannofossil species recovered in the studied samples.

be precipitated in these voids (Bentor and Kastner, 1965; McRae, 1972; Amorosi, 1995; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Huggett, 2005; Flügel, 2010; Baldermann et al., 2013). Our samples fit with the interpretation of a low-energy environment with intervals of minimal sedimentation. The glauconite may also reflect nutrient-rich water conditions and some oxygen depletion (Föllmi et al., 1994; Erthal, 2006; Flügel, 2010).

A low sedimentation rate is also evidenced by the occurrence of encrusting organisms and serpulids, which need a hard/firm substrate to develop on/in.

## 6. Conclusions

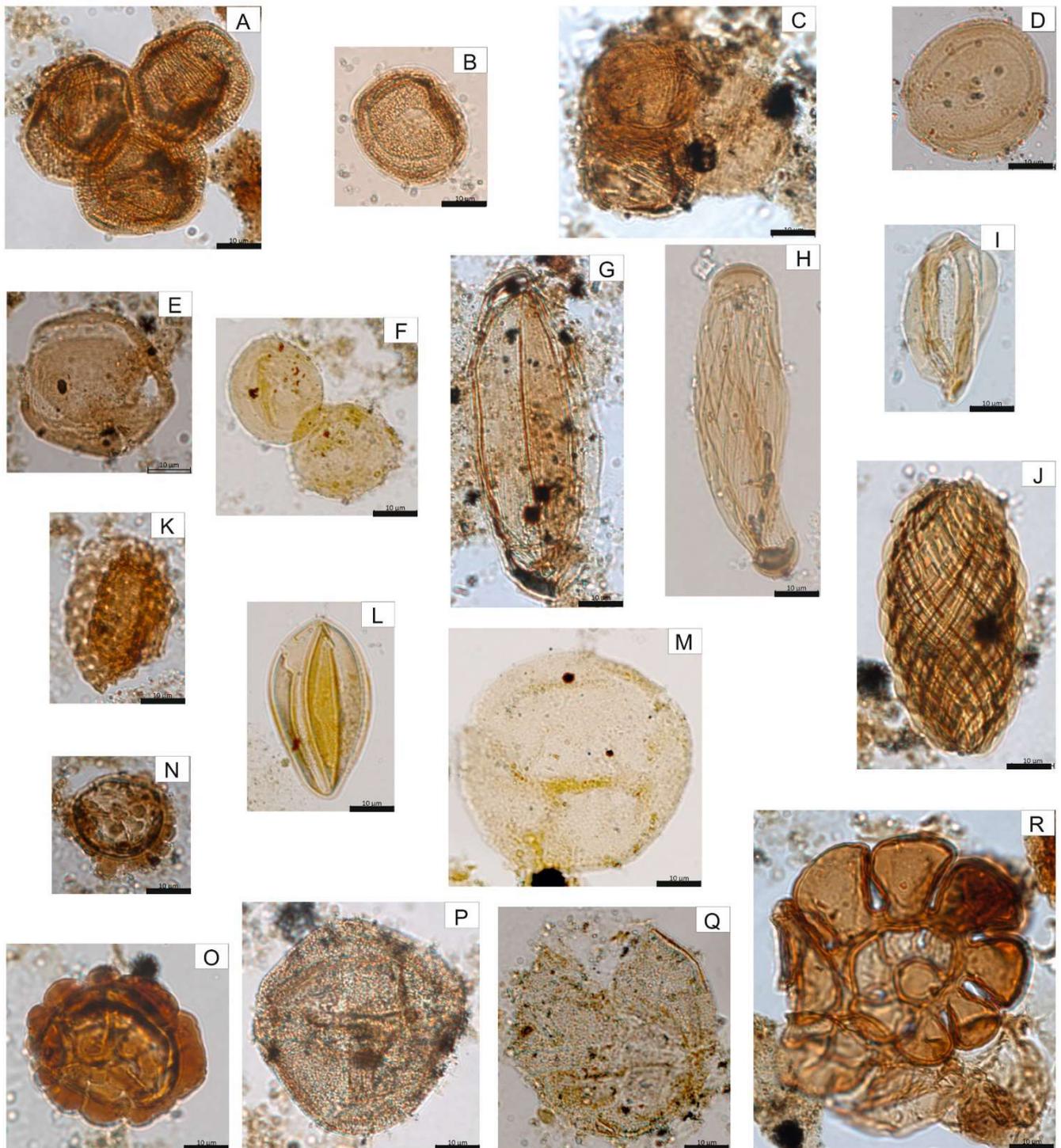
Five microfacies were identified in this study: oncoidal rudstone, bioclastic rudstone, oncoidal packstone, peloidal/oncoidal packstone/wackestone and mudstone with planktonic elements. Section PC was predominantly composed of carbonates, the basal interval containing intercalations of mudstones and shales and the upper interval

characterized by the occurrence of macro-oncoidal, microstromatolites, and peloids, indicating significant microbial influence and more stressful environmental conditions.

The lower interval of Section PC had a deep-water facies component, but this was proximal to the coastline, as evidenced by the continental palynologic fossils, and the regional gravimetric and structural data. In this context, this interval likely corresponds to the lagoonal deposits of the Taqari Member.

The upper interval of Section PC probably represents an intermediate plateau between the lagoon floor and a shallow, high-energy carbonate bank—still in relatively shallow water, but in a lower-energy environment. This environment was conducive to microbial development (e.g., the filaments of probable *Girvanella*) in slightly agitated waters and with periods of low sedimentation. The presence of glauconite, deposited as an authigenic mineral suggests nutrient-rich and oxygen-depleted waters.

Lithology and biostratigraphic data allow to define that Section PC

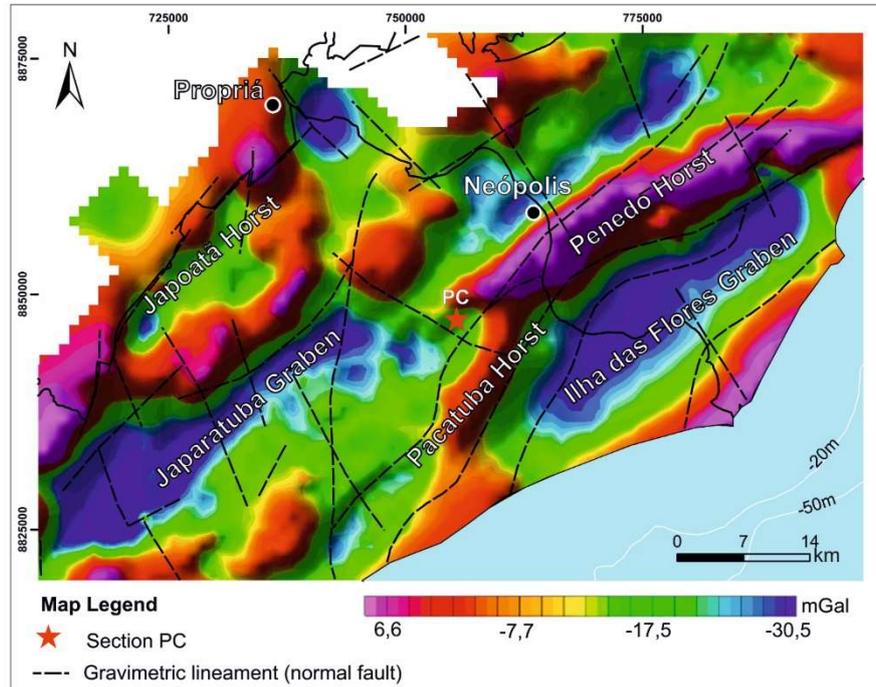


**Fig. 11.** Some species of palynomorphs the studied sections (A) *Classopollistorosus* tetrad (B) *Classopollisclassoides* (C) *Classopollisclassoides* tetrad; (D) *Classopollis alexi*; (E) *Classopollisbrasilensis* (F) *Circulina* sp.; (G) *Equisetosporiteptomatus* (H) *Steevesipollenites* sp.; (I) *Steevesipollenitespentacostatus* (J) *Gnetaceapollenites jansonii*; (K) *Dejaxpollenitesfoveoreticulatus* (L) Tricolpate pollen grain, small; (M) *Araucariacitesaustralis*, typical; (N) gemmed trilete spore; (O) *Leptolepiditesparosus* (P), (Q) *Spiniferiteschebcaand* (R) microforaminiferal linings.

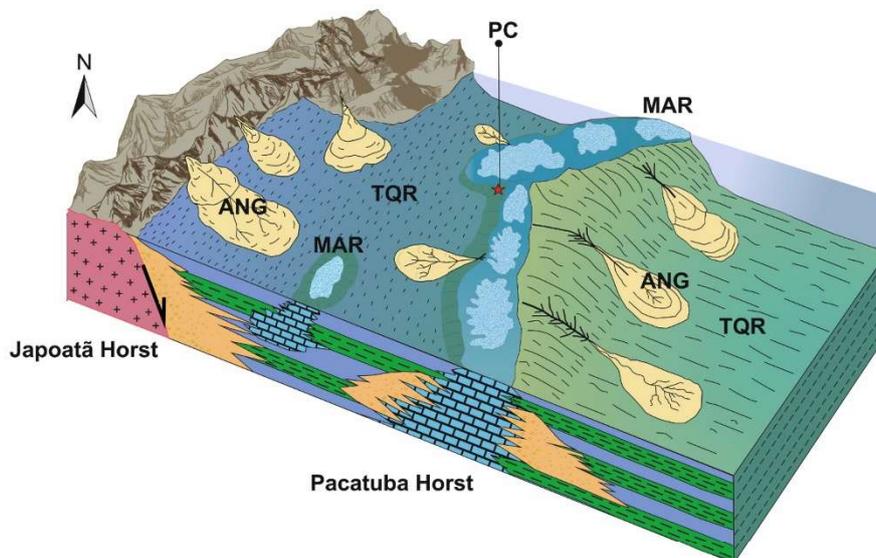
represents the basal part of the Riachuelo Formation, deposited during the beginning of the drift phase with a strong tectonic influence and reflecting a highly compartmentalized area. This compartmentalization is evidenced by the lagoonal environment, influenced by continental inputs (fossils of pollen and spores) and in proximity to the coastline, but

also showing an association with deeper-water facies.

A late Aptian age was inferred for Section PC, based on palynological data indicating the *Complicatissacuscearensis* Zone (P-280) (Regali, 1989; Ferreira et al., 2020). This age matches with those proposed by Zucon (2005) and Bengtson et al. (2018) based on ammonoids from



**Fig. 12.** Gravity and structural map of the area, showing the location of Section PC in a protected structural low, very close to the elongated highs of the Pacatuba and Penedo horsts. Map based on data from Coelho et al. (2021).



**Fig. 13.** Depositional model for the Riachuelo Formation in the northern part of Sergipe, based on the gravimetric and structural map (see Fig. 12). ANG—Angico Member, MAR—Maruim Member, TQR—Taquari Member, PC—Section PC.

outcrops in the same locality (*Eodouvilleicera* Zone).

#### CRedit authorship contribution statement

**Maria Caroline do Nascimento:** Writing – original draft, Resources, Methodology, Investigation, Formal analysis, Conceptualization. **Mário Lima Filho:** Writing – review & editing, Supervision, Funding acquisition. **Gerson J.S. Terra:** Writing – review & editing, Supervision, Methodology, Investigation, Formal analysis. **Marcella A.O. Alves:** Writing – original draft, Methodology, Investigation, Formal analysis.

**Mauro D.R. Bruno:** Writing – original draft, Methodology, Investigation, Formal analysis.

#### Declaration of competing interest

The authors declare no conflicts of interests. Neither author has published any aspect of the results presented here. Also, there are no papers in press, submitted manuscripts, or work in preparation that either report on any aspect of this study or use results presented here. We are not aware of any papers or manuscripts by other research groups that

would overlap notably with this study regarding specific goals, results, and interpretations.

#### Data availability

Data will be made available on request.

#### Acknowledgments

To the UFPE/ANP/FINEP (Brazil) Human Resources Program (PRH 47) for granting the master's scholarship to Maria Caroline do Nascimento. The authors also thank PRH 47, the Federal University of Pernambuco (UFPE), Brazil and the Laboratory of Sedimentary and Environmental Geology (LAGESE) for the logistical and financial support to carry out this work, as well as the reviewers for the pertinent and constructive corrections. We would like to thank Enelise Katia Piovesan, coordinator of the IMA-UFPE Micropaleontology Laboratory, for providing the entire structure for analyzes with palynomorphs, as well as for allowing the use of SEM, in which the microbial features were considered under the supervision of Robbyson Melo. The authors also thank Gerson Fauth for providing the necessary structure to carry out analyzes with calcareous microfossils at the Oceanone - Technological Institute of Paleogeography and Climate Change - UNISINOS. We thank the owners of the drill sites, MZU Cimentos - Pacatuba (Sergipe State), for all their support and for kindly contributing to the project. We also thank researchers Fernanda Luft-Souza (UNISINOS), Edilma de Jesus Andrade (UFS), Sônia Agostino (UFPE), Osvaldo Correia (UFPE), Rick Souza de Oliveira (UFOPA), Virgíno Henrique de Miranda Lopes Neumann (UFPE), and Zenilda Batista (UFAL) for their constructive comments, discussions, and suggestions. This manuscript has benefited from the constructive comments of two anonymous reviewers, as well as the editor Francisco J. Vega.

#### Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104688>.

#### References

- Amorosi, A., 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *J. Sediment. Res.* 65 (4b), 419–425. <https://doi.org/10.1306/D4268275-2826-11D7-864800102C1865D>.
- Antonietto, L.S., 2015. Taxonomia, Paleocologia e Bioestratigrafia de ostracodes da Formação Riachuelo, Bacia de Sergipe-Alagoas, Nordeste do Brasil. 210 f. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília.
- Asmus, H.E., Ponte, F.C., 1973. The Brazilian marginal basins. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (Eds.), *The South Atlantic*. Springer, Boston, MA, pp. 87–133. [https://doi.org/10.1007/978-1-4684-3030-3\\_3](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-3030-3_3).
- Azevedo, R.L.M., 2004. Paleoclimatologia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro 12 (2), 231–249.
- Baldemann, A., Warr, L.N., Gathoff, G.H., Dietzel, M., 2013. The rate and mechanism of deep-sea glauconite formation at the Ivory Coast-Ghana marginal ridge. *Clay Clay Miner.* 61 (3), 258–276. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2013.0610307>.
- Bandeira Jr., A.N., 1978. Sedimentologia e microfósseis calcáreos das formações Riachuelo e Cotiguiúba da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: *Petrobras. Boletim Técnico da Petrobras*, 21. Rio de Janeiro, pp. 17–69.
- Bassotto, M., Alkham, F.F., Szatmari, P., Mohriak, W.U., 2000. The oceanic segment of the southern Brazilian margin: morpho-structural domains and their tectonic significance. In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (Eds.), *Atlantic Rifts and Continental Margins*. (S.L. American Geophysical Union, pp. 235–259).
- Bengton, P., 1983. The Cenomanian–Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil. 12. *Fossil Strata*, p. 81.
- Bengton, P., Zuccon, M.H., Sobral, A.C.S., 2018. Cretaceous ammonite zonation of the Sergipe Basin, northeastern Brazil. *Cretac. Res.* 88, 111–122. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.07.021>.
- Bentor, K., Kastner, M., 1965. Notes on the mineralogy and origin of glauconite. *J. Sediment. Petrol.* 35, 155–166. <https://doi.org/10.1306/74D71212-2B21-11D7-864800102C1865D>.
- Blair, S.A., Watkins, D.K., 2009. High-resolution calcareous microfossil biostratigraphy for the Coniacian/Santonian stage boundary, Western Interior Basin. *Cretac. Res.* 30, 367–384. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.07.016>.
- Bodin, S., Meissner, P., Janssen, N.M.M., Streuber, T., Mutterlose, J., 2015. Large igneous provinces and organic carbon burial: controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous. *Global Planet. Change* 133, 238–253. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.001>.
- Bortini, C., Erba, E., Tiraboschi, D., Jenkyns, H.C., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2015. Climate variability and ocean fertility during the Aptian Stage. *Clim. Past* 11, 383–402. <https://doi.org/10.5194/cp-11-383-2015>.
- Bown, P., Young, J., 2019. The fossil record of coastal coccolithophores. *J. Nanoplankt. Res.* 73–80 (Special issue 4).
- Burne, R.V., Moore, L., 1987. Microbialites; organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios* 2 (3), 241–254. <https://doi.org/10.2307/3514674>.
- Cainelli, C., Mohriak, W.U., 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes* 22 (3), 206–216. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i3/008>.
- Campos Neto, O.P.A., Lima, W.S., Cruz, F.E.G., 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15 (2), 405–415.
- Carvalho, M.A., 2001. Paleoenvironmental Reconstruction Based on Palynology and Palynofacies Analyses of the Aptian–Albian in the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. Ph.D. Thesis. Universität Heidelberg, Heidelberg [Unpublished].
- Carvalho, M.A., Bengtson, P., Lima, C.C., 2016. Late Aptian (cretaceous) paleoceanography of the South Atlantic Ocean inferred from dinocyst communities of the Sergipe basin, Brazil. *Paleoceanography* 31, 2–26. <https://doi.org/10.1002/2014PA002772>.
- Carvalho, M.A., Lima, C.C., Bengtson, P., Sá, N.P., 2017. Late Aptian (Cretaceous) climate changes in northeastern Brazil: a reconstruction based on indicator species analysis (IndVal). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 485, 543–560. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.07.011>.
- Chafetz, H.S., 1986. Marine peloids; a product of bacterially induced precipitation of calcite. *J. Sediment. Petrol.* 56 (6), 812–817. <https://doi.org/10.1306/212F8A5-2B24-11D7-864800102C1865D>.
- Chafetz, H.S., Reid, A., 2000. Syndepositional shallow water precipitation of glauconitic minerals. *Sediment. Geol.* 136, 29–42. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00082-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00082-8).
- Chang, Y.M., 1967. Paleontological society accuracy of fossil percentage estimation, source. *J. Paleontol.* 41 (2), 500–502.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., 1987. Interpretação genética das sequências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. *Rev. Bras. Geociências* 17, 74–80.
- Chang, H.K., Kowsmann, R., Figueiredo, A.M.F., 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do litoral brasileiro. In: Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras, pp. 269–289.
- Coelho, A.C.Q.M., Menezes, P.T.L., Mane, M.A., 2021. Gravity data as a faulting assessment tool for unconventional reservoirs regional exploration: the Sergipe-Alagoas Basin example. *J. Nat. Gas Sci. Eng.* 94, 104077. <https://doi.org/10.1016/j.jngse.2021.104077>.
- Cruz, L.R., 2008. Caracterização tectono-estratigráfica da sequência transicional na sub-bacia de Sergipe. 2008. 168 f. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.
- Dahanayake, K., Gerdes, G., Krumbein, W.E., 1985. Stromatolites, oncoides and oolites biogenically formed in situ. *Naturwissenschaften* 72, 513–518.
- Dantas, M.V.S., 2016. Padrões Depositionais e Estratigráficos da Formação Riachuelo (Bacia de SE-AL) sob a Ótica da Estratigrafia de Sequências 2016. 120 f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Dias, J.L., 2004. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no andar Aptiano da margem leste brasileira. Rio de Janeiro. *Boletim de Geociências da Petrobras* 13 (1), 7–25.
- Dias-Brito, D., 1982. Evolução paleoecológica da Bacia de Campos durante a deposição dos calcários, margas e folhelhos da Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano). In: *Petrobras. Rio de Janeiro*, 25. *Boletim Técnico da Petrobras*, pp. 84–97, 3.
- Dias-Brito, D., 2017. Guia Petrográfico Dos Carbonatos Do Brasil. Obra 4. Editora UNESP - IGCE-UNESP/ot, Rio Claro, SP, Brazil, p. 232.
- Diaz, M.L.R., 2011. Estudo Diagenético aplicado ao Membro Marum da Formação Riachuelo, na parte terrestre da sub-bacia de Sergipe, Brasil. 2011. 265 f. Tese de Doutorado em Análise de Bacias Sedimentares - Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis. Instituto de Geociências, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Dino, R., 1992. Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia da Formação Alagamar, Cretáceo da Bacia Potiguar, nordeste do Brasil. 1992. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo [Unpublished].
- Donnadieu, Y., Pierrehumbert, R., Jacob, R., Fluteau, F., 2006. Modelling the primary control of paleogeography on cretaceous climate. *Amsterdam. Earth Planet Sci. Lett.* 248 (1–2), 426–437. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.007>.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, 1. Memoir American Association of Petroleum Geologists, pp. 108–121.
- Emby, A.F., Klován, J.E., 1971. Alate devonian reefbank on northeastern banks islands, northwest territories. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 19, 730–781.
- Eneas, G.O., Antonioli, L., Souza-Lima, W., Dino, R., Soares, E.A.A., 2022. Palynology of Codo Formation, Paraíba Basin: age and depositional paleoenvironment. *UNESP, Geociências* 41 (3), 845–856.
- Ertal, M.M., 2006. Evolução paleoambiental e diagenética dos carbonatos do poço 9-GTP-24-SE de idade Aptiano-Albiano da Bacia de Sergipe, SE. 2006. 220 f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Falcão, C.M.O., 2006. Sedimentação mista carbonato-siliciclástica durante o Albo-Aptiano na porção emersa da Bacia Sergipe-Alagoas. 2006. 193 f. Tese de Doutorado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. Sio Leopoldo.
- Fauth, G., Bruno, M.D.R., Villegas-Martín, J., Francisco Savian, J., Guerra, R.M., Kralh, G., Lima, H.F.O., Strohschoen, O., Mello, R.G., Lopes, F.M., Leandro, C.G.,

- Aguar, E.S., 2021. Drilling the aptian-albian of the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil: paleobiogeographic and paleoceanographic studies in the South Atlantic. *Sci. Drill.* 29, 1–17. <https://doi.org/10.5194/sd-29-1-2021>.
- Feijó, F.J., 1995. Bacias de Sergipe e Alagoas. In: *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8. Rio de Janeiro, pp. 149–161, 11.
- Feijó, F.J., 1996. O Início da Livre Circulação das Águas do Oceano Atlântico. *Rio de Janeiro. Bol. Geociências Petrobras* 10 (1), 157–164.
- Feldmann, R.M., Palubniak, D.S., 1975. Paleoenvironment of mastrichtian oyster assemblages in the fox hills formation. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 13, 211–233.
- Ferré, B., Walker, S., Bengtson, P., 2005. Roveacrinids in mid-Cretaceous biostratigraphy of the Sergipe basin, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, [S.L.] 19, 259–272. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.01.010>.
- Ferreira, N., Ferreira, E.P., Ramos, R.R.C., Carvalho, I.S., 2020. Terrestrial and marine palynomorphs from deposits of the pull-apart rift of West Gondwana (Parnaíba Basin, northern Brazil): biostratigraphy and relation to tectonic events. *J. S. Am. Earth Sci.* 101, 102612 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102612>.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, p. 976. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2>.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestones types. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa, 1. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 62–85.
- Föllmi, K.B., Weissert, H., Bisping, M., Funk, H., 1994. Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy and carbonate platform evolution along the northern Tethyan margin. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 729–746. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106%3C0729:PCISAC%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106%3C0729:PCISAC%3E2.3.CO;2).
- Ford, D., Golonka, J., 2003. Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins. *Marine and Petroleum Geology*, [S.L.] 20, 249–285. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00041-2](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00041-2).
- Giannerini, M.C.S., Carvalho, M.A., Iana, C.C., Santiago, G., Paula Sá, N., Correia, G.C., 2023. Late Aptian paleoclimate reconstruction of Brazilian equatorial margin: inferences from palynology. *Clim. Past* 19, 1715–1742. <https://doi.org/10.5194/cp-19-1715-2023>.
- Hag, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Tertiary (250 million years ago to present). *Science* 235, 1156–1167.
- Hay, W.W., 2008. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretac. Res.* 29, 725–753. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.025>.
- Hübner, B.T., MacLeod, K.G., Grocke, D.R., Kuers, M., 2011. Paleotemperature and paleosalinity inferences and chemostratigraphy across the Aptian/Albian boundary in the subtropical North Atlantic. *Paleoceanography* 26, 1–20. <https://doi.org/10.1029/2011PA002178>.
- Huggert, J.M., 2005. Glauconites: minerals, encyclopedia of Geology. In: *in-Chief: Richard C. Selley, L. Robin M. Cocks and Ian R. Plimer*, pp. 542–548.
- Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geobase* 11, 1–30. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>.
- Keller, G., 2008. Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects. *Cretaceous Research*, [S.L.] 29, 754–771. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.030>.
- Kidwell, S.M., Flügel, E.T., Aigner, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaos* 1, 228–238. <https://doi.org/10.2307/3514687>.
- Koutsoukos, E.A.M., 1989. Mid- to late Cretaceous Microbiostratigraphy, Paleoenvironment and Paleogeography of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. Ph. D. Thesis. Council for National Academic Awards, Polytechnic South West, Plymouth, U.K., p. 886.
- Koutsoukos, E.A.M., 1992. Late aptian to mastrichtian foraminiferal biogeography and paleoceanography of the Sergipe basin, Brazil. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoenvironment*, [S.L.] 92, 295–324.
- Koutsoukos, E.A.M., Mello, M.R., Azambuja Filho, N.C., 1991a. Micropaleontological and geochemical evidence of mid-Cretaceous dysoxic/anoxic paleoenvironments in the Sergipe Basin, northeast Brazil. In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*, 58. Geological Society of London Special Publication, pp. 427–447.
- Koutsoukos, E.A.M., Mello, M.R., Azambuja Filho, N.C., Hart, M.B., Maxwell, J.R., 1991b. The upper Aptian-Albian succession of the Sergipe Basin, Brazil: an integrated paleoenvironmental assessment. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 73 (3), 479–498.
- Koutsoukos, E.A.M., Azambuja Filho, N.C., Spadini, A.R., Destro, N., 1993. Upper aptian-lower coniacian carbonate sequences in the Sergipe basin, northeast Brazil. In: Simo, T., Scott, R.W., Masse, J.P. (Eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms*. AAPG Memoir, Tulsa, 56, 127–143.
- Larson, R.L., 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology* 19, 963–966. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0963:CO>2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0963:CO>2).
- Larson, R.L., Euba, E., 1999. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography* 14, 663–678. [https://ui.adsabs.harvard.edu/link\\_gateway/1999PA0014.663L/doi:10.1029/1999PA000440](https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/1999PA0014.663L/doi:10.1029/1999PA000440).
- Lima, M.R., 1978. *Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil)*, 1978. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 338 [Unpublished].
- Linnert, C., Mutterlose, J., Herrle, J.O., 2011. Late Cretaceous (Gomphian-Maestrichtian) calcareous nanofossils from goban spur (DSDP sites 549, 551): implications for the paleoceanography of the proto north Atlantic. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 299 (3), 507–528. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.12.001>.
- Ludvigson, G.A., 2008. *Global Climate Change and the Cretaceous Greenhouse World*. The Iowa Department of Natural Resources. Disponível em: <http://www.iagb.uiowa.edu/info/osh/greenhouse/greenhouse.htm>.
- Luft-Souza, F., Fauth, G., Bruno, M.D.R., De Lira Mota, M.A., Vázquez-García, B., Santos Filho, M.A.B., Terra, G.J.S., 2022. Sergipe-Alagoas Basin, northeast Brazil: a reference basin for studies on the early history of the South Atlantic Ocean. *Earth Sci. Rev.* 229, 104034 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104034>.
- Luft-Souza, F., Terra, G.J.S., Fauth, G., 2023. Early Cretaceous marine microfossils from the South Atlantic Ocean (Sergipe-Alagoas basin, Brazil): paleobiogeographical and paleoceanographical inferences. *Facies* 69, 16. <https://doi.org/10.1007/s10347-023-00672-9>.
- McAnena, A., Flügel, E., Hofmann, P., Herrle, J.O., Griesand, A., Pross, J., Talbot, H.M., Rethemeyer, J., Wallmann, K., Wagner, T., 2013. Atlantic cooling associated with a marine biotic crisis during the mid-Cretaceous period. *Nat. Geosci.* 6, 558–561. <https://doi.org/10.1038/NGEO1850>.
- McRae, S.G., 1972. Glauconite. *Earth Sci. Rev.* 8, 397–440. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(72\)90063-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(72)90063-3).
- Mendes, J.M.C., 1994. *Análise estratigráfica da seção neo-aptiana/eoceno-maniáca (Fm. Riachuelo) na área do alto de aracaju e adjacências – Bacia de Sergipe/Alagoas*, 1994. 166 f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Mendes, J.M.C., 2005. *Análise da Ciclicidade Impressa no Registro Sedimentar da Seção Neo-Aptiana/Eoceno-maniáca (Fm. Riachuelo) na Bacia de Sergipe-Alagoas*. Revista Brasileira de Geociências, [S.L.] 35, 107–114.
- Milani, E.J., Araújo, L.M., 2003. Recursos minerais energéticos: petróleo. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçaves, J.H., Geologia (Eds.), tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas and SKG. CPRM Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 692.
- Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Staps, J.M., Winter, W.R., Gaieta, J.M., Neto, O. C.P., 2007. Bacias sedimentares brasileiras - cartas estratigráficas. *Bol. Geociências Petrobras* 15, 183–205.
- Mohr, W.A., 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: *GEOLOGIA, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Rio de Janeiro, pp. 87–165.
- Monty, C.L., 1981. Spongostromatolite vs. poststromatolite stromatolites and oncoids. In: Monty, C. (Ed.), *Phanerozoic Stromatolites*. Case Histories. 1–4. Springer, Berlin.
- Ojeda, H.A.O., 1982. Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazil marginal basins. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 66, 732–749. <https://doi.org/10.1306/03B5A309-16D1-11D7-8645000102C1865D>.
- Pereira, F.M.C.C., 2013. *Sedimentologia e estratigrafia de afloramentos do Membro mantim da Formação Riachuelo na Sub-Bacia de Sergipe*, 2013. 90 f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Sergipe, Sergipe.
- Perry, T.M., 1983. Oncoids: comment to recent developments. In: Perry, T.M. (Ed.), *Coated Grains*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 273–275.
- Poste, F.C., Asmus, H.E., 1976. The Brazilian Marginal Basins: current state of knowledge. In: *Anais Academia Brasileira de Ciências, Proceedings International Symposium on continental margins of Atlantic type*, 48. São Paulo, pp. 215–239.
- Rangel, C.V.G.T., 2002. *Estado paleoambiental dos carbonatos do Albião superior da Bacia de Sergipe – uma abordagem microfossilológica*, 2002. 133 f. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em análise de bacias e faixas móveis. UERJ, Rio de Janeiro.
- Rod, J.F., 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins – types, characteristics and evolution. *Tectonophysics* 81, 195–212. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(82\)90129-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90129-9).
- Regali, M.P.S., 1989. *Complicatissacus cearenis: uma palinózoa do Eocretáceo do Brasil*. In: 11st Congresso Brasileiro de Paleontologia, Curitiba, 1. Anais, pp. 235–274.
- Regali, M.P.S., Uesugi, N., Santos, A.S., 1974a. Palinologia dos sedimentos Mesozoicos do Brasil (I). *Bol. Tec. Petrobras* 17 (3), 177–191.
- Regali, M.P.S., Uesugi, N., Santos, A.S., 1974b. Palinologia dos sedimentos Mesozoicos do Brasil (II). *Bol. Tec. Petrobras* 17 (4), 263–301.
- Regali, M.P.S., Santos, P.R.S., 1999. Palinologia e geocronologia dos sedimentos albi-aptianos das bacias de Sergipe e Alagoas – Brasil. In: 5th Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Serra Negra, Boletim de resumos, pp. 411–419.
- Riding, R., 1977. Skeletal stromatolites. In: Flügel, E. (Ed.), *Fossil Algae, Recent Results and Developments*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 57–60. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-66516-5\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-642-66516-5_4).
- Riding, R., 1991a. Calcified cyanobacteria. In: Riding, R. (Ed.), *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 55–87. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9_3).
- Riding, R., 1991b. Classification of microbial carbonates. In: Riding, R. (Ed.), *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 21–51. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9_2).
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47 (Suppl. 1), 179–214. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x>.
- Riding, R., 2008. Abiogenic, microbial and hybrid autigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geol. Croat.* 61 (2–3), 73–103.
- Riding, R., Tomás, S., 2006. Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspars? *Sedimentology* 53, 23–34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00751.x>.
- Riding, R., Virgone, A., 2020. Hybrid Carbonates: in situ abiogenic, microbial and skeletal co-precipitates. *Earth Sci. Rev.* 208, 103300 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103300>.

- Roth, P.H., 1981. Mid-Cretaceous calcareous nannoplankton from the Central Pacific: implications for paleoceanography. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 62, 471–489. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.62.113.1981>.
- Roth, P.H., 1986. Mesozoic paleoceanography of the north Atlantic and Tethys oceans. Geological Society, London, Special Publications 21 (1), 299–320. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.021.01.22>.
- Roth, P.H., Bowler, J.L., 1981. Middle Cretaceous Calcareous Nannoplankton Biogeography and Oceanography of the Atlantic Ocean, 32. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, pp. 517–546. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(86\)90031-9](https://doi.org/10.1016/0377-8398(86)90031-9).
- Roth, P.H., Krumbach, K.R., 1986. Middle Cretaceous calcareous nannofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian Oceans: implications for paleoceanography. *Mar. Micropaleontol.* 10 (1–3), 235–266. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(86\)90031-9](https://doi.org/10.1016/0377-8398(86)90031-9).
- Saint Martin, J.P., 2010. The *Girvanella*-like remains from Messinian marine deposits (Sardinia, Italy): lagerstätten paradigm for microbial biota? *Ann. Paleontol.* 96, 33–50. <https://doi.org/10.1016/j.anpal.2010.10.002>.
- Schaller, H., 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. Rio de Janeiro. Bol. Tec. Petrobras 12 (1), 21–86.
- Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S., 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Gains, Texture, Porosity and Diagenesis, 77. AAPG Memoir, Oklahoma, p. 459.
- Seeling, J., Bergtson, P., 1999. Cenomanian oysters from the Sergipe basin, Brazil. *Cretac. Res.* 20, 747–765. <https://doi.org/10.1006/cres.1999.0190>.
- Siqueira, M.H.Z.R., 2005. Amonóides da transição Aptiano-Albiano da Bacia de Sergipe, Brasil. 2005. 165 f. Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Souza-Lima, W., 2009. O consórcio foraminífero-algal-microbiano nas plataformas carbonáticas de Sergipe e seu significado paleobiogeográfico. *Paleontologia em Destaque* 62, 5.
- Takaki, T., Rodrigues, R., 1984. Isótopos estáveis do carbono e oxigênio dos calcários como indicadores paleoambientais- bacias de Campos, Santos e Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, 1984. Rio de Janeiro. Proceedings, Rio de Janeiro, pp. 4750–4762. SBG.
- Tedeschi, L.R., Jenkyns, H.C., Robinson, S.A., Sanjinés, A.E.S., Vivers, M.C., Quintaes, M. S.P., Vazquez, J., 2017. New age constraints on aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: implications for oceanic anoxic event 1a. *Geology* 45, 543–546. <https://doi.org/10.1130/G38886.1>.
- Terra, G.J., Spadini, A., França, A., Sombra, C., Zambonato, E., Juschaks, L., Arienti, L., Erthal, M., Blauth, M., Franco, M., Matsuda, N., Silva, N., Moretti Junior, P., D'Ávila, R., Souza, R., Tonietto, S., dos Anjos, S., Campinho, V., Winter, W., 2010. Classificação de Rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Bol. Geociências Petrobras* 8, 9–28.
- Thierstein, H.R., 1981. Late Cretaceous Nannoplankton and the Change at the Cretaceous Tertiary Boundary, 32. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) SEPM Special Publication, pp. 355–394. <https://doi.org/10.2110/pec.81.32.0355>.
- Tyson, R.V., 1995. Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies. Chapman & Hall, London, p. 615.
- Uesugui, N., 1979. Palinologia: técnica de tratamento de amostras. *Bol. Tec. Petrobras* 22 (4), 229–240.
- Watkins, D.K., Bergen, J.A., 2003. Late Albian adaptive radiation in the calcareous nannofossil genus *Eiffelithus*. *Micropaleontology* 49 (3), 231–251. <https://doi.org/10.2113/49.3.231>.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M., Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques – processing and microscopy. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologic, Texas, USA, pp. 127–164.
- Zuccon, M.H., 2005. Amonóides do limite Aptiano-Albiano da Bacia de Sergipe. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bnsil. Salvador.

## 4 CONCLUSÕES

A seção dos poços analisada (PC) é composta predominantemente por carbonatos, sendo o intervalo basal, correspondente a intercalações de mudstones e folhelhos, e o intervalo superior é caracterizado pela ocorrência de oncoides, microstromatolitos e peloides, mostrando grande influência microbial e condições ambientais mais estressantes.

O intervalo inferior da seção, mostra características de fácies pelíticas com baixa energia e certa profundidade, porém proximais em relação à linha de costa, evidenciadas pelo conteúdo palinológico e pelos dados gravimétricos e estruturais do local. Nesse contexto, este intervalo provavelmente corresponde a depósitos lagunares do Membro Taquari.

O intervalo superior da seção, ocorre possivelmente a um patamar intermediário, entre o fundo da laguna e um banco carbonático raso de alta energia, sendo ainda um ambiente de águas relativamente rasas, mas com baixa energia. Este ambiente foi propício ao desenvolvimento microbial (a exemplo os filamentos de provável *Girvanella*), em águas pouco agitadas e com períodos de baixa sedimentação. A presença de glauconita, depositada como mineral autigênico, sugere águas ricas em nutrientes e com depleção em oxigênio.

Dados litológicos e bioestratigráficos permitem definir que este intervalo (Seção PC) está inserido na porção basal da Formação Riachuelo, evidenciando um ambiente do início da fase drifte, ainda com forte influência da tectônica, refletindo-se em uma área altamente compartimentada. Essa compartimentação é evidenciada pelo ambiente lagunar, influenciado por aportes continentais (predomínio de poléns e esporos) e proximidade à linha de costa, mas também apresentando associação com fácies de águas mais profundas.

Foi inferida a idade Aptiano tardio, para o intervalo analisado, com base nas ocorrências palinológicas inseridas na Zona *Complicatissacus cearensis* (P-280). Esta datação coincide com a idade com base em amonoides descritos em afloramento na mesma localidade da pedreira (Zona *Eodouvilleiceras*).

## REFERÊNCIAS

- ACOCELLA, A., TURRINI, D. Formation, appearance and characterization of travertine: *In: Sieneze travertine*. Alinea, Florence, 2010. 303p.
- ADAMS, A. E., MACKENZIE, W. S. **Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope**. London, Manson Publishing, 1998. 180p.
- ALMEIDA, F. F. M. **Geologia do continente Sul-Americano**. Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida/ organizado por Virginio Mantesso-Neto *et al.* - São Paulo, 2003. 647p.
- ANTONIETTO, L. S. **Taxonomia, Paleoecologia e Bioestratigrafia de ostracodes da Formação Riachuelo, Bacia de Sergipe-Alagoas, Nordeste do Brasil**. 2015. 210 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de Brasília, Distrito Federal, 2015.
- AHR, W. M., ALLEN, D., BOYD A., BACHMAN, H. N., CLERKE, E.A., SMITHSON, T., GZARA, K., HASSALL, J., MURTY, C., ZUBARI, H., RAMAMOORTHY, R. Confronting the carbonate conundrum. **Schlumberger Oil field Review**. p. 18-29, 2005.
- ASMUS, H. E., PONTE, F. C. The Brazilian Marginal Basins. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (Eds.), **The South Atlantic**. Springer, Boston, MA, p. 87–133, 1973. Doi: [https://doi.org/10.1007/978-1-4684-3030-1\\_3](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-3030-1_3).
- BATHURST, R. G. C. **Carbonate Sediments and Their Diagenesis**. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, 1971. 620p.
- BLAIR, S. A., WATKINS, D. K. High-resolution calcareous nannofossil biostratigraphy for the Coniacian/Santonian stage boundary, Western Interior Basin. **Cretaceous Research**, v. 30, 2009, p. 367-384. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.07.016>
- BOGGS, S. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Toronto, Macmillan Publishing Company, 1992. 707p.
- BROCK, T. D., MADIGAN, M.T., MARTINKO, J. M., PARKER, J. **Biology of Microorganisms**, 7th edn. New Jersey: Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1994. 909 p.
- BURNE, V. R., MOORE, L. S. **Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities**. v. 2, 1987. p. 241-254.
- CAINELLI C., BABINSKI, N. A., SANTOS, R. C. R., UESUGUI, N. Sedimentos albosantonianos da Bacia Sergipe-Alagoas: ambientes de sedimentação e perspectivas petrolíferas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2, p. 135-138, 1987.
- CAMPOS NETO, O. P. A., LIMA, W.S., CRUZ, F. E. G. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, 2007, p. 405-415.
- CARVALHO, M. A. **Paleoenvironmental reconstruction based on palynology and palynofacies analyses of the Aptian–Albian in the Sergipe Basin, Northeastern Brazil**. 2001. PhD thesis. Universität Heidelberg, Heidelberg, Germany [Unpublished], 2001.

CARVALHO, M. A., BENGTON, P., LANA, C. C. Late Aptian (Cretaceous) paleoceanography of the South Atlantic Ocean inferred from dinocyst communities of the Sergipe Basin, Brazil. **Paleoceanography**, v. 31, 2016, p. 2–26. Doi: <https://doi.org/10.1002/2014PA002772>

CARVALHO, M. A., LANA, C. C., BENGTON, P., SÁ, N. P. Late Aptian (Cretaceous) climate changes in northeastern Brazil: a reconstruction based on indicator species analysis (IndVal). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. v. 485, 2017 p. 543–560. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.07.011>.

CESERO P., PONTE F. C. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. In: PETROBRÁS. Rio de Janeiro, **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 11, 1997. p. 1–18.

CHANG, Y. M. Paleontological society accuracy of fossil percentage estimation, source. **Journal Paleontology**. v.41, n. 2, 1967.p. 500–502.

CHRISTENSEN, B. E., CHARACKLIS, W. G. Physical and chemical properties of biofilms. In: Characklis, W.G. and Marshall, K.C. (Ed.), **Biofilms**. New York: John Wiley and Sons. p. 19–34, 1990.

COSTERTON, J. W., GEESEY, G. G, CHENG, K. J. How bacteria stick. **Scientific American**, v. 238, n.1, p. 86–95, 1978. Doi: <http://dx.doi.org/10.1038/scientificamerican0178-86>.

DANTAS, M. V. S. **Padrões Depositionais e Estratigráficos da Formação Riachuelo (Bacia de SE-AL) sob a ótica da Estratigrafia de Sequências**. 2016. 120 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2016.

DECHO, A. Microbial exopolymer secretions in ocean environments - their role(s) in food webs and marine processes. **Oceanographic and Marine Biology**, v. 28. n.1, p. 73-153, 1990.

DELLA PORTA, G., WRIGHT, P. Carbonate World: A Web Tutorial For The Petrographic Analysis of Carbonate Rocks, 2009. Disponível em: [www.carbonateworld.com](http://www.carbonateworld.com). Acesso em: 15 dez. 2022.

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

DIAZ, M. L. R. **Estudo Diagenético aplicado ao Membro Maruim da Formação Riachuelo, na parte terrestre da sub-bacia de Sergipe, Brasil**. 2011. 265 f. Tese (Doutorado em Análise de Bacias Sedimentares) – Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis. Instituto de Geociências. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

- DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Classification of Carbonate Rocks* (Ed. By W.E. Ham). Memoir, American Association of Petroleum Geologists. v. 1, 1962, p. 108-121.
- EMBRY, A. F., KLONVAN, J. E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v. 19, n.1, p. 730-781, 1971.
- EINSELE G. **Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget**. Springer, 1992. 628p.
- ERTHAL, M. M. **Evolução paleoambiental e diagenética dos carbonatos do poço 9-GTP-24-SE de idade aptiana-albiana da bacia de Sergipe, SE**. 2006. 220 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro – RJ, 2006.
- FALCONE, C. M. O. **Sedimentação mista carbonato-siliciclástico durante o Albo-aptiano na porção emersa da Bacia Sergipe-Alagoas**. 2006. 193 f. Tese de Doutorado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo– RS, 2006.
- FEIJÓ F. J. Estudo dos carbonatos Muribeca e Riachuelo no alto de Aracaju – Bacia Sergipe-Alagoas – Nordeste do Brasil. *In: 31. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, v.1, 1980. Camburiú. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**. Camburiú. 324p.
- FEIJÓ, F. J. Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 11 [para o ano de 1994], p. 149-161, 1995.
- FEIJÓ F. J., VIEIRA R. A. B. Sequências cretáceas das bacias de Sergipe e Alagoas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, n.1, p. 153-168, 1991.
- FENCHEL, T., FINLAY, B. J. Ecology and Evolution in Anoxic Worlds. **Oxford Series in Ecology and Evolution**. Oxford: Oxford University Press. 1995. 276 p.
- FLÜGEL, E. **Microfacies of carbonate rocks – analysis, interpretation and application**. Springer-Verlag, Berlin: Heidelberg, 2010. 976p.
- FOLK, R. L. Practical petrographic classification of limestones. **AAPG Bulletin**, v. 43, p. 1-38, 1959.
- FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestone types. In Ham, W.E. (Ed.) **Classification of carbonate rocks**: Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 1, 1962. p. 62-85.
- FOLK, R. L. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Austin, Hemphill publishing Co, 1974. 182p.
- HENDERSON, J. **A history of the Brazil**. Longman, Hurst, Rees, Orme e Brown, London, 1821. 522 p.
- HARTT, C. F. **Geology and physical geography of Brazil**. Fields, Osgood e Co., Boston., xxi +, 1870. 620 p., 9 estampas.

HOROWITZ, A. S. E POTTER, P. E. **Introductory Petrography of Fossils**. New York, Springer-Verlag, 1971. 316 p.

JAMES, N. P., GINSBURG, R. N. **The Seaward Margin of Belize Barrier and Atoll Reefs. Special Publication n. 3 of the International Association of Sedimentologists**, Oxford, 1979. 191 p.

JAMES, N. P., KENDAL, A. C. Introduction to carbonate and evaporate facies models. *In*: WALKER, R.G. e JAMES, N.P. (EDS). **Facies Model: Response to sea level change**. Geological Association of Canada, 1992. 409 p.

LANA M. C. Bacia de Sergipe Alagoas: Uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. *In*: Gabaglia, R. e Milani, E.J. (eds.) **Origem e evolução das bacias sedimentares**, Petrobrás, 1990. p. 311-332.

LEMOS, V. B., TERRA, G. J. S. **Bioelementos de rochas carbonáticas**, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1994. 77 p.

LIMA, M. R. **Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil)**. 1978, 338 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1978.

LOGAN, B. W., REZAK, R., GINSBURG, R. N. Classification and environmental significance of algal stromatolites. **Journal of Geology**, v. 72. n.1, p. 68–83, 1964.

LOKIER, S. W., JUNABI, M. The petrographic description of carbonate facies: are we all speaking the same language?, **Sedimentology**, v. 63, 2016, p. 1843-1885.

LOWENSTAM, H. A. Aragonite needles and some sedimentary implications. **Journal Sedimentary Petrology**, v. 25, 1955, p. 270–272.

LUFT-SOUZA, F., FAUTH, G., BRUNO, M. D. R., DE LIRA MOTA, M. A., VÁZQUEZ-GARCÍA, B., SANTOS FILHO, M. A. B., TERRA, G. J. S. Sergipe-Alagoas Basin, Northeast Brazil: a reference basin for studies on the early history of the South Atlantic Ocean. **Earth-Science Reviews**, v. 229, 2022. 104034. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104034>

LUFT-SOUZA, F., TERRA, G. J. S., FAUTH, G. Early Cretaceous marine microfossils from the South Atlantic Ocean (Sergipe–Alagoas Basin, Brazil): palaeobiogeographical and palaeoceanographical inferences. **Facies**, 69:1, 2023. Doi: <https://doi.org/10.1007/s10347-023-00672-9>

MENDES, J. M. C. **Análise estratigráfica da seção neo-aptiana/eocenomaniana (Fm. Riachuelo) na área do alto de aracaju e adjacências – Bacia de Sergipe/Alagoas**. 1994. 166 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – RS, 1994.

MILANI, E. J., RANGEL, H. D., BUENO, G. V., STICA, J. M., WINTER, W. R., CAIXETA, J. M., NETO, O.C.P. Bacias sedimentares brasileiras - Cartas estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, 2007, p. 183–205.

MITTERER, R. M. Influence of organic matrix on skeletal and non-skeletal CaCO<sub>3</sub> precipitation., *In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGY CONGRESS*, 8., 1971, Heideberg. **Anais do Congresso Internacional de Sedimentologia**. (abstract), Heideberg, 1971. 68 p.

MOHRIAK, W. A. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Rio de Janeiro: CPRM, 2003. p. 87-165.

NEALSON K. H. The limits of life on Earth and searching for life on Mars. **Journal of Geophysical Research**, v. 102(E10), n. 23, 1997, p. 675-686.

NILSEN, J. E., GINSBURG, R. N. Calcium carbonate precipitation by epibionte of *Thalassia* in Florida Bay. **Journal Sedimentary Petrology**, v. 56, p. 622-628, 1986.

OJEDA, H. A. O. Strutural framework, stratigraphy and evolution of Brazil marginal basins. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 66, 1982, p. 732-749.

PEREIRA, F. M. C. C. **Sedimentologia e estratigrafia de afloramentos do Membro marum da Formação Riachuelo na Sub-Bacia de Sergipe**. 2013. 90 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Análise de Bacias). Universidade Federal de Sergipe. – São Cristóvão - SE, 2013.

PETRI, S. Cretaceous paleogeographic maps of Brasil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 59, n.1, p. 117–168, 1987.

RANGEL, C. V. G. T. **Estudo paleoambiental dos carbonatos do Albiano superior da Bacia de Sergipe – uma abordagem microfaciológica**. 2002. 133 f. Dissertação (Mestrado em Análises de bacias e Faixas Móveis), Universidade Estadual do Rio de Janeiro - UERJ, Rio de Janeiro – RJ. 2002.

REGALI, M. P. S. *Complicatisaccus cearensis*: uma palinozona do Eocretáceo do Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*. 11., 1989, Curitiba, **Anais [do Grongresso Brasileiro de Paleontologia]**. Curitiba, 1, 1989. p. 235–274.

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A.S. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (I). **Boletim técnico da Petrobras**, v.17, n.3. p. 177–191, 1974a.

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A.S. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (II). **Boletim técnico da Petrobras**, v.17, n.4. p. 263-301, 1974b.

REGALI, M.S.P., SANTOS, P.R.S. Palinoestratigrafia e geocronologia dos sedimentos alboatianos das bacias de Sergipe e Alagoas – Brasil. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL*, 5. 1999. Serra Negra, **Anais do Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**. Serra Negra, São Paulo. Boletim de resumos. 1999. p. 411–419.

REITNER, J., THIEL, V. **Encyclopedia of Geobiology Germany: Encyclopedia of Earth Sciences Series**. Springer. Dordrecht, 2011. 373 p. Doi: [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1\\_90](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1_90)

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. **Sedimentology**, v. 47 (Suppl. 1), 2000, p. 179–214.

RIDING, R. Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. **Geologia Croatica**, v. 61(2–3), 2008, p. 73–103.

RIDING, R. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Reitner, J., Thiel, V. (Eds.), **Encyclopedia of Geobiology**. Springer, Berlin, 131, p. 635–654, 2011a. Doi: [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1\\_196](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1_196).

RIDING, R. The nature of stromatolites: 3,500 million years of history and a century of research. In: Reitner, J., Quéric, N.-V., Arp, G. (Eds.), *In: Advances in Stromatolite Geobiology*. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, 131, 2011b, p. 29–74. Doi: [https://doi.org/10.1007/978-3-642-10415-2\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-642-10415-2_3)

SANTOS, A. A. **Proveniência dos sedimentos de porção aflorante do Membro Angico, Formação Riachuelo, da Sub-bacia de Sergipe**. 2015. 55 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Análise de Bacias) - Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão – SE, 2015.

SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe / Alagoas. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 21-86, 1969.

SCHLAGER, W. **Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy**. SEPM, 2005. 200p

SCHOBENHAUS, C., BRITO NEVES, B. B. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana *In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES J.H. (eds.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2003. p. 5–54.

SOUZA-LIMA W., ANDRADE A. J., BENGTSON P., GALM P. C. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. **Fundação Paleontológica Phoenix**, Aracaju, v. 1, n. 1, 2002, p. 1-34.

STAL, LJ, VAN GEMERDEN, H., KRUMBEIN, W. E. Structure and development of a benthic marine microbial mat. **FEMS, Microbiology Ecology**, v. 31, 1985, p. 111–125.

STOCKMAN, K. W., GINSBURG, R. N., SHINN, E. A. The production of lime mud by algae in South Florida. **Journal Sedimentary Petrology**, v. 37, n.1, p. 633–648, 1967.

STOLZ J. F. Distribution of phototrophic microbes in the flat laminated microbial mat at Laguna Figueroa, Baja California, Mexico, **BioSystems**, 1990. p. 345-357.

TERRA, G. J.; SPADINI, A.; FRANÇA, A.; SOMBRA, C.; ZAMBONATO, E.; JUSCHAKS, L.; ARIENTI, L.; ERTHAL, M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M.; MATSUDA, N.; SILVA, N.; MORETTI JUNIOR, P.; D'ÁVILA, R.; SOUZA, R.; TONIETTO, S.; DOS ANJOS, S.; CAMPINHO, V.; WINTER, W. Classificação de Rochas Carbonáticas Aplicável às Bacias Sedimentares Brasileiras. **Boletim de Geociências Petrobrás**. v.18, 2010, p. 9–28.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology**. London, Blackwell Science Ltd, 1991. 252 p.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks** - 3rd ed. Blackwell, Oxford, 2006. 262 p.

TURBAY, C. V. G., CESERO, P., GARCIA, A. J. V., SILVA, R. C. Depositional, diagenetic and stratigraphic aspects of microfossils from Riachuelo Formation, Albian, Sergipe Basin, Brazil. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, Geologia USP - Série Científica, São Paulo, v. 13, n. 4. p. 2-48, 2013. Doi: <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201300040002>

TYSON, R.V. **Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies**. Chapman and Hall, London, 615 p. 1995.

UESUGUI, N. Palinologia: técnica de tratamento de amostras. **Boletim técnico da Petrobras**, 22 (4). 1979, 229–240.

WATKINS, D. K., BERGEN, J. A. Late Albian adaptive radiation in the calcareous nanofossil genus *Eiffellithus*. **Micropaleontology**, v. 49, n. 3, 2003, p. 231–251.

WILSON J. L. Principles of Carbonate Sedimentation *In*: WILSON J. L. **Carbonate Facies in Geologic History**. Springer-Verlag, Berlin, 1975. 471 p.

WOOD, G.D., GABRIEL, A.M., LAWSON, J.C. Palynological techniques – processing and microscopy. *In*: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), **Palynology: Principles and Applications**. American Association of Stratigraphic Palynologic, Texas, USA, 1996, p. 127–164.

WRIGHT, V. P. A revised classification of limestones. **Sedimentary Geology**, v. 76, p. 177-185, 1992.

WRIGHT, V. P., BURCHETTE, T. P. Carbonate Ramps: an introduction. *In*: WRIGHT, V. P., BURCHETTE, T. P. (EDS) **Carbonate ramps**. Geological Society London. Special Publication, 1998. 149 p.