



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA

MARIA LUIZA ROCHA COUTINHO

**Nanofósseis calcários da Formação Romualdo (seções Serra do Inácio e Santo Antônio),
Albiano da Bacia do Araripe, NE do Brasil: inferências paleoceanográficas**

Recife

2024

MARIA LUIZA ROCHA COUTINHO

**Nanofósseis calcários da Formação Romualdo (seções Serra do Inácio e Santo Antônio),
Albiano da Bacia do Araripe, NE do Brasil: inferências paleoceanográficas**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Bacharelado em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Orientadora: Profa. Dra. Alcina Magnólia da Silva Franca

Coorientadora: Dra. Flávia Azevedo Pedrosa Lemos

Recife

2024

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do programa de geração automática do SIB/UFPE

Coutinho, Maria Luiza Rocha.

Nanofósseis calcários da Formação Romualdo (seções Serra do Inácio e Santo Antônio), Albiano da Bacia do Araripe, NE do Brasil: inferências paleoceanográficas / Maria Luiza Rocha Coutinho. - Recife, 2024.

119 p. : il., tab.

Orientador(a): Alcina Magnólia da Silva Franca

Coorientador(a): Flávia Azevedo Pedrosa Lemos

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Oceanografia - Bacharelado, 2024.

Inclui referências, apêndices.

1. Paleoceanografia. 2. Índices ecológicos. 3. Cretáceo Inferior. 4. Limite Aptiano/Albiano. I. Franca, Alcina Magnólia da Silva. (Orientação). II. Lemos, Flávia Azevedo Pedrosa. (Coorientação). IV. Título.

560 CDD (22.ed.)

MARIA LUIZA ROCHA COUTINHO

**Nanofósseis calcários da Formação Romualdo (seções Serra do Inácio e Santo Antônio),
Albiano da Bacia do Araripe, NE do Brasil: inferências paleoceanográficas**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Bacharelado em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Aprovado em: 19/07/2024

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Alcina Magnólia da Silva Franca (Orientadora)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Antônio Vicente Ferreira Júnior (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Dr. André Luiz Gatto Motta (Examinador Externo)
AMBIPAR Response Control / PETROBRAS

Para Maria Libório, Maria Silene, Rita, Maria
Clara e Maria Alice.

Se sou, é porque somos.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço aos meus pais, José Arudar e Rita, por nunca medirem esforços para me proporcionar as melhores oportunidades, por me darem uma educação digna, honesta e humilde e sonharem igualmente os meus sonhos. Agradeço aos meus irmãos, Jacó, Maria Clara e João Neto por compartilharem comigo a vida, por serem tão presentes apesar da distância física e por tanto amor. Agradeço às minhas avós, Maria Libório e Maria Silene, por serem fontes de inspiração, fortalecimento feminino e sabedoria. Aos meus avôs, João e José, pelo amor e perseverança.

Agradeço ao meu companheiro, Santiago, pelo apoio, parceria e amor incondicional. Por ser porto seguro em qualquer lugar e sanar minhas incertezas e inseguranças. Agradeço a minha segunda mãe, Maria Niriane, por cuidar de mim desde os meus primeiros anos de vida. Agradeço aos meus sobrinhos, Maria Alice e José Neto, pelo incentivo dado nos últimos meses para a conclusão da graduação. Desejo fazer uma ciência acessível e honesta para que vocês cresçam em uma Terra viva. Vocês são a minha esperança para o futuro!

Também gostaria de agradecer à minha orientadora, Alcina Magnólia, pela oportunidade de poder estudar e contribuir com pesquisas na minha região. Agradeço a confiança, incentivo e ensinamentos. Agradeço também à minha coorientadora, Flávia, pela dedicação em transmitir todo conhecimento sobre nanofósseis e outros assuntos, sanar dúvidas e me incentivar a conquistar os meus objetivos. Mas sobretudo, agradeço a compreensão, apoio incondicional e amizade. Não posso deixar de mencionar e agradecer a todos os integrantes do PALEOLAB pelo companheirismo e suporte durante esses anos.

Gostaria de agradecer à Petrobras pelo financiamento do projeto “Análise paleoecológica e bioestratigráfica do Albiano-Aptiano da Bacia do Araripe baseado em microfósseis carbonáticos e palinomorfos” (2018/00305-0), tornando possível a realização deste trabalho. Assim como ao CNPq pela concessão de bolsa de iniciação científica (2023/2024). Agradeço também ao LEGECE-UFPE pelo apoio nas análises estatísticas. Assim como, ao técnico Nielson, pela disposição e auxílio nas fotografias em MEV.

Agradeço também aos amigos que fiz ao longo desses cinco anos e meio de graduação, Mayara, Ingrid, Graziela, Bruno, Alan, Emilly, Alanna, Marquinhos e Yasmin. A amizade de vocês foi de suma importância para que eu pudesse continuar firme na jornada oceanográfica. Muito obrigada por compartilharem momentos de alegria e de dificuldade.

Um agradecimento especial a todos os excelentes professores que tive na época de ensino médio, Christianne Jamacaru, Wyara Aquino, Carmina Oliveira, Kathianne Barros,

Luciana Santos, Érica Noronha, Sadjá Ulisses, José Filho e Jucimária Aquino, vocês foram fonte de inspiração e essenciais para que eu chegasse até aqui. Muito obrigada!

Aos meus professores de graduação, meus sinceros agradecimentos por fornecerem as ferramentas e o suporte necessários para o meu crescimento profissional. Agradeço ao secretário da graduação, André Cordeiro, por sempre resolver com carinho os problemas dos alunos. Obrigada!

Por fim, agradeço a Universidade Federal de Pernambuco pelo suporte para minha formação como oceanógrafa.

Sertão, alguém te cantou
Eu sempre tenho cantado
E ainda cantando estou,
Porque, meu torrão amado,
Muito te prezo, te quero
E vejo que os teus mistérios
Ninguém sabe decifrar.
A tua beleza é tanta,
Que o poeta canta, canta,
E ainda fica o que cantar.
(Patativa do Assaré, 1978).

RESUMO

A Formação Romualdo (Bacia do Araripe) possui importância mundial devido à preservação e diversidade fossilífera de organismos marinhos, estando associada à abertura e evolução do Oceano Atlântico Sul. Os nanofósseis calcários, grupo preferencialmente marinho, são bons indicadores paleoceanográficos e foram recentemente identificados na região, tendo sido alvo de estudos para o entendimento das ingressões marinhas ocorridas na Formação Romualdo. O presente trabalho visa contribuir com novos dados para melhor entendimento da paleoceanografia da formação, a partir do estudo taxonômico de nanofósseis calcários e análises estatísticas nos afloramentos de Santo Antônio (Exu-PE, porção central da bacia) e de Serra do Inácio (Ouricuri-PE porção oeste da bacia). O estudo compreendeu a identificação taxonômica e uso dos *proxies*, obtendo-se informações quanto às condições abióticas da água do mar que estes habitavam e a estatística populacional. Foram analisadas 43 amostras, contabilizados e identificados 37.817 espécimes de nanofósseis calcários pertencentes a treze espécies e doze gêneros: *Biscutum* spp., *Braarudosphaera africana*, *Braarudosphaera* spp., *Calculites* spp., *Discorhabdus ignotus*, *Discorhabdus* spp., *Eprolithus floralis*, *Hayesites albiensis*, *Hayesites* spp., *Nannoconus elongatus*, *Nannoconus truittii truittii*, *Nannoconus truittii frequens*, *Nannoconus bucheri*, *Nannoconus* spp., *Prediscosphaera* spp., *Retecapsa crenulata*, *Retecapsa surirella*, *Retecapsa* spp., *Rhagodiscus* spp., *Thoracosphaera* spp., *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus erectus*, *Zeughrabdotus noeliae* e *Zeughrabdotus* spp. A análise da associação fossilífera apresentou diversidade baixa e alta dominância de *taxa* oportunistas em ambos os perfis, fato esperado por se tratar de um mar restrito. A correlação dos *proxies*, índices ecológicos e análises de agrupamento revelaram cinco ecozonas em Santo Antônio, sendo duas marcadas pela instabilidade ambiental, duas pela estabilidade e uma sem registros de nanofósseis calcários. Já a seção Serra do Inácio demonstrou quatro ecozonas, duas marcadas pela instabilidade e duas pela estabilidade da temperatura e estado trófico. Foram identificados estratos do Albiano, conforme indicou a ocorrência de *Hayesites albiensis*, na base dos perfis. A partir destas informações, conclui-se que o paleoambiente deposicional da Formação Romualdo pode ser caracterizado como predominantemente marinho instável alternando entre intervalos de estabilidade térmica e trófica, fortemente influenciado pelo Mar de Tétis e Atlântico Central.

Palavras-chave: Paleoceanografia. Índices ecológicos. Cretáceo Inferior. Limite Aptiano/Albiano.

ABSTRACT

The Romualdo Formation (Araripe Basin) is of worldwide importance due to the preservation and fossiliferous diversity of marine organisms and is associated with the opening and evolution of the South Atlantic Ocean. Calcareous nannofossils, a preferentially marine group, are good paleoceanographic indicators and have recently been identified in the region, having been the target of studies to understand the marine incursions that occurred in the Romualdo Formation. This study aims to contribute new data to a better understanding of the formation's paleoceanography, based on a taxonomic study of calcareous nannofossils and statistical analyses at the Santo Antônio (Exu-PE, central portion of the basin) and Serra do Inácio (Ouricuri-PE, western portion of the basin) outcrops. The study included taxonomic identification and the use of proxies, obtaining information on the abiotic conditions of the seawater they inhabited and population statistics. Forty-three samples were analyzed and 37,817 specimens of calcareous nannofossils belonging to thirteen species and twelve genera were counted and identified: *Biscutum* spp., *Braarudosphaera africana*, *Braarudosphaera* spp., *Calculites* spp, *Discorhabdus ignotus*, *Discorhabdus* spp., *Eprolithus floralis*, *Hayesites albiensis*, *Hayesites* spp., *Nannoconus elongatus*, *Nannoconus truittii truittii*, *Nannoconus truittii frequens*, *Nannoconus bucheri*, *Nannoconus* spp, *Prediscosphaera* spp., *Retecapsa crenulata*, *Retecapsa surirella*, *Retecapsa* spp., *Rhagodiscus* spp., *Thoracosphaera* spp., *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus erectus*, *Zeughrabdotus noeliae* and *Zeughrabdotus* spp. The analysis of the fossiliferous association showed low diversity and a high dominance of opportunistic taxa in both profiles, which is to be expected given that this is a restricted sea. The correlation of proxies, ecological indices and cluster analyses revealed five ecozones in Santo Antônio, two of which were marked by environmental instability, two by stability and one with no records of calcareous nannofossils. The Serra do Inácio section showed four ecozones, two marked by instability and two by temperature stability and trophic status. Albian strata were identified, as indicated by the occurrence of *Hayesites albiensis* at the base of the profiles. Based on this information, it can be concluded that the depositional paleoenvironment of the Romualdo Formation can be characterized as predominantly unstable marine, alternating between intervals of thermal and trophic stability, strongly influenced by the Tethys Sea and the Central Atlantic.

Keywords: Paleoceanography. Ecological indices. Earlier Cretaceous. Aptian/Albian Limit.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Mapa geológico e de localização da Bacia do Araripe.	20
Figura 2 -	Estrutura externa e interna de um cocolitoforídeo.	22
Figura 3 -	Morfotipos dos heterococólitos.	23
Figura 4 -	Esquema ilustrando o impacto dos cocolitoforídeos no ciclo global do carbono.	25
Figura 5 -	Atual distribuição da sedimentação do assoalho oceânico.	26
Figura 6 -	Ocorrência dos grupos de microfósseis de acordo com o tipo de ambiente.	27
Figura 7 -	Biozoneamento de nanofósseis calcários no Cretáceo.	29
Figura 8 -	Biozoneamento do Cretáceo Inferior (Aptiano/Albiano).	30
Figura 9 -	Padrão da circulação oceânica superficial atual.	32
Figura 10 -	Temperatura superficial dos oceanos no presente e no Cretáceo	33
Figura 11 -	Circulação superficial dos oceanos no Cretáceo Inferior (~100 Ma).	33
Figura 12 -	Paleogeografia dos continentes e oceanos durante o Cretáceo Inferior (aproximadamente 90 Ma). AN- América do Norte; AS- América do Sul; OAN- Oceano Atlântico Norte; MT- Mar de Tétis; OAS- Oceano Atlântico Sul.	34
Figura 13 -	Possíveis rotas da incursão marinha na Bacia do Araripe no Cretáceo Superior. Estrela amarela representa a Bacia do Araripe (~110 Ma). Círculos vermelhos representam as bacias 1) Parnaíba-São Luís-Grajaú; 2) Potiguar; 3) Sergipe-Alagoas. A linha em vermelho representa a barreira constituída pelo alinhamento Dorsal de São Paulo – Alto de Florianópolis (DSP).	36
Figura 14 -	Perfil estratigráfico da seção Santo Antônio. Os círculos indicam o posicionamento das amostras analisadas, em preto com recuperação de nanofósseis calcários e em branco estéreis para eles. A) Intercalação de lentes de calcarenito e pelitos (SA-42 m a SA-44 m). B) Intercalações de argilito e calcarenito na base do afloramento.	37

- Figura 15 - Perfil estratigráfico da seção Serra do Inácio. Os círculos 38 indicam o posicionamento das amostras analisadas, em preto com identificação de nanofósseis calcários e em branco estéreis para eles. A) Calcarenito intercalado a lentes de margas, argilitos e folhelhos; B) Intercalação argilito, coquina, argilito e calcarenito (22 m - 27 m).
- Figura 16 - Mapa da Bacia do Araripe com a localização dos afloramentos 39 amostrados para o estudo.
- Figura 17 - Etapas do processo de preparação das lâminas. 1) Amostras 40 recém-chegadas de campo; 2) Maceração da amostra; 3) Uma grama da amostra com água destilada no tubo de ensaio; 4) Lamínulas com amostras na chapa aquecedora.
- Figura 18 - Desenho esquemático da leitura da lâmina com nanofósseis 41 calcários.
- Figura 19 - *Stubs* preparados para análise em microscopia eletrônica de 42 varredura.
- Figura 20 - Abundância das vinte e quatro espécies identificadas no MO 47 nas seções estudadas.
- Figura 21 - Estampa 1: *Thoracosphaera* spp. identificadas em Serra do 57 Inácio-PE, Bacia do Araripe. Escala: 5 μ m. 1. SA-43m; 2. SA-40,3m; 3. SA-43m.
- Figura 22 - Estampa 2: *Thoracosphaera* spp. 1-2. SA-5,55m; 3. SI-67m; 4- 58 5. SA-5,55m; 6. SA-6,65m; 7-8. SA-5,45m; 9. SA-5,65m; 10. SA-5,55m; 11: SA-16,2m.
- Figura 23 - Estampa 3: *Thoracosphaera* spp. da amostra SA-16,2m. 59
- Figura 24 - Estampa 4: Nanofósseis calcários identificados na Formação 60 Romualdo, Bacia do Araripe. 1-2. *Biscutum* sp. (SA-5,65m; SI-3,25m); 3-5. *B. africana* (SA-5,45m); 6-7. *Braarudosphaera* sp. (SA-5,55m); 8-10. *Calculites* sp. (SA-5,65m); 11-12: *D. ignotus* (SA-8m); 13-14. *Discorhabdus* sp. (SA-6,15m); 15-18: *E. floralis* (SA-5,9m); 19-20. *Hayesites* sp. (SI-2,83m); 21-25. *H. albiensis* (21. SI-33m; 22-25. SI-2,83m).

- Figura 25 - Estampa 5: Nanofósseis calcários identificados na Formação Romualdo, Bacia do Araripe. 1-3. *N. elongatus* (SI-24m); 4-5. *N. truittii* (SI-68,5m); 6-9. *N. truittii truittii* (SI-24m); 10. *Nannoconus* sp. (SI-70m); 11. *Nannoconus truittii frequens*. (SI-33m); 12. *N. truittii truittii* (SI-33m); 13-14. *Prediscosphaera* sp. (SA-5,65m); 15. *Retecpsa* sp. (SA-5,55m); 16. *R. surirella* (SA-5,55m); 17. *R. crenulata* (SA-5,65m). 61
- Figura 26 - Estampa 6: Nanofósseis calcários identificados na Formação Romualdo, Bacia do Araripe. 1-4. *Rhagodiscus* sp. (SA-5,55); 5. *Rhagodiscus* sp. (SA-5,9m); 6. *W. barnesiae* (SA-5,55m); 7. *Watznaueria* sp. (SI-70m); 8-9. *Z. noeliae* (SA-5,65m); 10. *Zeughrabdotus* sp. (SA-5,55m); 11- *Z. erectus* (SA-5,55m); 12. *Zeughrabdotus* sp. (SA-5,55m). 62
- Figura 27 - Índices ecológicos de riqueza de espécies (S), abundância (log10), dominância (D), Shannon (H') e equitabilidade de Pielou (J') para os estratos da seção Santo. 65
- Figura 28 - Dendrograma de similaridade entre os estratos da seção Santo Antônio. 66
- Figura 29 - Dendrograma de similaridade entre os gêneros de nanofósseis calcários registrados para seção Santo Antônio. 67
- Figura 30 - Índices ecológicos de riqueza de espécies (S), abundância, dominância (D), Shannon (H') e equitabilidade de Pielou (J') para os estratos da seção Serra do Inácio. 69
- Figura 31 - Dendrograma de similaridade entre os estratos da seção Serra do Inácio. 70
- Figura 32 - Dendrograma de similaridade entre os gêneros de nanofósseis calcários registrados para seção Serra do Inácio. 71
- Figura 33 - Padrões de distribuição da abundância dos principais componentes da associação de nanofósseis calcários da seção Santo Antônio. 78

- Figura 34 - Padrões de distribuição da abundância dos principais componentes da associação de nanofósseis calcários da seção Santo Antônio no intervalo de 5,25 m a 6,3 m. 79
- Figura 35 - Condições paleoambientais da seção Santo Antônio com base na correlação dos *proxies*. 80
- Figura 36 - Condições paleoambientais da seção Santo Antônio com base na correlação dos *proxies*. Figura focada na zona do limite Aptiano/Albiano (SA-5,45m a SA-6,15m). 81
- Figura 37 - Comparação das análises realizadas na seção Santo Antônio com base nos *proxies*. Temperatura (quente, médio e frio); estado trófico (oligotrófico, mesotrófico e eutrófico); ambiente deposicional (marinho e não-marinho). 85
- Figura 38 - Padrões de distribuição da abundância dos principais componentes da associação de nanofósseis calcários da seção Serra do Inácio. 92
- Figura 39 - Condições paleoambientais da seção Serra do Inácio com base na correlação dos *proxies*. 93
- Figura 40 - Comparação das análises realizadas na seção Serra do Inácio com base nos *proxies*. Temperatura (quente, médio e frio); estado trófico (oligotrófico, mesotrófico e eutrófico); ambiente deposicional (marinho e não-marinho). 94
- Figura 41 - Correlação entre os afloramentos estudados na Formação Romualdo. SA-Santo Antônio; SI-Serra do Inácio; Em cinza, cota dos afloramentos; Em lilás, correlação dos afloramentos SA e SI através das biozonas CC8/NC8b; Em azul, correlação do “*bloom*” de *Thoracosphaera* sp. 96

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Principais *proxies* de nanofósseis calcários identificados na Formação Romualdo. 1. Thierstein (1976); 2. Roth (1981); 3. Roth & Bowdler (1981); 4. Tangen *et al.* (1982); 5. Busson & Noël (1991); 6. Mutterlose (1991); 7. Erba (1991); 8. Mutterlose (1992); 9. Erba (1992); 10. Erba *et al.* (1992); 11. Erba (1994); 12. Street & Bown (2000); 13. Zonneveld *et al.* (2000); 14. Herrle *et al.* (2003); 15. Herrle (2003); 16. Herrle & Mutterlose (2003); 17. Mutterlose *et al.* (2005); 18. Less *et al.* (2002); 19. Mutterlose *et al.* (2009); 20. Tiraboschi *et al.* (2009); 21. Mutterlose & Bottini (2013); 22. Bottini *et al.* (2015); 23. Kassab *et al.* (2023); 24. Schueth *et al.* (2023). 46
- Tabela 2 - Relação das espécies de nanofósseis calcários mais representativas das seções Santo Antônio e Serra do Inácio. 48
- Tabela 3 - Abundância relativa das espécies de nanofósseis calcários mais representativas da seção Santo Antônio. 63
- Tabela 4 - Valores de máximos, mínimos, média e desvio padrão da riqueza de espécie (S), índices de abundância (D), Shannon (H') e equitabilidade de Pielou (J') da seção Santo Antônio. 64
- Tabela 5 - Abundância relativa das espécies de nanofósseis calcários mais representativas da seção Serra do Inácio. 68
- Tabela 6 - Valores de máximos, mínimos, média e desvio padrão da riqueza de espécie (S), índices de abundância (D), Shannon (H') e equitabilidade de Pielou (J') da seção Serra do Inácio. 69

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	17
1.1	OBJETIVOS	18
2.	GEOLOGIA REGIONAL	19
2.1	BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE	20
2.1.1	Formação Romualdo	21
3.	NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS	21
3.1	INTRODUÇÃO E TAXONOMIA	21
3.2	DINOFLAGELADOS CALCÁRIOS	24
3.3	EVOLUÇÃO NO TEMPO GEOLÓGICO	24
3.4	OCORRÊNCIA E PRESERVAÇÃO	25
3.5	BIOESTRATIGRAFIA DO CRETÁCEO	27
3.6	IMPORTÂNCIA NA PALEOCEANOLOGIA	30
4.	PALEOCEANOLOGIA	31
4.1	PALEOCEANOLOGIA DO APTIANO/ALBIANO	31
4.2	INCURSÕES MARINHAS NA BACIA DO ARARIPE	35
5.	MATERIAIS E MÉTODOS	36
5.1	SELEÇÃO E PROCESSAMENTO DAS AMOSTRAS	39
5.2	PREPARAÇÃO PARA O MICROSCÓPIO ÓPTICO	39
5.3	IDENTIFICAÇÃO E CONTAGEM DOS ESPÉCIMES	40
5.4	PREPARAÇÃO PARA O MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VERREDURA (MEV)	42
5.5	ANÁLISE DOS DADOS	42
5.6	<i>PROXIES</i>	44
6.	RESULTADOS	47
6.1	TAXONOMIA	48
6.2	ESTAMPAS	57
6.3	SEÇÃO SANTO ANTÔNIO	63
6.3.1	Índices ecológicos	64
6.3.2	Análises de similaridade	65
6.4	SEÇÃO SERRA DO INÁCIO	67
6.4.1	Índices ecológicos	68

6.4.2	Análises de similaridade	69
7.	DISCUSSÕES	71
7.1	SEÇÃO SANTO ANTÔNIO	72
7.1.1	<i>Proxies</i>	72
7.1.2	Zonas	82
7.2	SEÇÃO SERRA DO INÁCIO	86
7.2.1	<i>Proxies</i>	86
7.2.2	Zonas	92
7.3	CORRELAÇÃO DOS AFLORAMENTOS	95
7.4	PALEOCEANOGRAFIA DA FORMAÇÃO ROMUALDO	97
8.	CONCLUSÕES	98
	REFERÊNCIAS	100
	APÊNDICES	111

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Araripe tem sua formação associada à fragmentação do Supercontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior, apresentando as fases de pré-rifte, rifte e pós-rifte. É a maior e mais estudada bacia sedimentar do interior do Nordeste do Brasil, além de ser a única com registros de incursões marinhas no Aptiano/Albiano e estendendo-se a noroeste de Pernambuco, sul do Ceará e leste do Piauí (Assine, 2007; Neumann & Assine, 2015).

Das seções aqui analisadas, a seção Santo Antônio localiza-se no município de Exu-PE, porção centro-sul da bacia, tem sido alvo de estudos recentes para melhor compreensão das incursões marinhas na região (Araripe *et al.*, 2021; 2022; Barreto *et al.*, 2022; Brandão, 2023; Lemos *et al.*, 2023). E, a seção Serra do Inácio, porção sudoeste da bacia (Ouricuri-PE), tem análise inédita aqui e demonstrou potencial para estudos paleoambientais.

Os registros mais antigos de águas marinhas na Bacia do Araripe são do início do Aptiano, na Formação Barbalha (Fauth *et al.*, 2023). Entretanto, o consenso que há é que a área estaria em contato com águas marinhas durante a deposição da Formação Romualdo, de idade Aptiana/Albiana, a qual apresenta inúmeros fósseis de organismos marinhos como foraminíferos planctônicos e bentônicos, nanofósseis calcários, equinodermos, moluscos, crustáceos e peixes, além da comprovação através de dados geoquímicos (Beurlen, 1963; Arai *et al.*, 1994; Arai, 2014; 2016; Pereira *et al.*, 2015; 2016; Prado *et al.*, 2018; Goldberg *et al.*, 2019; Lopes, 2019; Araripe *et al.*, 2022; Fauth *et al.*, 2023; Lemos *et al.*, 2023; Brandão, 2023).

Além da incerteza da idade exata que teria iniciado a primeira incursão de águas marinhas na bacia, há também discussões a respeito da rota que o mar teria feito para atingir a região. Os possíveis caminhos seriam pelo Norte, com influência do antigo Mar de Tétis, ou pelo Sul, a partir da análise de estruturas sedimentares, em especial as estratificações cruzadas (Assine, 1994; Arai, 2007; 2014; Scherer *et al.*, 2014; Prado *et al.*, 2018).

Os fósseis e as rochas possuem registros que através de análises multivariadas podem fornecer informações sobre a história e evolução dos oceanos, além das suas possíveis rotas ao longo do tempo geológico da Terra (Erba, 1991; 1992; 1994; Hay, 2009).

Dentre os microfósseis carbonáticos, os nanofósseis calcários são um grupo de partículas fósseis com ampla distribuição geográfica e geológica no ambiente marinho (Triássico-Recente), sendo uma das ferramentas para estudos paleoceanográficos (Perch-Nielsen, 1985; Antunes, 1997; Bown & Young, 1998).

Estudos utilizando nanofósseis calcários nas bacias marginais brasileiras já são bastante difundidos (Antunes, 1997; Pedrosa, 2013). Entretanto, na Bacia do Araripe são recentes, sendo Araripe *et al.* (2022) os pioneiros, e demonstraram potencial para melhor compreensão das incursões marinhas ocorridas na bacia, como também no melhor entendimento sobre a separação entre os continentes Africano e Sul-americano e a evolução do Atlântico Sul.

A pesquisa foi elaborada como parte complementar do Projeto PaleoBioAraripe [PETROBRAS/ANP 2018/00305-0] intitulado "ANÁLISE PALEOECOLÓGICA E BIOESTRATIGRÁFICA DO ALBIANO-APTIANO DA BACIA DO ARARIPE BASEADO EM MICROFÓSSEIS CARBONÁTICOS E PALINOMORFOS". Este projeto foi desenvolvido no Laboratório de Paleontologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (PALEOLAB).

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo realizar estudo taxonômico e paleoecológico dos nanofósseis calcários, a partir de dois afloramentos da Formação Romualdo, contribuindo com novas inferências sobre comportamento das incursões marinhas, reconstrução paleoceanográfica e paleoambiental durante o Aptiano/Albiano, da Bacia do Araripe, NE do Brasil.

Em termos de objetivos específicos, tem-se:

- I. Identificar os *taxa* de nanofósseis calcários presentes nas seções analisadas da Formação Romualdo;
- II. Selecionar as espécies de nanofósseis calcários relevantes para inferências bioestratigráficas e paleoambientais da Formação Romualdo;
- III. Aplicar métodos estatísticos na relação entre os *taxa* de nanofósseis calcários e nas camadas estratigráficas da Formação Romualdo;
- IV. Inferir nas condições abióticas do paleoambiente deposicional, como paleotemperatura, paleoprodutividade e paleoclima, da Formação Romualdo.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1 BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE

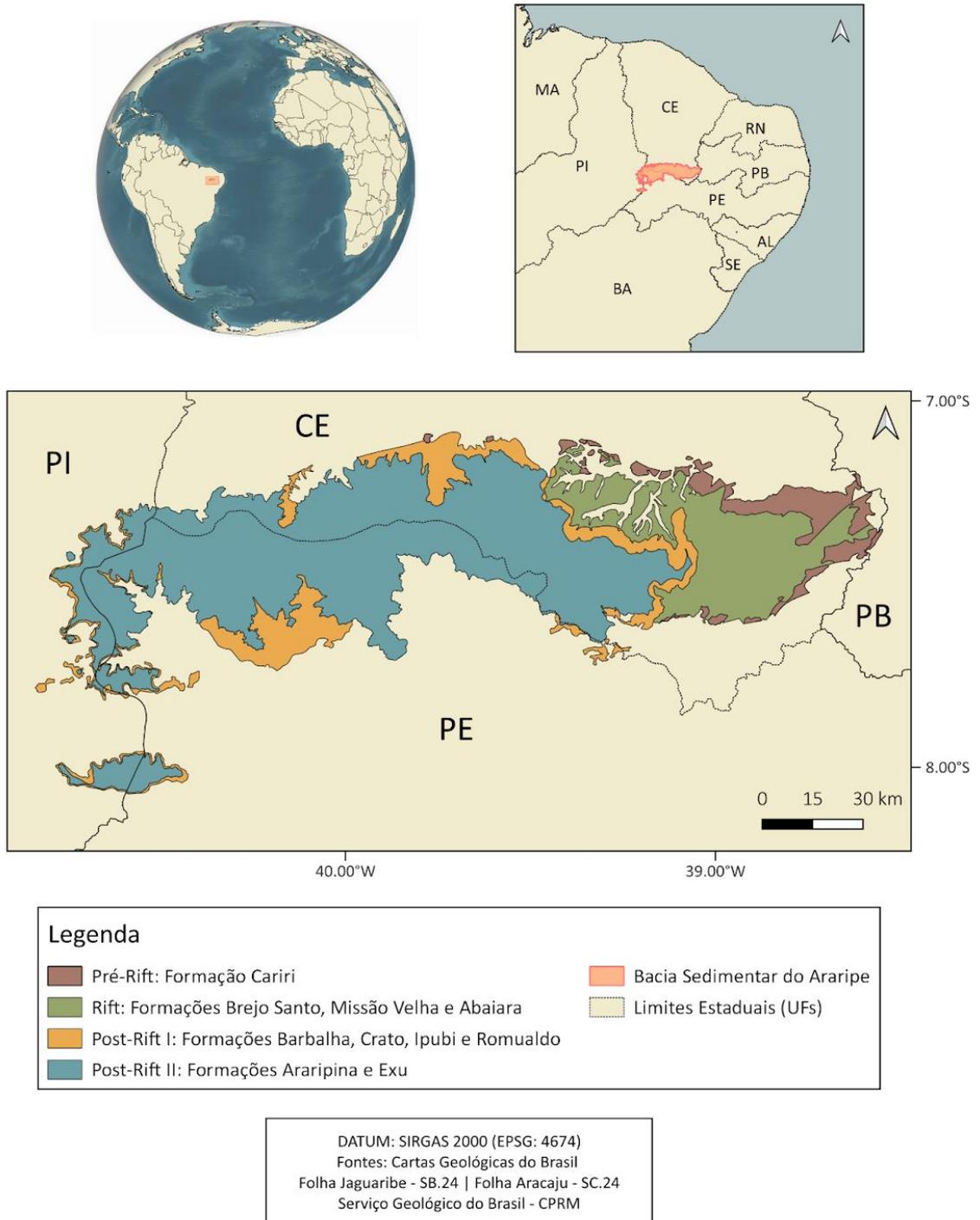
A Bacia do Araripe, localizada na Província da Borborema, possui área de aproximadamente 9.000 km² e recobre parte do noroeste de Pernambuco, sul do Ceará e leste do Piauí (Brito Neves *et al.*, 2000). Destaca-se dentre as demais bacias interiores do Nordeste pela completude de seu registro sedimentar, compreendendo as sequências Pré-rifte, Rifte e Pós-rifte relacionadas à evolução do Oceano Atlântico Sul e fragmentação do Supercontinente Gondwana (Assine, 1992; 2007; Matos, 1992; Ponte & Ponte-Filho, 1996; Fambrini, 2020).

A estratigrafia da Bacia do Araripe é dividida em cinco sequências: (1) Supersequência Paleozoica; (2) Supersequência Pré-Rifte; (3) Supersequência Rifte; (4) Supersequência Pós-Rifte I; e (5) Supersequência Pós-Rifte II (Assine, 1992, 2007; Matos, 1992; Ponte & Ponte-Filho, 1996; Fambrini, 2020).

- Supersequência Paleozoica (Siluro/Devoniana): constituída pela Formação Cariri resultado de um sistema fluvial entrelaçado e caracterizada por arenitos grossos a finos. Aflora somente na porção leste da bacia, correspondendo ao Vale do Cariri;
- Supersequência Pré-Rifte (Tithoniano): composta pelas formações Brejo Santo (composta essencialmente por folhelhos e lamitos vermelhos - a presença de formas exclusivamente não-marinhas indica sedimentação continental aluvial/lacustre em ambientes propícios à formação de *red beds* devido a condições oxidantes) e Missão Velha (constituída por arenitos quartzosos, por vezes feldspáticos e/ou caolínicos depositada em ambiente fluvial);
- Supersequência Rifte (Berriasiano/Valanginiano): separada por discordância, a Formação Abaiara (constituída por arenitos médio a fino lateralmente descontínuos com folhelhos variegados depositados em ambiente lacustre);
- Supersequência Pós-Rifte I (Barremiano/Aptiano): constituído pelas formações Barbalha (arenitos com intercalações de folhelhos avermelhadas e de níveis delgados de conglomerados resultado de um sistema fluvio-lacustre); Crato (pacote de rochas carbonáticas originadas em um ambiente lacustre); Ipubi (composta folhelhos negros e evaporitos sulfáticos depositados em ambiente costeiro) e Romualdo; formada por arenitos interestratificados com folhelhos cinzas calcíferos originados em sequências marinhas;

- Supersequência Pós-Rifte II (Albiano/Cenomaniano): composta pelas formações Araripina (ritmito, envolvendo siltito alaranjado e argilito arroxeadado depositado em planícies de leques aluviais medianos a distais) e Exu (arenito médio a conglomerático avermelhado sistema fluvial entrelaçado de caráter torrencial).

Figura 1 - Mapa geológico e de localização da Bacia do Araripe.



Fonte: A autora (2024).

2.1.1 Formação Romualdo

Descrita por Beurlen (1971) como Membro Romualdo da Formação Santana e elevada à categoria de formação por Neumann & Cabrera (1999) dentro do Grupo Santana, a Formação Romualdo é a mais conhecida e estudada das formações da Bacia do Araripe pelo seu potencial paleontológico e reconhecido mundialmente por milhares de fósseis com preservação excepcional do tipo *Konservat Lagerstätte* (Maisey, 1991). Estima-se que sua deposição ocorreu entre o Aptiano Superior e o Albiano Inferior (Arai & Assine, 2020; Araripe *et al.*, 2022; Barreto *et al.*, 2022; Brandão, 2023).

Apresenta fósseis de grupos continentais, como pterossauros, dinossauros, peixes, plantas (gimnospermas e angiospermas), palinórfos continentais e marinhos ostracodes, equinodermas, foraminíferos bentônicos e planctônico e nanofósseis calcários (Beurlen, 1964; Maisey, 1991; Coimbra *et al.*, 2002; Naish *et al.*, 2004; Kellner *et al.*, 2013; Prado *et al.*, 2019; Arai & Assine, 2020; Araripe *et al.*, 2022; Lemos *et al.*, 2023).

Os organismos marinhos da Formação Romualdo apresentam afinidades com a biota tetiana sugerindo incursões do Atlântico Central ocorridas em diferentes episódios do Cretáceo Inferior (Beurlen, 1964; 1966; 1971; Braun, 1966; Assine, 1994; Arai, 2014; Pereira *et al.*, 2015; 2016; 2018; Prado *et al.*, 2018; Fürsich *et al.*, 2019; Goldberg *et al.*, 2019; Araripe *et al.*, 2021; 2022; Fauth *et al.*, 2023; Lemos *et al.*, 2023).

3. NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS

3.1 INTRODUÇÃO E TAXONOMIA

Os nanofósseis calcários são um conjunto de partículas fósseis menores do que 65 micrômetros (μm) de composição carbonática (Bown & Young, 1997) que revestem o envoltório celular de algas marinhas. O termo faz referência ao nanoplâncton calcário vivo, indicando que a maior parte dos organismos que integram este grupo são originários de algas planctônicas calcificantes (Lohmann, 1902).

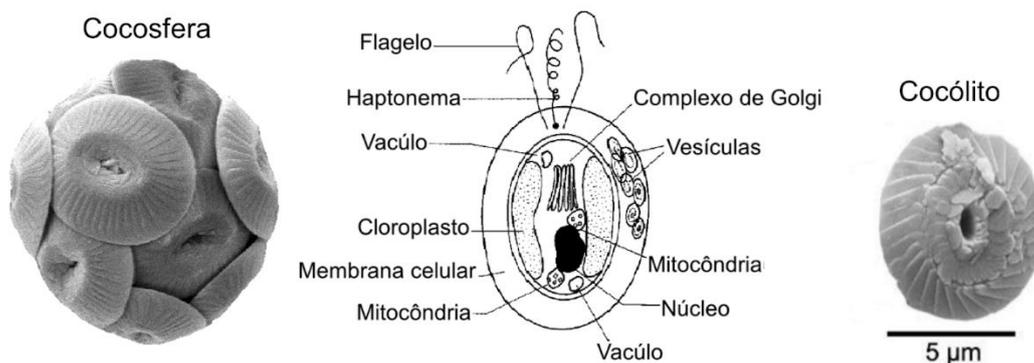
A primeira descrição de exemplares do grupo foi feita por Ehrenberg (1838) através da análise de amostras de giz da ilha de *Rügen*, na Alemanha, denominadas como “placas elípticas e granulares”. Foram interpretadas como um produto de cristais formados inorganicamente resultantes da fragmentação de organismos maiores, como de foraminíferos. Posteriormente, em estudo dos sedimentos do assoalho oceânico do Atlântico Norte, Huxley in Dayman (1858)

introduziu o termo “cocólitos” para essas estruturas individuais. Alguns anos mais tarde, o termo “cocosfera” foi designado para nomear o agrupamento circular de cocólitos (Wallich, 1861).

As cocosferas são produzidas por algas planctônicas unicelulares do reino cromista, do tipo Haptophyta, representadas em sua grande maioria pelos *Coccolithophorales* (Green & Jordan, 1994; Bown & Young, 1997). Atualmente nos oceanos existem mais de duzentas espécies de cocolitoforídeos (Young *et al.*, 2003). Os cocolitoforídeos atuais ocupam a zona fótica (entre 0 m e 200 m) de todo o oceano. Contudo, são mais abundantes nos primeiros 100 m de profundidade nos oceanos tropicais, e até 50 m nos oceanos temperados (Antunes, 1997).

Externamente, os cocolitoforídeos possuem dois flagelos que têm função locomotora e uma estrutura espiralada denominada haptonema cuja função é a fixação em substratos e/ou a manipulação de alimento, sendo a célula recoberta por escamas calcificantes - os cocólitos (Hagino & Young, 2015). No interior da célula há, de maneira geral, dois cloroplastos que abrigam as clorofilas A e C, o complexo de Golgi que é responsável pela produção dos cocólitos, entre outras organelas, conforme mostra a figura 2 (Antunes, 1997). Os motivos pelos quais os cocolitoforídeos são calcificadores ainda é incerto, mas potencialmente está ligado à proteção, a otimização da fotossíntese e ao controle da flutuabilidade na coluna de água (Bown & Young, 1997).

Figura 2 - Estrutura externa e interna de um cocolitoforídeo.



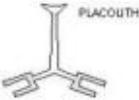
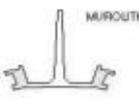
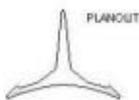
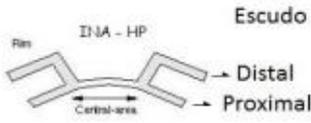
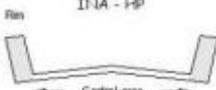
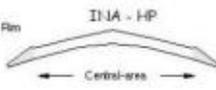
Fonte: Extraído de Püttmann, 2020.

Estes indivíduos possuem alternância entre as fases haploide e diploide durante a reprodução. Durante a fase haploide a maioria secreta holococólitos, e durante a fase diploide, heterococólitos (Hagino & Young, 2015).

O formato dos nanofósseis é extremamente variado. De maneira geral, os cocólitos são caracterizados por apresentarem geometria circular a elíptica, com duas placas arqueadas (escudos proximal e distal) unidas por uma barra cilíndrica. O escudo proximal, é a placa côncava e geralmente possui menor tamanho que o distal - este permanece em contato com o ambiente e apresenta formato convexo (Perch-Nielsen, 1971; 1985; Antunes, 1997). Além disso, estruturas ornamentais como hastes, espinhos, perfurações e barras no formato de X ou + podem ser encontradas na forma dos cocólitos (Perch-Nielsen, 1971; 1985; Antunes, 1997). Quanto à estrutura cristalina dos nanofósseis calcários, é formada por uma trama complexa de cristais calcíticos com diversos hábitos, tais como romboédrico, prismático, hexagonal ou tubular, sendo o romboédrico o mais comum (Perch-Nielsen, 1971; 1985; Antunes, 1997).

Com isso, os nanofósseis calcários são subdivididos em três morfo-grupos: heterococólitos, holococólitos e os nanólitos (Hagino & Young, 2015). Os heterococólitos possuem cristais com diferentes formas e tamanhos, apresentando simetria radial e formados no interior da célula. Estes são ainda subdivididos em três tipos morfológicos (Fig. 3): os placólitos que são formados por dois escudos ligados por um tubo central; os planólitos com formato plano; e os murolítos caracterizados por uma parede que envolve a área central (Young *et al.*, 2003).

Figura 3 - Morfotipos dos heterococólitos.

	PLACOLITO	MUROLITO	PLANOLITO
Forma			
Seção vertical			
Vista distal			

Fonte: Pedrosa, 2013.

Os holococólitos possuem simetria bilateral, com cristais de mesmo tamanho e formato com o desenvolvimento fora da célula (Young *et al.*, 2003). São mais suscetíveis à dissolução do que os heterococólitos (Bown, 1998). Os nanólitos possuem ornamentações características, sendo similares a estrelas, rosetas, agulhas, ferraduras, esferas entre outras (Antunes, 1997). Dentro deste, há os *incertae sedis*, cuja origem ainda é desconhecida. Devido a maior parte das espécies deste grupo estarem extintas, há dificuldades para compreender as afinidades biológicas necessárias para a taxonomia dos mesmos (Bown & Young, 1998).

Além dos cocolitoforídeos, outros grupos de organismos como as espículas de ascídias e os dinocistos calcários também integram este o conjunto dos nanofósseis calcários (Bown, 1998).

3.2 CISTOS DE DINOFLAGELADOS CALCÁRIOS

Também conhecidos como dinocistos calcários, são microestruturas (10 µm a 180µm) produzidos pelos dinoflagelados pertencentes a família Thoracosphaeraceae (Tangen *et al.*, 1982; Elbrächter *et al.*, 2008). Estes organismos fitoplanctônicos são utilizados em reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas devido a sua ampla distribuição geográfica (Dias-Brito, 2000; Zonneveld *et al.*, 2000; Ciurej *et al.*, 2023).

No Cretáceo Inferior possuíam caráter cosmopolita, com registros em todo os mares, dominando frequentemente as associações nanoplanctônicas (Dias-Brito, 2000). Tiveram o ápice de domínio durante a transgressão do Albiano, expandindo os mares epicontinentais, que coincidiu com altas temperaturas das águas superficiais e aumento da salinidade (Dias-Brito, 2000; Gale *et al.*, 2008; Ciurej *et al.*, 2023).

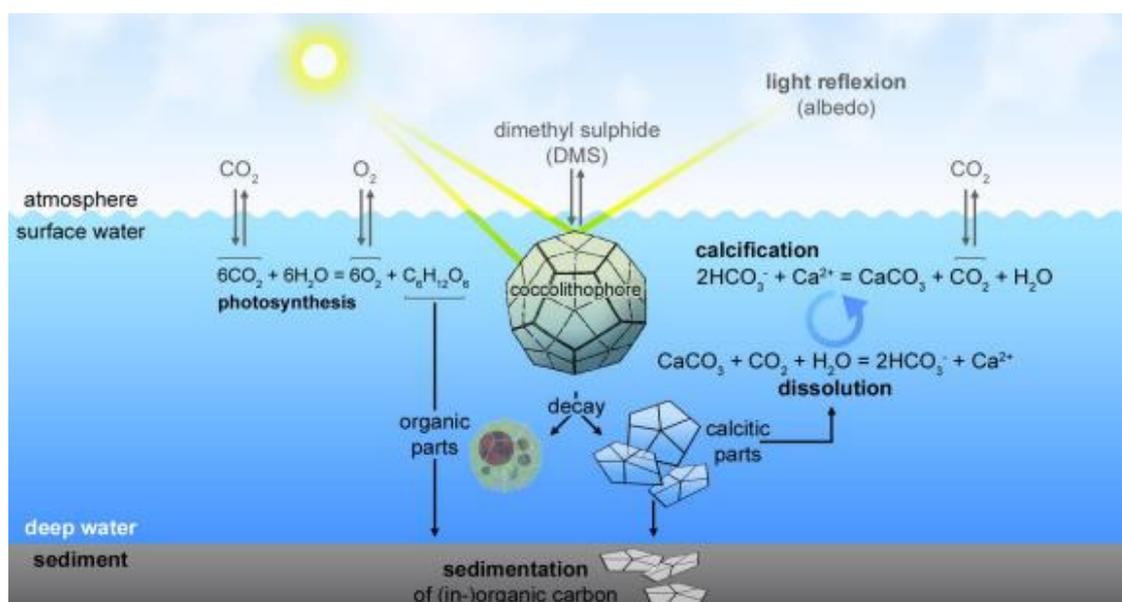
3.3 EVOLUÇÃO NO TEMPO GEOLÓGICO

Os nanofósseis calcários surgiram no Triássico Superior em depósitos do Carniano (237 Ma) estes registrados nos Alpes do Sul (Bown, 1998). Durante o início do Cretáceo, tiveram um *bloom* de diversificação de espécies e ocuparam o oceano globalmente (Burnett, 1998; Bown *et al.*, 2004). Na grande extinção que marca o fim do Mesozoico e início do Cenozoico, 93% das espécies foram extintas (Bown *et al.*, 2004; Falkowski *et al.*, 2004).

De acordo com Perch-Nielsen (1985), o surgimento dos cocolitoforídeos ocorreu na região do mar de Tétis, em mares epicontinentais, após um período de intensa precipitação de sal, ocorrida entre o Permiano e o Triássico. Deste modo, talvez a elevada salinidade dos mares

tetianos tivesse originado as condições apropriadas para que algumas algas unicelulares secretassem placas calcínicas. Bown (1992) diz que o surgimento do nanoplâncton deve ter provocado profundas modificações no ecossistema oceano-atmosfera-terrestre, em face da capacidade destes organismos terem de precipitar carbonato de cálcio, fixando o gás CO_2 durante o processo e criando um sumidouro de carbonato no mar profundo o que possibilitou um controle sobre o estado de saturação do carbonato de cálcio no oceano que não existia anteriormente.

Figura 4 - Esquema ilustrando o impacto dos cocolitoforídeos no ciclo global do carbono



Fonte: Püttmann, 2020.

De Vargas (2007) aponta que o principal fator da diversificação dos cocolitoforídeos é a estabilidade das massas de águas oligotróficas a mesotróficas, como ocorreu em grande parte do Cretáceo, diferentemente do ocorrido durante o Cenozoico. Por serem planctônicos, sua evolução é impulsionada pela variação de parâmetros físico-químicos do ambiente (ex.: disponibilidade de luz, temperatura superficial do mar, nutrientes, pH, pCO_2), logo são impactados em um intervalo de tempo muito curtos refletindo fortemente às mudanças ambientais, desde estações sazonais a eventos extremos (Šupraha *et al.*, 2016; Cerino *et al.*, 2019; Hagino-Tomioka *et al.*, 2019).

3.4 OCORRÊNCIA E PRESERVAÇÃO

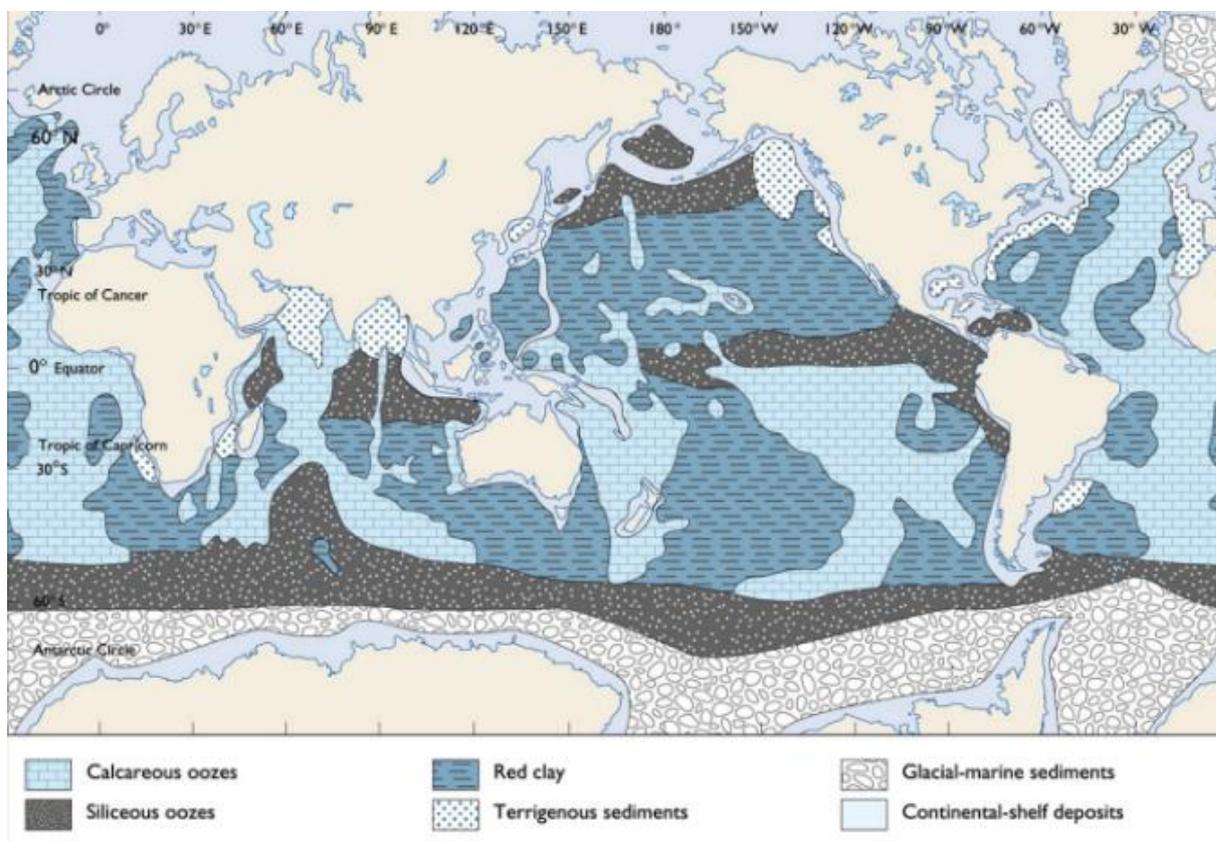
Os nanofósseis calcários possuem registro exclusivamente marinho sendo abundantes nos sedimentos marinhos acima da Zona de Compensação do Carbonato de Cálcio (CCD). A

sedimentação dos cocólitos ocorre mais comumente através de *pellets* fecais do zooplâncton. Segundo Honjo (1975), um *pellet* de *taxa* predadores de cocolitoforídeos contém em média 4×10^4 cocólitos. A velocidade da sedimentação do cocólito é muito baixa, aproximadamente 15 cm/dia, já pelo agente citado anteriormente chega a 200 m/dia. A ocorrência no registro fóssil do paleonoplâncton, bem como dos demais microfósseis, é comum em depósitos de granulometria fina, como em margas e folhelhos (Bown & Young, 1998).

Antunes (1997) comenta que os principais fatores que influenciam na dissolução entre os nanofósseis seriam anoxia, baixas temperaturas, pH menor que 8, altas pressões hidrostáticas e elevados teores de CO_2 .

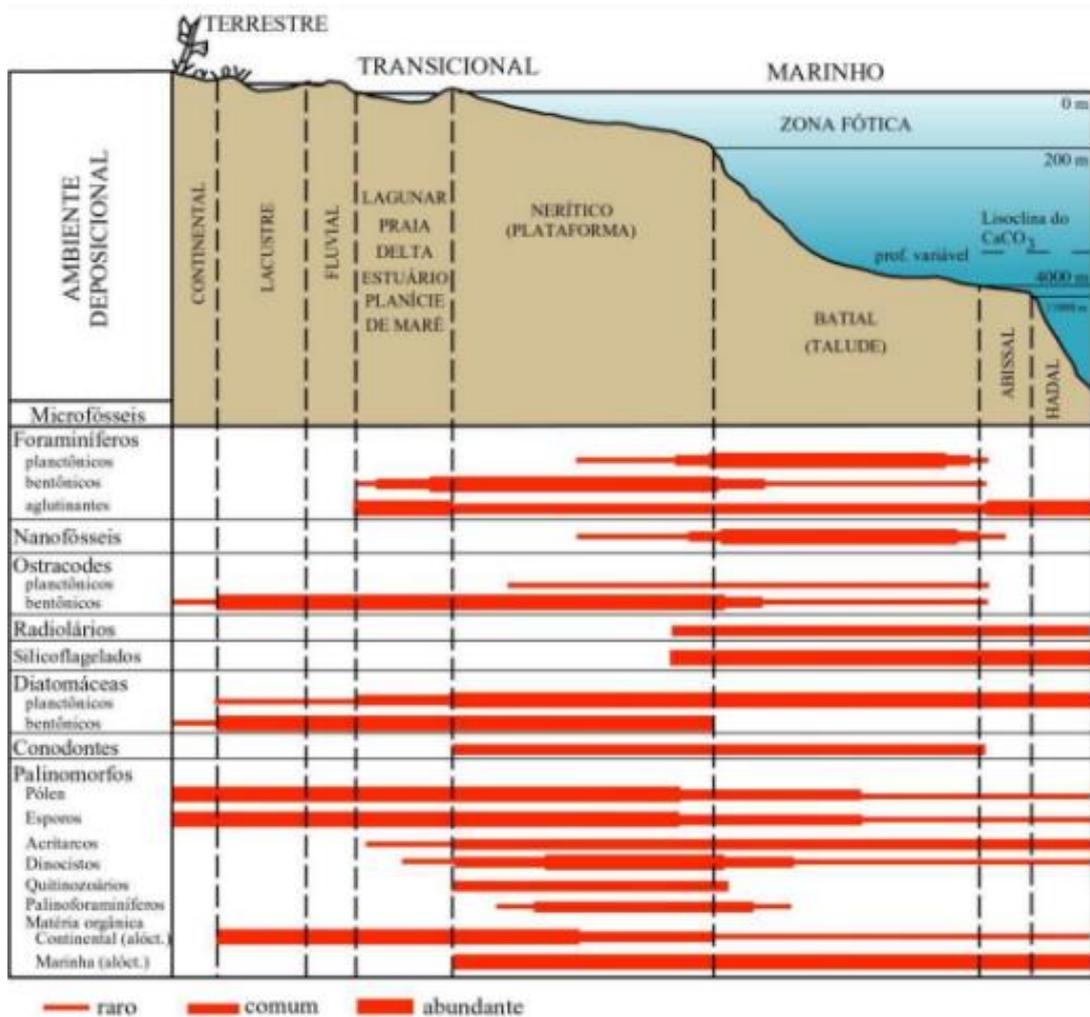
Aproximadamente 48% do assoalho oceânico é formado por vasas calcárias, como ilustra a Fig. 5 (Garrison, 2010). Estima-se que as vasas carbonáticas são compostas por 10^{12} nanofósseis por cm^3 de sedimento no oceano aberto e em águas proximais decai para 10^9 nanofósseis por cm^3 de sedimento (Hay *et al.*, 1967). Em função desta ocorrência, a abundância com que são registrados nas amostras pode dar indicação relativa das oscilações da linha de costa ao longo da história e evolução da Terra (Antunes, 1997).

Figura 5 - Atual distribuição da sedimentação do oceano profundo.



Fonte: Garrison, 2010.

Figura 6 - Ocorrência dos grupos de microfósseis de acordo com o tipo de ambiente deposicional.



Fonte: Antunes & Melo (2001).

3.5 BIOESTRATIGRAFIA DO CRETÁCEO

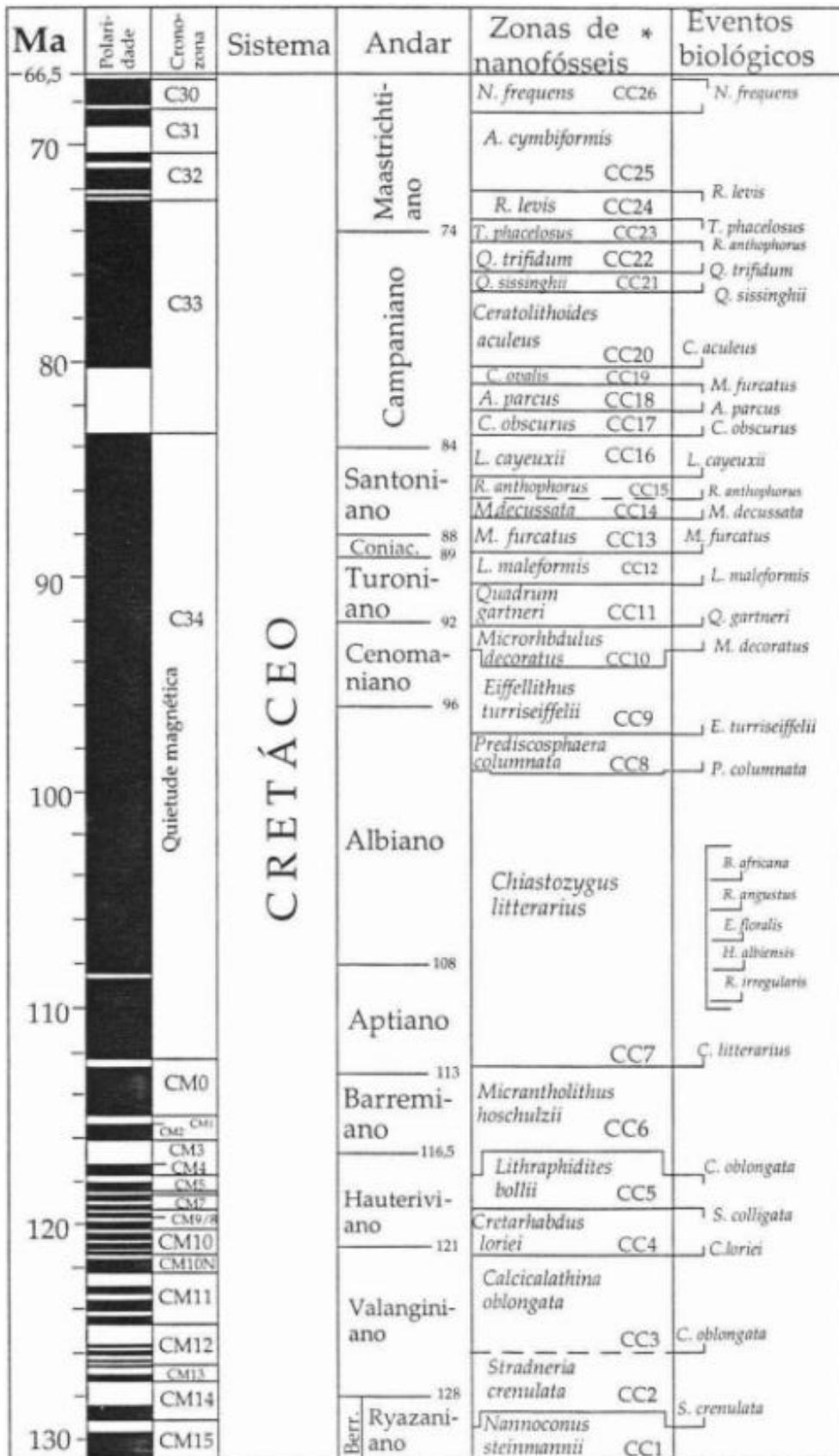
A bioestratigrafia tem como objetivo a divisão de pacotes rochosos de acordo com a conteúdo fossilífera (Antunes & Melo 2001). Os primeiros usos da bioestratigrafia foram realizados em 1815 quando William Smith reconheceu a eficácia dos fósseis no estudo e correlação das rochas sedimentares.

Inicialmente, eram utilizados os macrofósseis nas análises bioestratigráficas, mas com o avanço da microscopia, os microfósseis foram se tornando uma ferramenta de suma importância. Na bioestratigrafia, um pacote rochoso caracterizado por seu conteúdo fossilífero tornando-o assim diferente dos estratos sobre e subjacentes recebe o nome de Zona, unidade fundamental dos estudos bioestratigráficos. Sendo o biozoneamento a sucessão de biozonas em um ou mais pacotes rochosos. (Antunes & Melo 2001).

A excelência do uso dos nanofósseis calcários na bioestratigrafia foi comprovada pela primeira vez por Bramlette & Riedel (1954). Na estruturação dos arcabouços bioestratigráficos os autores se baseiam, principalmente, nas zonas de intervalo, nas quais os limites são estabelecidos pela extinção e/ou surgimento de *taxa* relevantes.

O estudo da bioestratigrafia do Cretáceo é amplo com grande quantidade de trabalhos detalhados tendo em vista que os depósitos marinhos do período são abundantes e possuem importância econômica (onde estão as maiores jazidas de petróleo). O zoneamento de Sissingh (1977) reeditado por Perch-Nielsen (1985) apresenta um alto refinamento da bioestratigrafia do Cretáceo tendo os nanofósseis calcários como grupo guia (Fig. 7).

Figura 7 - Biozoneamento de nanofósseis calcários no Cretáceo.



* Sissingh, 1977 — surgimento — extinção

Fonte: Modificado de Perch-Nielsen (1985).

Figura 8 - Biozoneamento do Cretáceo Inferior (Aptiano/Albiano).

STAGE	COSMOPOLITAN NANNOFOSSIL ZONE	AUSTRAL NANNOFOSSIL SUBZONE	TROPIC./TEMP. NANNOFOSSIL SUBZONE	NANNOFOSSIL BIOHORIZON
CENOMANIAN	<i>L. acutum</i> (NC11)			base <i>L. acutum</i>
ALBIAN	<i>E. turriseiffelii</i> (NC10)	NCA10C	NC10B	top <i>E. cf. E. eximius</i>
		NCA10B	NC10A	base <i>C. kennedyi</i>
		NCA10A		base <i>G. nanum</i>
	<i>A. albianus</i> (NC9)	<i>B. constans</i>	NC9B	top <i>H. albiensis</i>
			NC9A	top <i>P. infinitus</i>
	<i>P. columnata</i> (NC8)	<i>T. orionatus</i>	NC8C	base <i>E. turriseiffelii</i>
<i>S. falklandensis</i>		NC8B	base <i>G. striatum</i>	
			top <i>R. irregularis</i>	
APTIAN	<i>P. angustus</i> (NC7)	<i>R. asper</i>	NC8A	base <i>C. ehrenbergii</i>
			NC7C	base <i>E. trabeculatus</i>
			NC7B	base <i>E. cf. E. eximius</i>
				base <i>B. signata</i>
				base <i>P. hauptonensis</i>
				base <i>A. albianus</i>
				top <i>S. falklandensis</i>
				base <i>T. orionatus</i>
				base <i>C. signum</i>
				base <i>H. albiensis</i>
				base <i>S. falklandensis</i>
				base <i>P. columnata</i>
				base <i>P. spinosa</i>
				base <i>S. primitivum</i>
				base <i>P. achlyostaurion</i>

Fonte: Modificado de Bralower, 1992.

O Mesozoico é caracterizado por diversas associações de nanofósseis calcários tanto em altas como também em baixas latitudes (Mutterlose *et al.*, 2009). As abundâncias dos gêneros *Watznaueria*, *Biscutum*, *Zeughrabdotus*, *Nannoconus* e *Rhagodiscus* são amplamente utilizados como *proxies* de temperatura da superfície do mar e nutrientes nos mares Mesozoicos (Erba, 1991; 1992; 1994; Mutterlose *et al.*, 2009; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023).

3.6 IMPORTÂNCIA NA PALEOCEANOLOGIA

Os nanofósseis calcários têm sido amplamente utilizados em estudos bioestratigráficos e para a reconstrução paleoceanográfica e paleoambiental devido a sua ampla distribuição geográfica, rápida evolução e excelente indicador de respostas aos estímulos e/ou mudanças no sistema oceano-atmosfera (Mostajo, 1986; Antunes, 1997).

Quando vivos, fazem parte do plâncton marinho onde são essenciais para a captura do gás carbônico (CO₂) dissolvido na água do mar, convertendo-o em carbonato de cálcio inorgânico (CaCO₃) na forma de cocólitos, sendo os maiores produtores primários do oceano.

Desta maneira, essas algas são consideradas os maiores “calcificadores” do planeta, sendo agente no ciclo do carbono, por sua vez, tendo influência direta no clima (Steinmetz, 1994; Bown & Young, 1998; Flores *et al.*, 2000; Baumann *et al.*, 2004; Boeckel *et al.*, 2006; Lovelock, 2006).

Além da importância na cadeia trófica, onde atuam como produtores primários, desempenham um papel importante nas trocas de gás carbônico e gás oxigênio entre o sistema oceano-atmosfera. Como algumas espécies do grupo são sensíveis a mudanças de temperatura e de salinidade, refletem as variações ocorridas no ambiente temporal e espacialmente. Logo, o estudo do registro fóssil destas microalgas calcárias é um dos mais completos para a reconstrução do funcionamento dos oceanos do passado (Toledo, 2000).

4. PALEOCEANOLOGIA

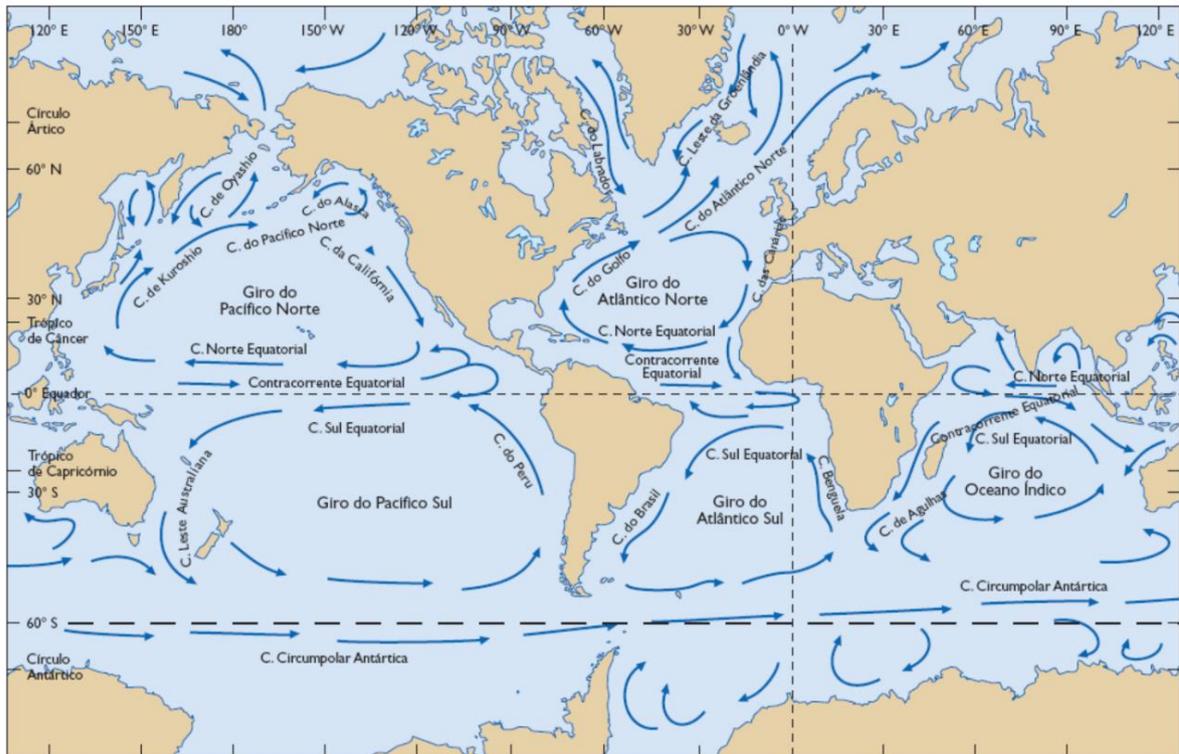
A Paleoclimatologia é a ciência que estuda os aspectos biológicos, geológicos, físicos e químicos dos oceanos no passado geológico da Terra (Hay, 1967).

4.1 PALEOCEANOLOGIA DO APTIANO/ALBIANO

O Cretáceo é caracterizado pela fragmentação do Supercontinente Gondwana originando os atuais América do Sul e África, estabelecendo o Proto-oceano Atlântico Sul (Moulin *et al.*, 2010). Devido às intensas atividades geodinâmicas, o clima deste período é dito como quente, ficando conhecido como *Greenhouse* (Frakes, 1999).

A circulação oceânica do Cretáceo possuía configuração bastante diferente da atual (Fig. 9). Em consequência das altas temperaturas, os pólos ficaram sem gelo e as massas de água profundas eram predominantemente quentes (Huber *et al.*, 2002). Tais diferenças foram responsáveis por moldar a circulação oceânica do período, sendo controlada principalmente pela corrente *circum* equatorial (Bush, 1997, Hay *et al.*, 2009). A circulação profunda era regional e bem isolada, mas responsável por gerar correntes de fundo e sistemas mistos (turbidíticos-contornitos) em todo o oceano global (Rodrigues *et al.*, 2021). Apesar disso, a estratificação e o padrão do movimento das massas de água profunda desta época ainda são alvo de discussões entre os pesquisadores (Pucéat *et al.*, 2005).

Figura 9 - Padrão de circulação oceânica superficial atual.

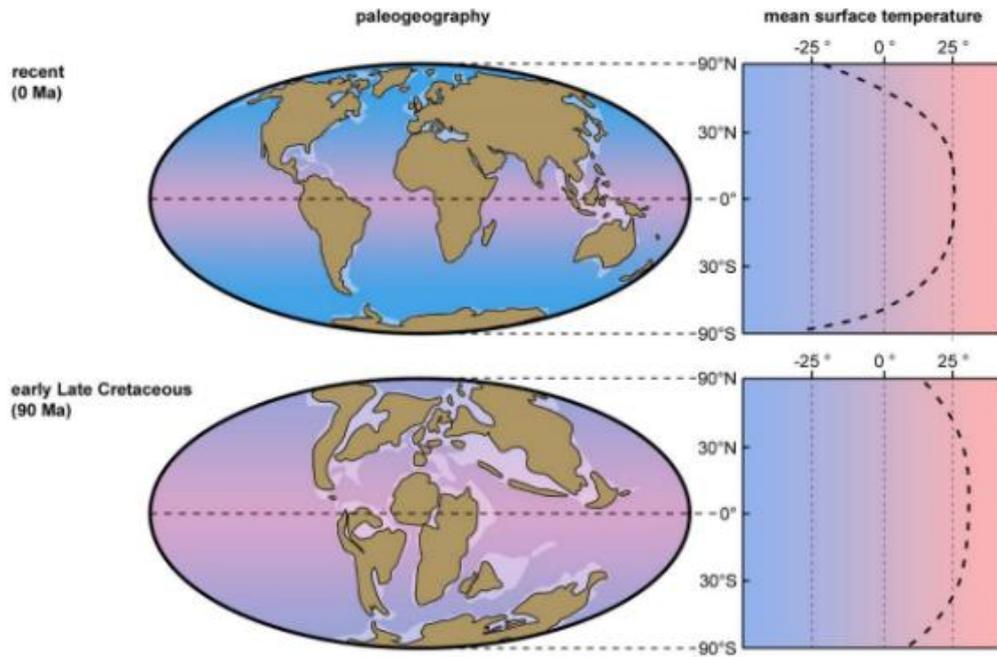


Fonte: Modificado de Pinet (2014).

Hay (2009) aborda que a circulação dos oceanos cretácicos foi altamente controlada por “*marine gateway*”, como por exemplo o mar de Tétis. Estudos mostram que a formação das massas de águas de fundo teria origem halo-térmica, estas muito mais influenciadas pelo gradiente de salinidade do que de temperatura (Brass *et al.*, 1982). Só no Turoniano pressupõe-se que a circulação oceânica poderia ser caracterizada como a atual - termohalina (Poulsen *et al.*, 2001).

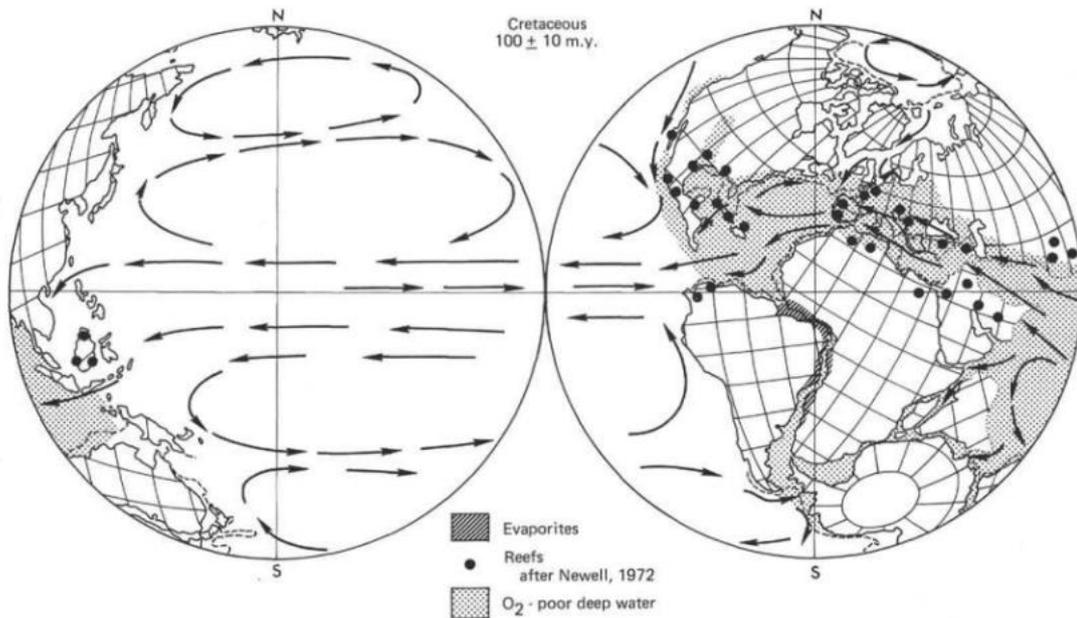
Devido às alterações da radiação incidente, novos habitats a serem dominados com a transgressão do mar, o Cretáceo foi uma época de evolução do plâncton marinho (Frakes, 1999). Estas observações aliadas a reconstruções paleoclimáticas, mostram que o Cretáceo foi um período favorável à produção primária (Beerling, 1994).

Figura 10 - Temperatura superficial dos oceanos no presente e no Cretáceo.



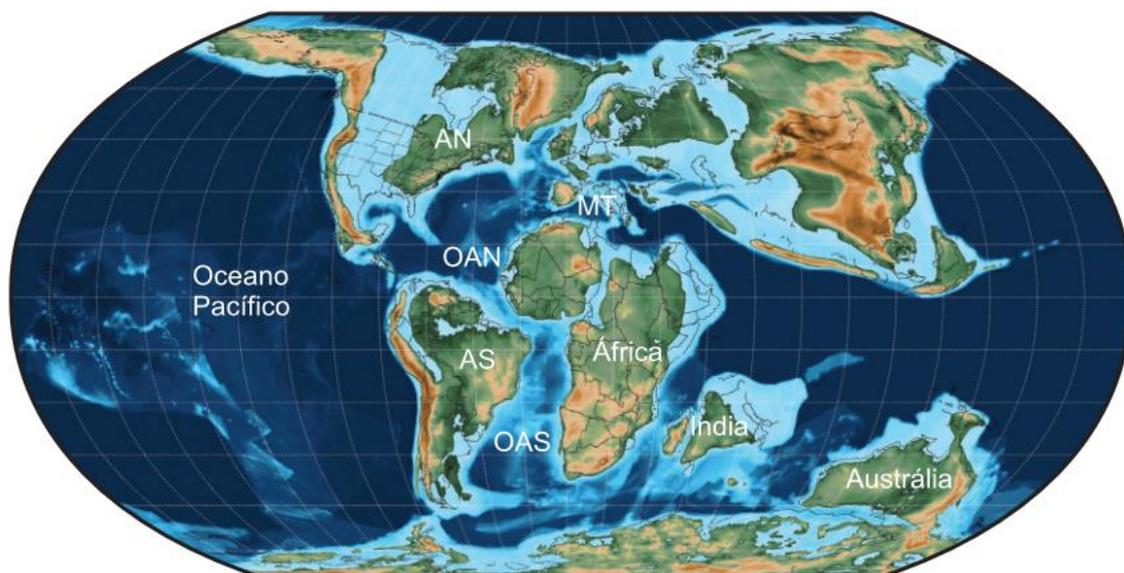
Fonte: Modificado de Püttmann, 2020.

Figura 11 - Circulação superficial dos oceanos no Cretáceo Inferior (~100 Ma).



Fonte: Modificado de Roth, 1978.

Figura 12 - Paleogeografia dos continentes e oceanos durante o Cretáceo Inferior (aproximadamente 90 Ma). AN- América do Norte; AS- América do Sul; OAN: Oceano Atlântico Norte; MT- Mar de Tétis; OAS- Oceano Atlântico Sul.



Fonte: Modificado de Scotese (2021).

Durante o Cretáceo Inferior houve mudanças marcantes no clima e no ciclo do carbono (Vickers *et al.*, 2016). O clima do limite entre o Aptiano e o Albiano ainda é tema de discussões, entretanto estudos recentes sugerem que houve períodos de resfriamento seguido de um aquecimento significativo (Mutterlose *et al.*, 2009; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023). McAnena (2013) mostrou através de análises de isótopos de oxigênio que a temperatura superficial do mar (TSM) Atlântico Norte durante a transição Aptiano-Albiano diminuiu 5°C seguida por um aquecimento de 31°C.

O Aptiano foi um período de entradas oceânicas devido a elevação do mar e consequentemente, dispersão da biota marinha (Hay, 2009). O nível eustático do Mesocretáceo foi de 300 metros acima do atual, tendo o principal fator a geodinâmica com a alta taxa de expansão do assoalho oceânico e apenas 50 metros de influência glacio-eustática (Hays & Pitman, 1973; Bond, 1976).

Sabe-se que durante o processo de abertura do Atlântico, havia barreiras físicas, a Dorsal de São Paulo e o Alto de Florianópolis que separavam o Atlântico Sul em Sudoeste e Setentrional (Ojeda & Silva, 1975; Arai, 2009). Muito se discute sobre quando exatamente se deu a conexão entre o Atlântico Sul e o Atlântico Norte/Central. A unanimidade que há é que foi entre o Aptiano e o Maastrichtiano. Com isso, todas as bacias marginais brasileiras, com exceção de Pelotas, estavam sob influência de Tétis (Ojeda & Silva, 1974; Dias-Brito, 1987).

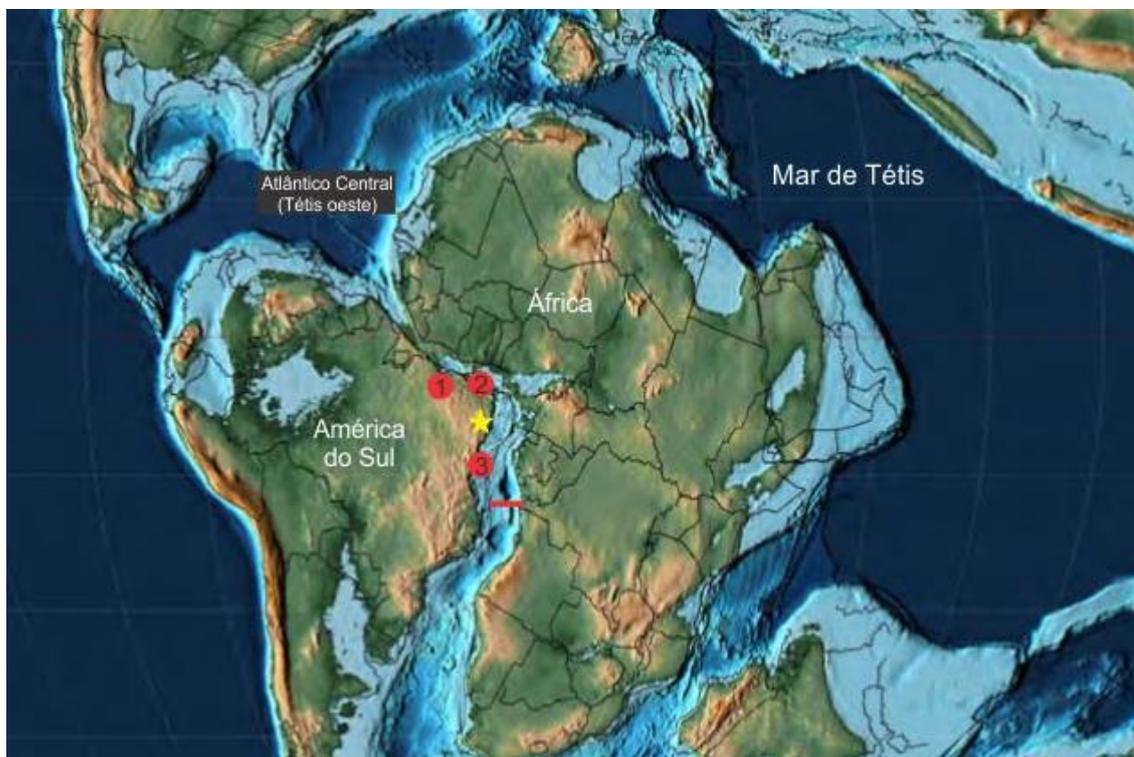
Recentemente, Kassab (2023) através de nanofósseis calcários alegou que no Albiano Inicial o Oceano Atlântico já estaria totalmente aberto.

4.2 INCURSÕES MARINHA NA BACIA DO ARARIPE

Até recentemente, diversos estudos demonstraram que a primeira ingressão marinha na Bacia do Araripe teria ocorrido durante a deposição da Formação Romualdo (Beurlen, 1964; Mabesoone & Tinoco, 1973; Lima, 1978; Arai & Coimbra, 1990; Coimbra *et al.*, 2002; Valença *et al.*, 2003; Silva, 2017; 2022). Entretanto, Arai (1999) registrou pulsos marinhos já na Formação Crato, a partir da presença de dinoflagelados e, Fauth *et al* (2023) registraram incursões já desde a deposição da Formação Barbalha, (Aptiano Superior) do que já se havia registrado até o momento.

A rota para a incursão marinha na região ainda é alvo de muitos debates, sendo os três possíveis caminhos: (1) pela Bacias do Parnaíba-São Luís-Grajaú (Beurlen, 1963; 1964; 1966; Arai *et al.*, 1994; Arai, 2009; 2014; Prado *et al.*, 2019); (2) pela Bacia de Potiguar (Lima, 1978; Viana, 1998) e (3) pela Bacia de Sergipe-Alagoas (Tinoco & Mabesoone, 1975; Silva-Santos, 1991). Ainda há uma quarta hipótese, que seria um braço de mar que interligava as bacias de São Luís, Parnaíba, Araripe e Sergipe-Alagoas um extenso *seaway*, com orientação NW-SE oriundo de Tétis (Arai, 2009; 2014; 2016).

Figura 13 - Possíveis rotas da incursão marinha na Bacia do Araripe no Cretáceo Superior. Estrela amarela representa a Bacia do Araripe (~110 Ma). Círculos vermelhos representam as bacias 1) Parnaíba-São Luís-Grajaú; 2) Potiguar; 3) Sergipe-Alagoas. A linha em vermelho representa a barreira constituída pelo alinhamento Dorsal de São Paulo – Alto de Florianópolis (DSP).



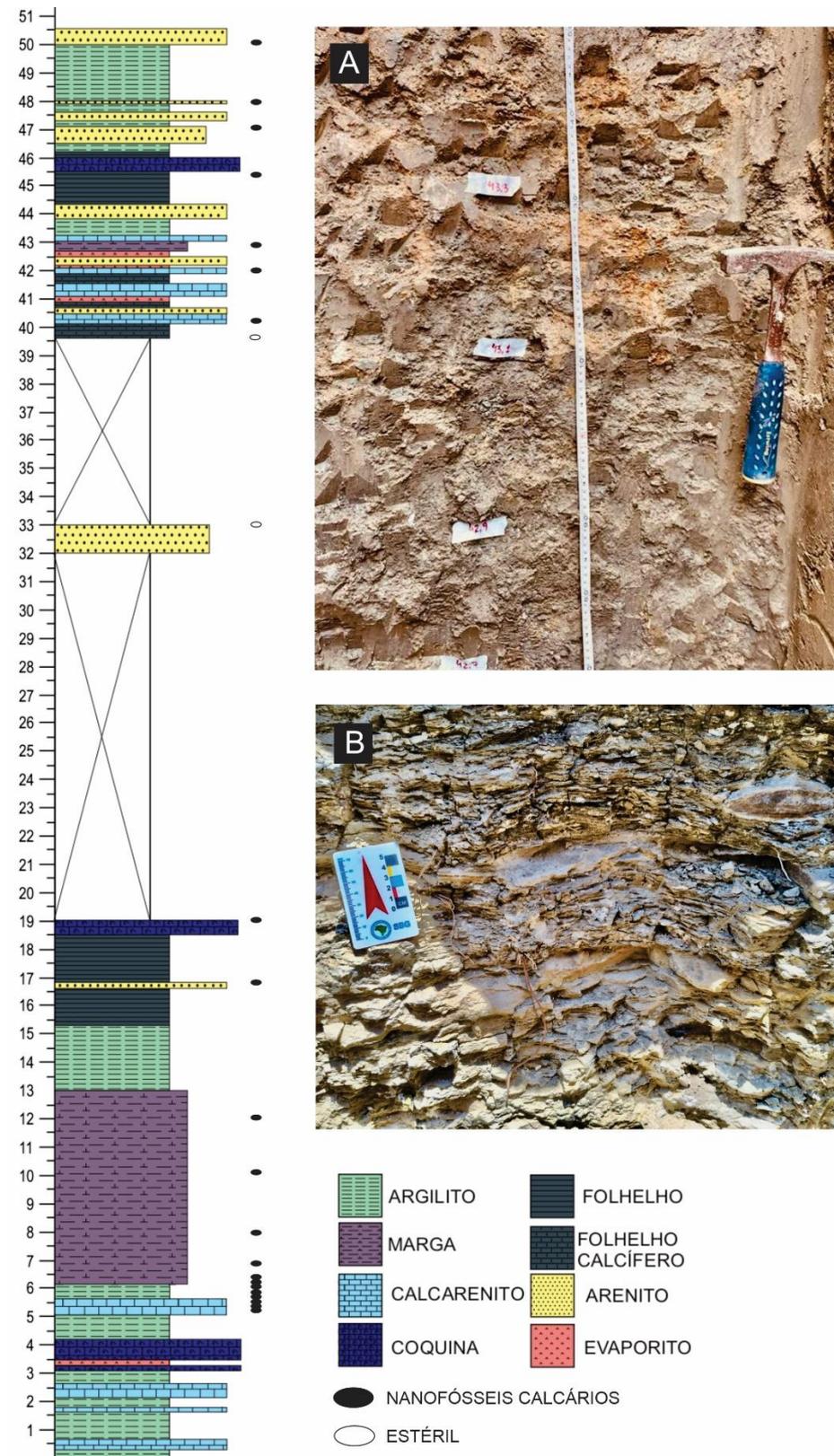
Fonte: Modificado de Scotese, 2014.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras sedimentares desta monografia foram coletadas em afloramentos da Formação Romualdo pela equipe do Projeto PaleoBioAraripe [PETROBRAS/ANP 2018/00305-0] entre os anos de 2019 a 2023 em trabalhos de campos nos setores centro-sul e sudoeste da bacia, ambos na porção pernambucana. Consistem em 25 amostras da seção Santo Antônio e 18 amostras da seção Serra do Inácio, totalizando 43 amostras analisadas.

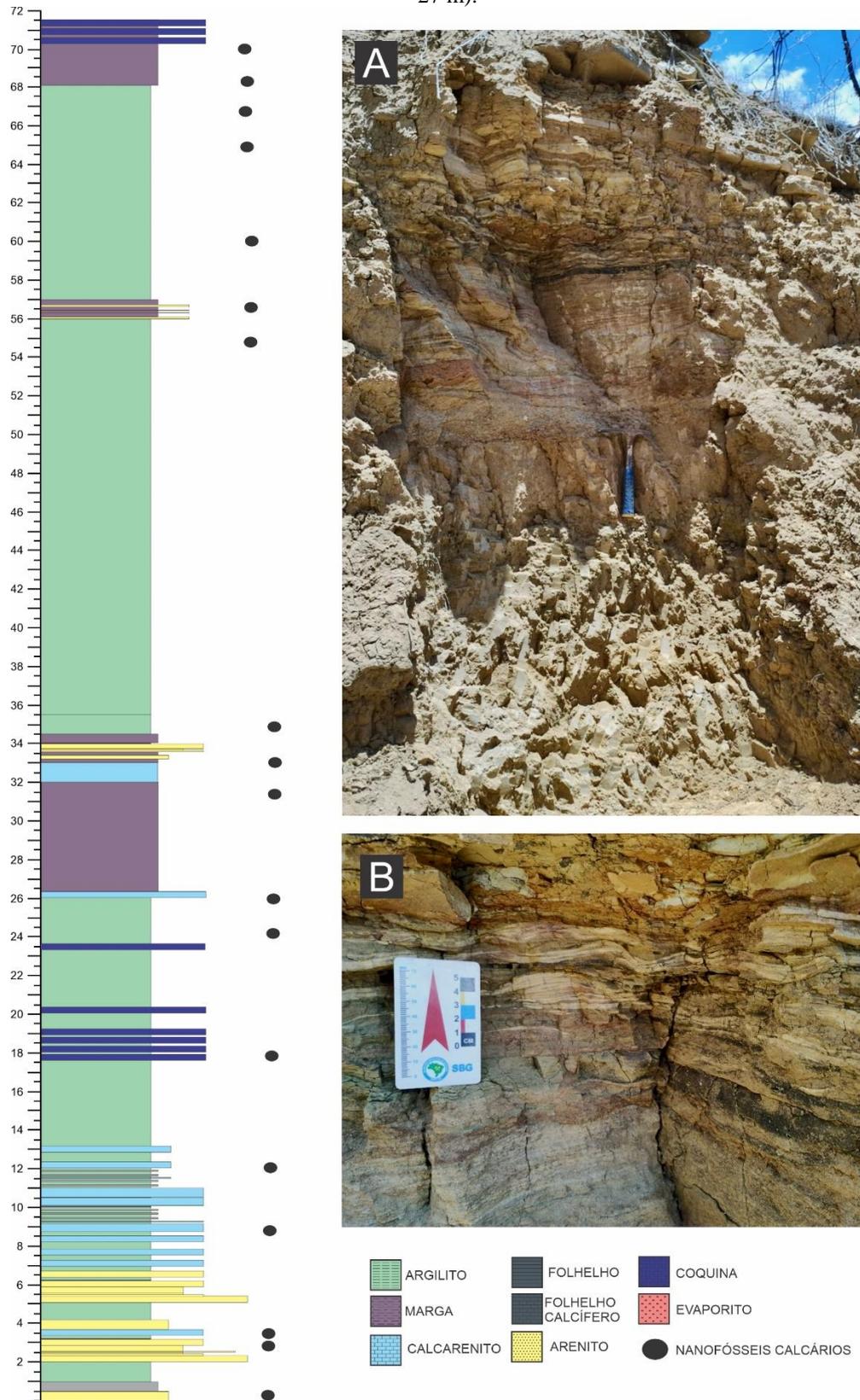
A seção Santo Antônio (SA) está localizada no município de Exu-PE, na porção centro-sul da bacia ($7^{\circ}30'06''$ S $39^{\circ}32'36''$ W) e foi levantado um perfil de 50 m (Fig. 14). A segunda seção que integra este estudo, seção Serra do Inácio (SI), está localizada no município de Ouricuri-PE corresponde ao externo sudoeste da bacia ($7^{\circ}59'12.1''$ S $40^{\circ}28'21''$ W), com um perfil levantado de 70 m (Fig. 15). As localidades ficam a uma distância de 116 quilômetros uma da outra em linha reta. A Figura 16 demonstra a localização dos pontos na Bacia do Araripe.

Figura 14 - Perfil estratigráfico da seção Santo Antônio. Os círculos indicam o posicionamento das amostras analisadas, em preto com recuperação de nanofósseis calcários e em branco estéreis para eles. A) Intercalação de lentes de calcarenito e pelitos (SA-42 m a SA-44 m); B) Intercalações de argilito e calcarenito na base do afloramento.



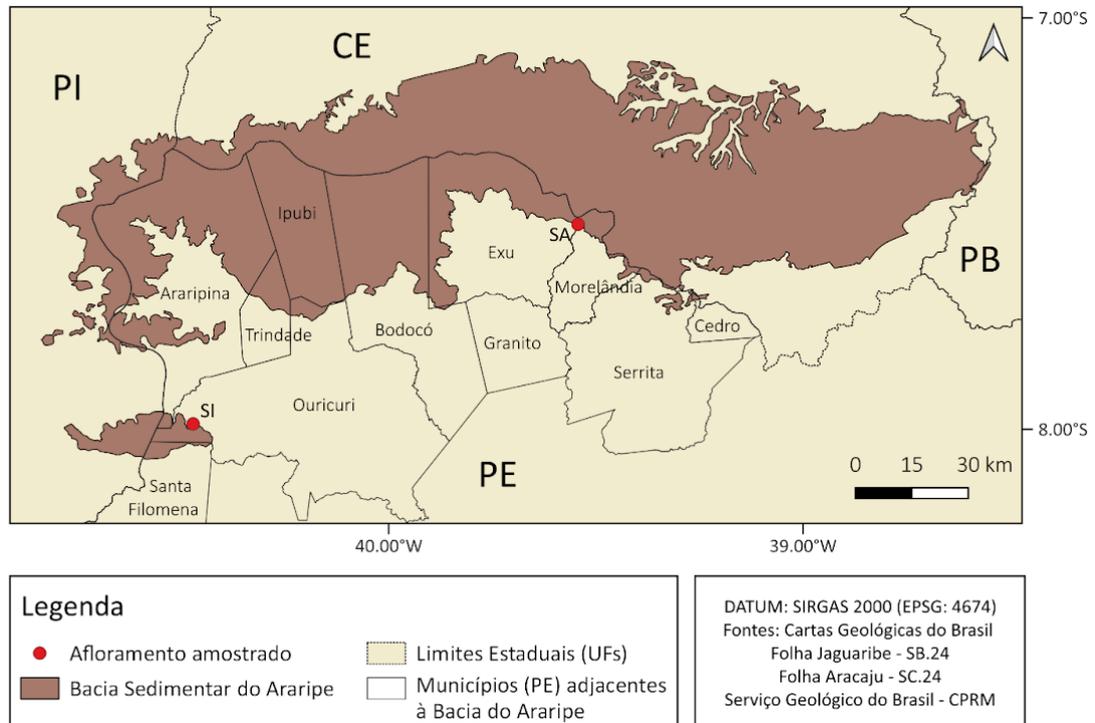
Fonte: A autora (2024).

Figura 15 - Perfil estratigráfico da seção Serra do Inácio. Os círculos indicam o posicionamento das amostras analisadas, em preto com identificação de nanofósseis calcários e em branco estéreis para eles. A) Calcarenito intercalado a lentes de margas, argilitos e folhelhos; B) Intercalação argilito, coquina, argilito e calcarenito (22 m - 27 m).



Fonte: A autora (2024).

Figura 16 - Mapa da Bacia do Araripe com a localização dos afloramentos amostrados para o estudo.



Fonte: A autora (2024).

5.1 SELEÇÃO E PROCESSAMENTO DAS AMOSTRAS

As amostras deste estudo foram coletadas em afloramentos da Formação Romualdo no estado de Pernambuco. A seleção das amostras em campo foi feita de acordo com a litologia e altimetria. Em laboratório, a seleção dessas amostras obedeceu a um espaçamento regular de aproximadamente 2 metros, quando possível, priorizando os intervalos com pelitos e calcário.

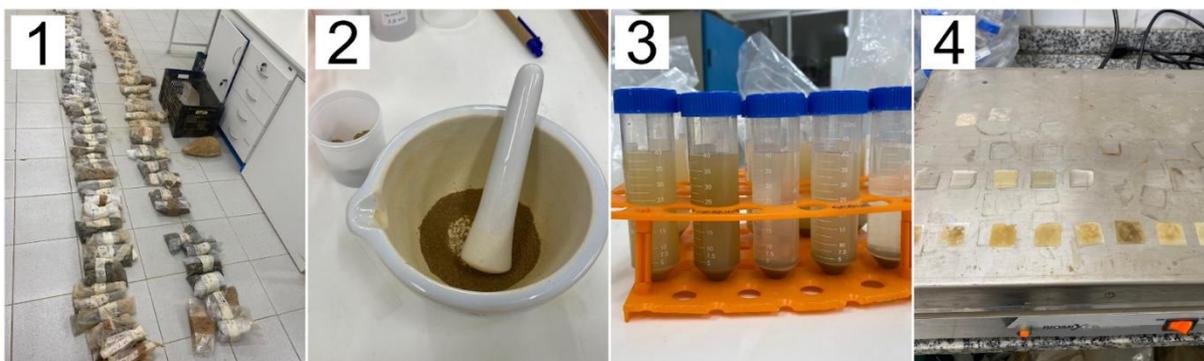
5.2 PREPARAÇÃO PARA O MICROSCÓPIO ÓPTICO

Para a preparação das lâminas de nanofósseis calcários, as amostras foram processadas no Laboratório de Paleontologia do Departamento de Geologia da UFPE (PALEOLAB) de acordo com o método adaptado por Antunes (1997), detalhado abaixo:

1. Colocar cerca de uma grama do sedimento previamente macerado em um tubo de ensaio;
2. Adicionar 40 mililitros de água destilada no tubo;
3. Agitar o tubo de ensaio até o sedimento degrada-se por completo, ou com auxílio de uma haste de vidro;
4. Deixar em repouso por cerca de cinco minutos;

5. Pôr lamínulas sobre a chapa aquecedora, previamente ligada a uma temperatura máxima de 60°C;
6. Colocar três gotas da suspensão sobre a lamínula;
7. Aguardar de cinco minutos até que a água se evapore por completo;
8. Colar a lamínula seca sobre a lâmina com cola ainda na chapa aquecedora;
9. Por fim, colocar o conjunto de lâminas em contato direto com a luz ultravioleta diretamente para a secagem da cola.

Figura 17 - Etapas do processo de preparação das lâminas. 1) Amostras recém-chegadas de campo; 2) Maceração da amostra; 3) Um grama da amostra com água destilada no tubo de ensaio; 4) Lamínulas com amostras na chapa aquecedora.



Fonte: A autora (2024).

Para cada amostra, foram confeccionadas duas lâminas, sendo uma pelo método de decantação (Antunes, 1997) e uma pelo do esfregação (Bown, 1998). A utilização dos dois métodos de preparação foi uma maneira de diminuir o percentual de erros devido a preservação dos espécimes. Todas as lâminas micropaleontológicas confeccionadas encontram-se no repositório do PALEOLAB.

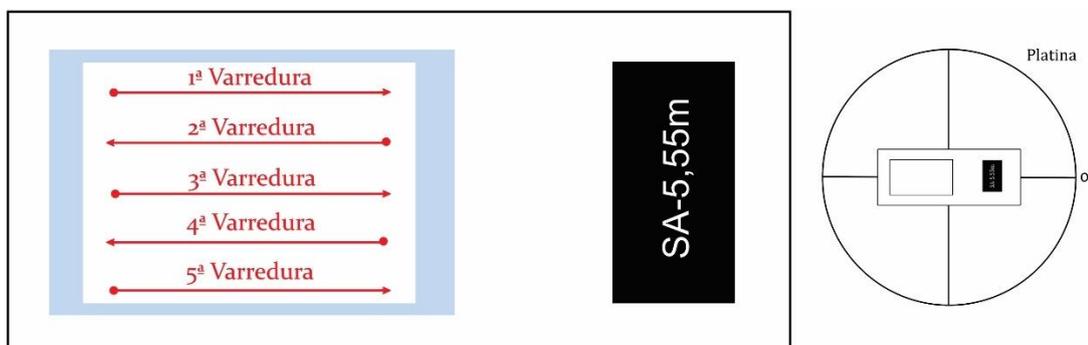
5.3 IDENTIFICAÇÃO E CONTAGEM DE ESPÉCIMES

Para a identificação e contagem dos organismos usou-se o microscópio óptico Zeiss *Axio Imager A2* com sistema de polarização, platina giratória e objetiva de imersão em óleo de 100x, proporcionando um aumento de 1000x localizado no PALEOLAB.

Devido à baixa presença de nanofósseis calcários na maioria das amostras, foram contabilizados todos os exemplares presentes em cinco linhas transversais, utilizado o método de cascata com adaptações (Styzen, 1994) (Fig. 18). Para cada espécime (ou mais) encontrado, contava-se como um campo de visão. As amostras 16,2m e 43m de Santo Antônio por serem

monoespecíficas e com alta abundância, o método de contagem foi realizado através da varredura da primeira linha e este valor, multiplicado por 5, estimando o valor de espécimes total para cada lâmina.

Figura 18 - Desenho esquemático da leitura da lâmina com nanofósseis calcários.



Fonte: A autora (2024).

A identificação dos cocólitos foi realizada com base em Antunes (1997) e o *website* Nannotax (Young *et al.*, 2017). A classificação taxonômica dos nanofósseis calcários deste estudo teve como base a sistemática proposta por Perch-Nielsen (1985), Young & Bown (1997) e recomendações do *website* Nannotax (Young *et al.*, 2017).

Fotografias digitais de exemplares foram tomadas com a câmera fotográfica *AxioCam* MRc acoplada ao microscópio e conectada ao desktop. Por meio do *software* *ZEN*, as fotos foram transferidas para o computador.

Durante a descrição das espécies em cada lâmina, observações quantitativas e qualitativas foram realizadas. As observações quantitativas relacionam-se à riqueza de espécie e à abundância relativa que, no presente caso, reflete o número de exemplares observados. Já as análises qualitativas tiveram como finalidade a identificação, classificação taxonômica e registro das ocorrências.

A classificação quanto a abundância pode-se subdividir em cinco classes distintas: **Estéril** (sem ocorrência de nanofósseis calcários); **Pobre** (1-9 espécimes); **Comum** (10-49); **Abundante** (50-200) e **Muito Abundante** (>200). Todas as espécies reconhecidas encontram-se listadas em ordem alfabética no Apêndice 1 e as fotografias de todos os *taxa* em ordem alfabética encontram-se nas Estampas 1-6. Além disso, nos Apêndices 2 e 3 encontram-se tabelas com a contagem dos nanofósseis calcários para cada profundidade de cada seção estudada.

5.4 PREPARAÇÃO PARA O MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

Visando observações mais precisas das ultra-estruturas dos nanofósseis calcários, foram selecionadas sete amostras de acordo com sua abundância e diversidade após as análises no MO. Foram escolhidas três amostras de SA (SA-5,55m, SA-16,2m, SA-43m) e quatro amostras de SI (SI-0,3m, SI-2,83m, SI-24m, SI-33m). Uma gota de seus respectivos sobrenadantes, peneirada em malha de 10 μm , foi evaporada a 45°C em *stubs* de alumínio recobertos com adesivo. Os precipitados foram metalizados em carbono no Laboratório de Microscopia do Departamento de Física da UFPE. As amostras foram analisadas no Microscópio Eletrônico de Varredura de emissão por efeito de campo TESCAN MIRA3 com detector de EDS Oxford Instruments X-act acoplado pertencente à microscopia do Programa de Pós-Graduação em Ciências de Materiais vinculado ao Departamento de Engenharia Mecânica da UFPE.

Figura 19 - *Stubs* preparados para análise em microscopia eletrônica de varredura.



Fonte: A autora (2024).

5.5 ANÁLISE DOS DADOS

Com o intuito de visualizar os dados e caracterizar a associação nanofossilífera, foram utilizados métodos estatísticos: análise de agrupamento (*PRIMER* versão 6.0) com os dados obtidos através da abundância relativa de nanofósseis calcários utilizando o microscópio óptico a fim de observar quais estratos e espécies possuíam maior similaridade entre si.

Antes das análises serem realizadas, o conjunto de dados foram logaritmizados para remover o efeito das amostras que apresentaram uma grande quantidade de espécimes. Todas as amostras que não possuíam a ocorrência de nanofósseis calcários foram retiradas da base de dados antes das análises uma vez que a ordenação não é válida quando os totais das linhas são

iguais a zero. A análise foi efetuada com dados transformados e não transformados. No entanto, as análises realizadas com os dados sem transformação forneciam resultados com interpretações difíceis e errôneas, uma vez que as amostras com alta abundância de espécies dominantes sobrepunham a importância daquelas com fósseis muito raros. Por outro lado, as análises dos dados logaritmizados forneceu os resultados mais interpretáveis.

As análises de agrupamento foram realizadas utilizando o índice de similaridade de Bray-Curtis tanto para as espécies (modo-q) como para as camadas estratigráficas (modo-r). Além disso, para análise de agrupamento do modo-r os dados foram transformados utilizando a raiz quadrada.

Para a caracterização da diversidade da associação de nanofósseis, foram empregados os índices de Shannon (H'), índice de Dominância (D) e equitabilidade de Pielou (J'), que, além de representarem a diversidade, permitem observar a uniformidade de distribuição dos indivíduos nas amostras (Ludwig & Reynolds, 1988).

O índice de Shannon-Weaver é uma medida da riqueza e da equitabilidade das espécies de uma amostra. O valor H' expressa a possibilidade de coletar dois indivíduos aleatoriamente e estes serem de espécies diferentes (Shannon & Weaver, 1949). Logo, quanto maior o valor de H' , mais heterogêneo será o conjunto de dados e mais diversa será a amostra. Enquanto aquelas amostras com H' tendendo a zero, menor será sua diversidade.

$$H' = -\sum_{i=1}^S (p_i \ln p_i)$$

Onde, p_i = abundância relativa.

- $H' = 0-1$: Diversidade baixa de nanofósseis calcários;
- $H' = 1-1.6$: Diversidade moderada de nanofósseis calcários;
- $H' > 1.6$: Alta diversidade de nanofósseis calcários.

O índice de dominância é uma medida de predominância de uma ou algumas espécies em uma comunidade. Ele quantifica o grau em que algumas espécies são mais abundantes do que outras (Simpson, 1949). Este valor varia de 0 a 1, quanto mais próximo de 1 mais maior a dominância e menor a diversidade.

$$1 - D = \sum_{i=1}^S p_i^2$$

Onde, p_i = abundância relativa.

- $D = 0-0.5$: Baixa dominância;
- $D = 0.51-0.75$: Dominância moderada;
- $D = 0.75-1$: Alta dominância.

A equitabilidade de Pielou é um índice que mede a diversidade juntamente com a riqueza de espécies (Pielou, 1981). A equitabilidade é a contagem de indivíduos de cada espécie numa área. O valor calculado da equitabilidade de Pielou varia entre 0 (sem equitabilidade) e 1 (equitabilidade completa).

$$J' = H' / H_{\max}$$

Onde, H' = índice de diversidade de Shannon-Weaver;

$$H_{\max} = \log S;$$

S = número de espécies.

- $J' = 0-0,4$: Baixa equitabilidade;
- $J' = 0,41-0,6$: Equitabilidade moderada;
- $J' = 0,61-1$: Alta equitabilidade.

5.6 PROXIES

Embora haja incerteza na atribuição de preferências ambientais à taxa dos nanofósseis extintos, existe um consenso de que algumas espécies podem ser interpretadas como reflexo de condições paleoecológicas distintas, sendo assim indicativas de alterações climáticas e oceanográficas. Para o Cretáceo, numerosos trabalhos têm-se centrado na paleoecologia dos nanofósseis calcários. Vários autores propuseram uma correlação entre as espécies selecionadas, a abundância e as mudanças oceanográficas ocorridas (Roth, 1981; Roth & Bowdler, 1981; Mutterlosa, 1991; 1992; Erba, 1991; 1992; 1994; Street & Bown, 2000; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023).

Para o presente trabalho foram selecionadas algumas espécies e gêneros, reconhecidos aqui e denominadas como indicadores, de acordo com as suas preferências ecológicas descritas previamente na literatura (Tabela 1). A partir deste acervo, pode-se compreender e interpretar as possíveis flutuações paleoceanográficas, como também as respostas na nanoflora às variações ambientais.

***Biscutum* spp.:** Indicador de alta fertilidade, típico de águas frias com ocorrência de ressurgências (Roth, 1981; Street & Bown, 2000; Herrle, 2003; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023). Associado ainda a mares epicontinentais com comportamento nerítico (Roth, 1981).

Braarudosphaera africana: Indicadora de águas oligotróficas (Busson & Noël, 1991). Considerada como tolerante a aporte terrígeno, sendo nerítica e de preferências a mares epicontinentais (Roth, 1981; Busson & Noël, 1991; Schueth *et al.*, 2023).

Discorhabdus ignotus: Indicador de águas eutróficas e associado a clima seco (Erba *et al.*, 1992; Herrle *et al.*, 2003; Kassab *et al.*, 2023; Schueth *et al.*, 2023).

Eprolithus floralis: Indicadora de águas frias, habitante de mares restritos (Thierstein, 1976; Mutterlose, 1992; Herrle *et al.*, 2003; Herrle & Mutterlose, 2003).

***Nannoconus* spp. (*N. truittii truittii* + *N. elongatus* + *N. bucheri*):** Indicadora de águas quentes, oligotróficas e de alta salinidade (Roth & Bowdler, 1981; Busson & Noël, 1991; Mutterlose, 1991; Erba, 1994; Street & Bown, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Herrle, 2003; Schueth *et al.*, 2023). Busson & Noël (1991) comentam que os *Nannoconus* prosperaram em mares epicontinentais de águas transparentes, pois ele não é tolerante à influência terrígena. Street & Bown (2000) apontam como indivíduos R-estrategistas devido sua ocorrência em associações de nanofósseis com baixa diversidade, mas alta abundância. Algumas espécies ainda podem se adaptar a mares frios e eutróficos.

***Rhagodiscus* spp.:** Associado a águas quentes (Erba *et al.*, 1992; Kassab *et al.*, 2023).

***Thoracosphaera* spp.:** Indicativa de águas quentes e temperadas, de caráter oportunista (Tangen *et al.*, 1982; Zonneveld *et al.*, 2000).

Watzanaueria barnesiae: Indicativa de águas pobres em nutrientes em oceano aberto, sendo tolerante a aporte terrígeno (Roth & Bowdler, 1981; Erba, 1992; Herrle *et al.*, 2003; Mutterlose *et al.*, 2005; Less *et al.*, 2002; Kassab *et al.*, 2023).

***Zeughrabdotus* spp. (*Z. erectus* + *Z. noeliae*):** Associadas a zonas de ressurgência ocorridas no limite Aptiano/Albiano (Kassab *et al.*, 2023). Indicativa de águas frias, podendo sobreviver em condições de temperatura mais quentes (Street & Bown, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Tiraboschi *et al.*, 2009).

Tabela 1 - Principais *proxies* de nanofósseis calcários identificados na Formação Romualdo. 1. Thierstein (1976); 2. Roth (1981); 3. Roth & Bowdler (1981); 4. Tangen *et al.* (1982); 5. Busson & Noël (1991); 6. Mutterlose (1991); 7. Erba (1991); 8. Mutterlose (1992); 9. Erba (1992); 10. Erba *et al.* (1992); 11. Erba (1994); 12. Street & Bown (2000); 13. Zonneveld *et al.* (2000); 14. Herrle *et al.* (2003); 15. Herrle (2003); 16. Herrle & Mutterlose (2003); 17. Mutterlose *et al.* (2005); 18. Less *et al.* (2002); 19. Mutterlose *et al.* (2009); 20. Tiraboschi *et al.* (2009); 21. Mutterlose & Bottini (2013); 22. Bottini *et al.* (2015); 23. Kassab *et al.* (2023); 24. Schueth *et al.* (2023).

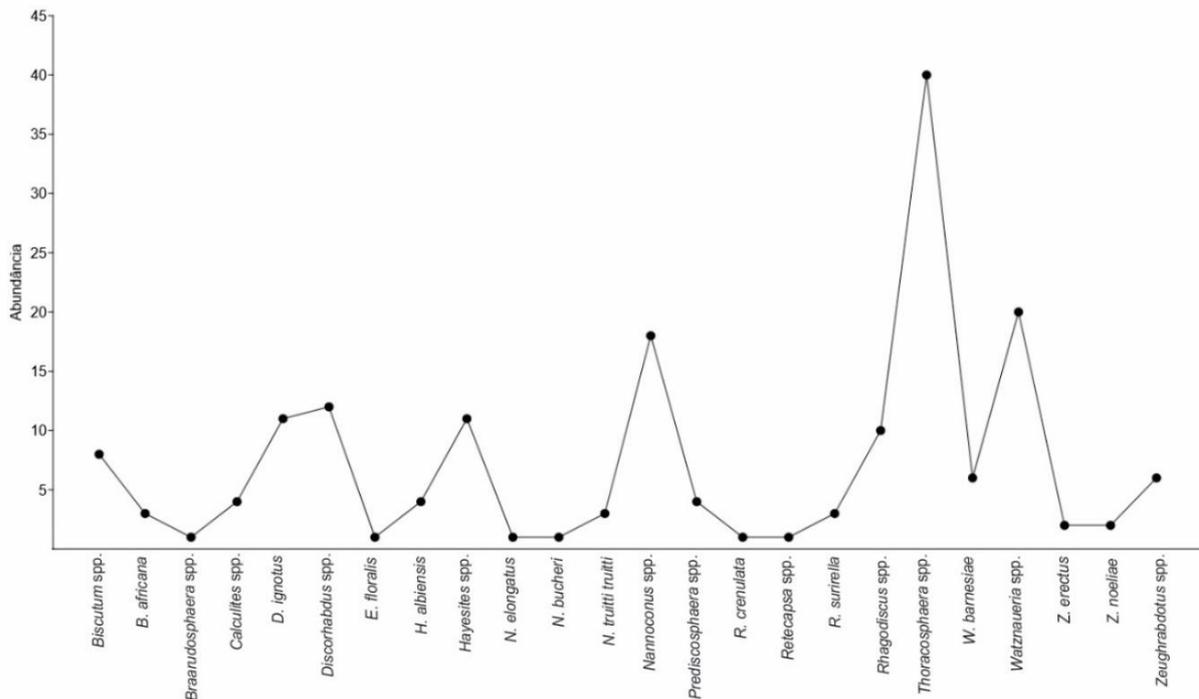
Táxon	Águas quentes	Águas frias	Alta salinidade	Nerítica	Cosmopolita	Mares epicontinentais	Oligotrófico	Eutrófico	Terrígeno tolerante	Pelágico	Afinidade tetiana
<i>Biscutum</i> spp.		12, 15		2	14	2		2, 12, 22, 23			
<i>B. africana</i>				2		5	5		24		
<i>D. ignotus</i>	24							9,14, 23, 24			
<i>E. floralis</i>		8, 14, 16									
<i>Nannoconus</i> spp.	6, 12, 23		3, 18	12		1, 5	5, 11, 14, 15, 23				19
<i>Rhagodiscus</i> spp.	10, 23										
<i>Thoracosphaera</i> spp.	4, 13				4		13				
<i>W. barnesiane</i>							9, 14, 17, 23		24	3, 18	
<i>Zeughrabdotus</i> spp.		12,20			14			12, 20, 23, 24			

Fonte: A autora (2024).

6. RESULTADOS

Foram contabilizados 37.817 espécimes de nanofósseis calcários neste estudo, pertencentes a vinte e cinco espécies: *Biscutum* spp., *Braarudosphaera africana*, *Braarudosphaera* spp., *Calculites* spp., *Discorhabdus ignotus*, *Discorhabdus* spp., *Eprolithus floralis*, *Hayesites albiensis*, *Hayesites* spp., *Nannoconus elongatus*, *Nannoconus truittii*, *Nannoconus truittii frequens*, *Nannoconus bucheri*, *Nannoconus* spp., *Prediscosphaera* spp., *Retecapsa crenulata*, *Retecapsa surirella*, *Retecapsa* spp., *Rhagodiscus* spp., *Thoracosphaera* spp., *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus erectus*, *Zeughrabdotus noeliae* e *Zeughrabdotus* spp. Destes, quatro espécies (*Thoracosphaera* spp., *Discorhabdus ignotus*, *Watznaueria* spp., *Rhagodiscus* spp.) possuem a maior abundância relativa, representando cerca de 99% da associação fossilífera.

Figura 20 - Abundância das vinte e quatro espécies identificadas no MO nas seções estudadas.



Fonte: A autora (2024).

Tabela 2 - Relação das espécies de nanofósseis calcários mais representativas das seções Santo Antônio e Serra do Inácio.

Espécie	Abundância relativa
<i>Thoracosphaera</i> spp.	98,26%
<i>Discorhabdus ignotus</i>	0,30%
<i>Watznaueria</i> spp.	0,28%
<i>Rhagodiscus</i> spp.	0,19%

Fonte: A autora (2024).

6.1 TAXONOMIA

Reino **CHROMISTA** Cavalier-Smith, 1981

Filo **HAPTOPHYTA** Hibberd ex Cavalier-Smith, 1986

Classe **COCCOLITHOPHYCEAE** Rothmaler, 1951

Sub-classe **PRYMNESIOPHYCIDAE** Cavalier-Smith, 1986

Heterococólitos

Ordem **PODORHABDALES** Rood *et al.*, 1971 emend. Bown, 1987

Família **BISCUTACEAE** Black, 1971

Gênero *Biscutum* Black in Black & Barnes, 1959

Descrição: Escudo distal formado por unidades em V e o escudo proximal e o ciclo tubular são formados por unidades em R; sendo os elementos do escudo distal unidos ao longo de suturas radiais e apresentam pouca ou nenhuma imbricação.

Amplitude estratigráfica: Pliensbachiano ao Paleoceno (Bown, 1987; Burnett, 1998).

Biscutum spp.

(Estampa 4, Figuras 1-2)

Descrição: Escudo distal unido por sutura sem estruturas na parte interna.

Gênero *Discorhasdus* Noël, 1965

Descrição: Apresenta formato circular com escudos largos geralmente sem um ciclo de tubo interno proeminente e com área central tipicamente estreita podendo conter uma espinha.

Discorhabdus ignotus (Górka, 1957) Perch-Nielsen, 1968

(Estampa 4, Figuras 11-12)

1957. *Tremalithus ignotus* Górka, p. 272, est. 2, fig. 9.

1998. *Discorhabdus ignotus* (Górka) Perch-Nielsen. Burnett *et al.*, est. 6.6, fig. 6a.

Descrição: Cocólito muito pequeno, circular dividida em quatro partes com formato de hélice, margem bicíclica e com área central fechada.

Amplitude estratigráfica: Oxfordiano ao Maastrichtiano (Bown & Cooper 1998; Burnett 1998).

Discorhabdus spp.

(Estampa 4, Figura 13-14)

Descrição: Cocólito de formato circular dividido em partes no formato de hélices.

Família **PREDISCOSPHAERACEAE** Rood *et al.*, 1971

Gênero *Prediscosphaera* Vekshina, 1959

Descrição: Placolitos elípticos a circulares com a área central coberta por barras transversais que suportam espinhos altos e de construção complexa. O escudo distal é tipicamente bicíclico, com um ciclo exterior largo, geralmente construído a partir de 16 elementos não imbricados (unidades V) e um ciclo interior estreito (unidades R). O escudo proximal é formado principalmente por unidades V, mas às unidades R de um ciclo restrito no centro do escudo. A imagem LM é bicíclica, com o ciclo externo escuro e o ciclo interno claro.

Amplitude estratigráfica: Aptiano ao Maastrichtiano (Burnett 1998; Lees & Bown 2005).

Prediscosphaera spp.

(Estampa 5, Figuras 18-19)

Descrição: Heterococólito de formato circular com escudo distal externo largo por vezes com má formação devido à má preservação.

Família **CRETARHABDACEAE** Thierstein, 1973

Gênero *Retecapsa* Black, 1971

Descrição: Zona central ocupada por uma cruz axial com barras laterais.

Retecapsa crenulata (Bramlette & Martini, 1964) Grün *in* Grün and Allemann, 1975

(Estampa 5, Figura 22)

1964. *Cretarhabdus crenulata* Bramlette & Martini, p. 300, est. 2, figs. 21-24.

1998. *Retecapsa crenulata* (Bramlette & Martini) Grün *in* Grün & Allemann. Burnett *et al.*, est. 6.7, fig. 7.

Descrição: Cruz axial na área central e duas barras laterais em cada quadrante (delimitando cerca de 12 perfurações).

Amplitude estratigráfica: Berriasian ao Maastrichtiano (Bown *et al.* 1998; Lees & Bown 2005).

Retecapsa surirella Deflandre & Fert, 1954

(Estampa 5, Figura 21)

1954. *Discolithus surirella* Deflandre & Fert, p. 144, figs. 30-31.

1998. *Retecapsa surirella* (Deflandre & Fert) Grün *in* Grün & Allemann. Burnett *et al.*, est. 6.7, figs. 9-10.

Descrição: Área central atravessada por uma cruz axial com cerca de três barras laterais em cada quadrante.

Amplitude estratigráfica: Berriasiano ao Maastrichtiano (Bown *et al.* 1998; Lees & Bown 2005).

Retecapsa spp.

(Estampa 5, Figura 20)

Descrição: Cocólito com dimensões de 6 a 8 µm, com formato oval e discos na parte interna.

Ordem **BRAARUDOSPHAERALES** Aubry 2013 emend Lees & Bown 2016

Família **BRAARUDOSPHAERACEAE** Deflandre, 1947

Gênero ***Braarudosphera*** Deflandre, 1947

Descrição: Nanólitos constituídos a partir de 5 (raramente 6) segmentos que formam um pentágono com suturas que vão até as extremidades.

Amplitude estratigráfica: Aptiano aos dias atuais (Burnett 1998; Young *et al.* 2003).

Braarudosphaera africana Stradner, 1961

(Estampa 4, Figuras 3-5)

1961. *Braarudosphaera africana* Stradner, p. 82; fig. 44.

Descrição: Cocólito médio com centro estrelado, nanólito composto por cinco segmentos de pontas arredondadas que formam um pentágono.

Amplitude estratigráfica: Albiano Inferior ao Cenomaniano (Burnett 1998; Bown et al. 1998).

***Braarudosphaera* spp.**

(Estampa 4, Figuras 6-7)

Descrição: Apresentam formatos pentagonais, por vezes somente com 4 segmentos visíveis devido à má preservação e/ou intemperismo. Possui linha de extinção e tamanho que varia de 6 a 8 μm .

Família **POLYCYCLOLITHACEAE** Forchheimer, 1972 emend Varol, 1992

Gênero *Eprolithus* Stover, 1966

Descrição: Normalmente altos, circulares ou com formatos estrelados, multirradiados, com 5-9 elementos de ciclo de parede petalóides em torno de uma ampla área central coberta por um diafragma mediano. Tipicamente em forma de H em vista lateral.

Eprolithus floralis (Stradner, 1962) Stover, 1966

(Estampa 4, Figuras 15-18)

1962. *Lithastrinus floralis* Stradner, p. 370, 372, est. 2, figs. 7-11.

1998. *Eprolithus floralis* (Stradner) Stover. Burnett *et al.*, est. 6.13, figs. 3a-b.

Descrição: Eprolithus com 9 petalóides.

Amplitude estratigráfica: Aptiano ao Campaniano (Bown et al. 1998; Burnett 1998).

Família **NANNOCONACEAE** Deflandre, 1959

Gênero *Nannoconus* Kamptner, 1931

Descrição: Cônicos, globulares ou cilíndricos compostos por placas dispostas em espiral em torno de uma cavidade axial ou um canal. Os eixos C das placas estão dispostos tangencialmente ao eixo longitudinal.

Nannoconus elongatus Brönnimann, 1955

(Estampa 5, Figuras 1-3)

1955. *Nannoconus elongatus* Brönnimann, p. 38; est. 1, figs. 10-11.Descrição: Formato cilíndrico com cavidade central larga com paredes formadas por ciclos angulosos e espessos. A cavidade tem uma largura semelhante à da parede.Amplitude estratigráfica: Barremiano ao Campaniano (Burnett 1998).*Nannoconus bucheri* Brönnimann, 1955

(Estampa 5, Figuras 4-5)

1955. *Nannoconus bucheri* Brönnimann, p. 39; est. 1, figs. 1-3, 5-7.Descrição: Possui formato de pêra com cavidades centrais largas e paredes espessas. As cavidades têm duas a quatro vezes a largura da parede.Amplitude estratigráfica: Hauteriviano ao Aptiano (Bown *et al.*, 1998; Perch-Nielsen 1985).*Nannoconus truittii truittii* Brönnimann, 1955

(Estampa 5, Figuras 6-9)

1955. *Nannoconus truittii* Brönnimann, p. 38; est. 2, figs. 2-5, 7.Descrição: Formato de barril ou ligeiramente afilados com a largura do canal semelhante ou ligeiramente mais estreita do que a parede.Amplitude estratigráfica: Aptiano ao Campaniano (Burnett 1998).*Nannoconus truittii frequens* Deres & Achéritéguy, 1980

(Estampa 5, Figura 11)

1980. *Nannoconus truittii* subsp. *frequens* Deres & Achéritéguy, p. 24; est. 1, fig. 10.Descrição: Nanólito de tamanho médio, forma quadrangular a sub-esférica. Apresenta um canal igual ou mais estreito que as paredes. Suas paredes são estriadas com as extremidades arredondadas.Amplitude estratigráfica: Aptiano ao Campaniano (Burnett, 1998).*Nannoconus* spp.

(Estampa 5, Figuras 10-17)

Descrição: Cocólito com formato cilíndrico e dimensões de 8 a 12 µm. Apresentam biorrefrigeração.

Ordem **EIFFELLITHALES** Rood *et al.*, 1971

Família **RHAGODISCACEAE** Hay, 1977

Gênero ***Rhagodiscus*** Reinhardt, 1967

Descrição: Cocólitos de tamanho médio de forma elíptica e na área central há quatro discos pequenos.

Amplitude estratigráfica: Titoniano ao Maastrichtiano (Casellato 2010; Lees & Bown 2005).

***Rhagodiscus* spp.**

(Estampa 6, Figuras 1-5)

Descrição: Cocólito com dimensões de 6 a 8 µm, com formato circular e quatro discos na parte interna. Linhas de extinção visíveis.

Família **CHIASTOZYGACEAE** Rood *et al.*, 1973

Gênero ***Zeugrhabdotus*** Reinhardt, 1965

Descrição: Cocólito murolítico com área central coberta por uma barra transversal de construção variável. A barra é geralmente suportada pela coluna vertebral. O ciclo da borda interna/proximal é desenvolvido de forma variável, pelo que a imagem linear pode ser unicíclica ou bicíclica. Podem também estar presentes barras laterais delicadas, mas geralmente só são observadas em casos de preservação excepcional.

Zeugrhabdotus erectus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965

(Estampa 6, Figura 11)

1954. *Zygoolithus erectus* Deflandre em Deflandre & Fert, p. 150, est. 15, figs. 14-17.

1998. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre em Deflandre & Fert) Reinhardt. Burnett et al., est. 6.2, figs. 30c-d.

Descrição: Pequenos cocólitos, forma do contorno elíptico e unicíclica e na área central há uma barra granular.

Amplitude estratigráfica: Pliensbachiana ao Maastrichtiano (Bown & Cooper 1998).

***Zeugrhabdotus noeliae* Rood *et al.*, 1971**

(Estampa 6, Figuras 8-9)

1971. *Zeugrhabdotus noeli* Rood *et al.*, p. 252-253, est. 1, fig. 4.

1999. *Zeugrhabdotus noeliae* Rood *et al.* Burnett, est. 6.2, figs. 19a-b

Descrição: Unicíclico, pequeno, com um complexo de barras e aro largo com pequenas aberturas.

Amplitude estratigráfica: Oxfordiano ao Santoniano (Burnett 1998).

***Zeugrhabdotus* spp.**

(Estampa 6, Figuras 10, 12)

Descrição: Cocólito oval com escudo externo brilhante e com imperfeições devido a má preservação e/ou intemperismo. Apresenta uma barra granular no disco interno. Possui dimensões de 4 a 6 µm.

Ordem **WATZNAUERIALES** Bown, 1987

Família **WATZNAUERIACEAE** Rood *et al.*, 1971

Gênero ***Watznaueria*** Reinhardt, 1964

Descrição: Elípticos com áreas centrais tipicamente fechadas ou estreitas, mas que podem ser atravessadas por barras transversais, barras ou grelhas.

***Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968**

(Estampa 6, Figura 6)

1959. *Tremalithus barnesae* Black em Black & Barnes, p. 325, est. 9, figs. 1-2.

1998. *Watznaueria barnesae* (Black em Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen. Burnett *et al.*, est. 6.7, fig. 28.

Descrição: Cocólitos medianos de forma discóide a oval composto por quatro discos no formato de hélices, área central fechada ou muito estreita.

Amplitude estratigráfica: Bajociano ao Maastrichtiano (Bown & Cooper 1998; Lees & Bown 2005).

***Watznaueria* spp.**

(Estampa 6, Figura 7)

Descrição: Cocólito com dimensões 4 a 8 um, formato oval a circular com escudo externo com imperfeições na borda, por vezes sem separação do escudo interno. Possui linhas de extinção e barras transversais, por vezes incompletas ou quebradas devido à má preservação e/ou intemperismo.

HolocólitosGênero *Calculites* Prins & Sissingh in Sissingh, 1977

Descrição: Holococolitos com uma placa proximal de quatro blocos; superfície distal sulcada e corroída; e espinhos curtos, estreitos e ocos. Cocólito inteiro brilhante em xpl em vista de planta.

Amplitude estratigráfica: Hauteriviano ao Maastrichtiano (Lees, 2007).

***Calculites* spp.**

(Estampa 4, Figuras 8-10)

Descrição: Cocolito de formato oval e brilhante. Com estruturas na parte interna do disco e tamanho de, aproximadamente 4 µm.

Gênero *Hayesites* Manivit, 1971

Descrição: Formato estrelado com 6-11 raios imbricados.

***Hayesites albiensis* Manivit, 1971**

(Estampa 4, Figuras 21-25)

1971. *Hayesites albiensis* Manivit, p. 29, est. 7, figs. 12-17.

Descrição: Pequenos cocólitos compostos por 6-8 raios imbricados, área central estreita contendo espinhos proeminentes.

Amplitude estratigráfica: Albiano (Bown et al. 1998).

***Hayesites* spp.**

(Estampa 4, Figuras 19-20)

Descrição: Cocólito de formato estrelado com a quantidade de raios variando de 4 a 11. Apresentando dimensões de 2 a 6 µm.

Família **THORACOSPHAERACEAE** Schiller 1930

Gênero *Thoracosphaera* Kamptner 1927

Descrição: Forma granular, geralmente circular.

Amplitude estratigráfica: Triássico aos dias atuais (Bralower et al. 1991).

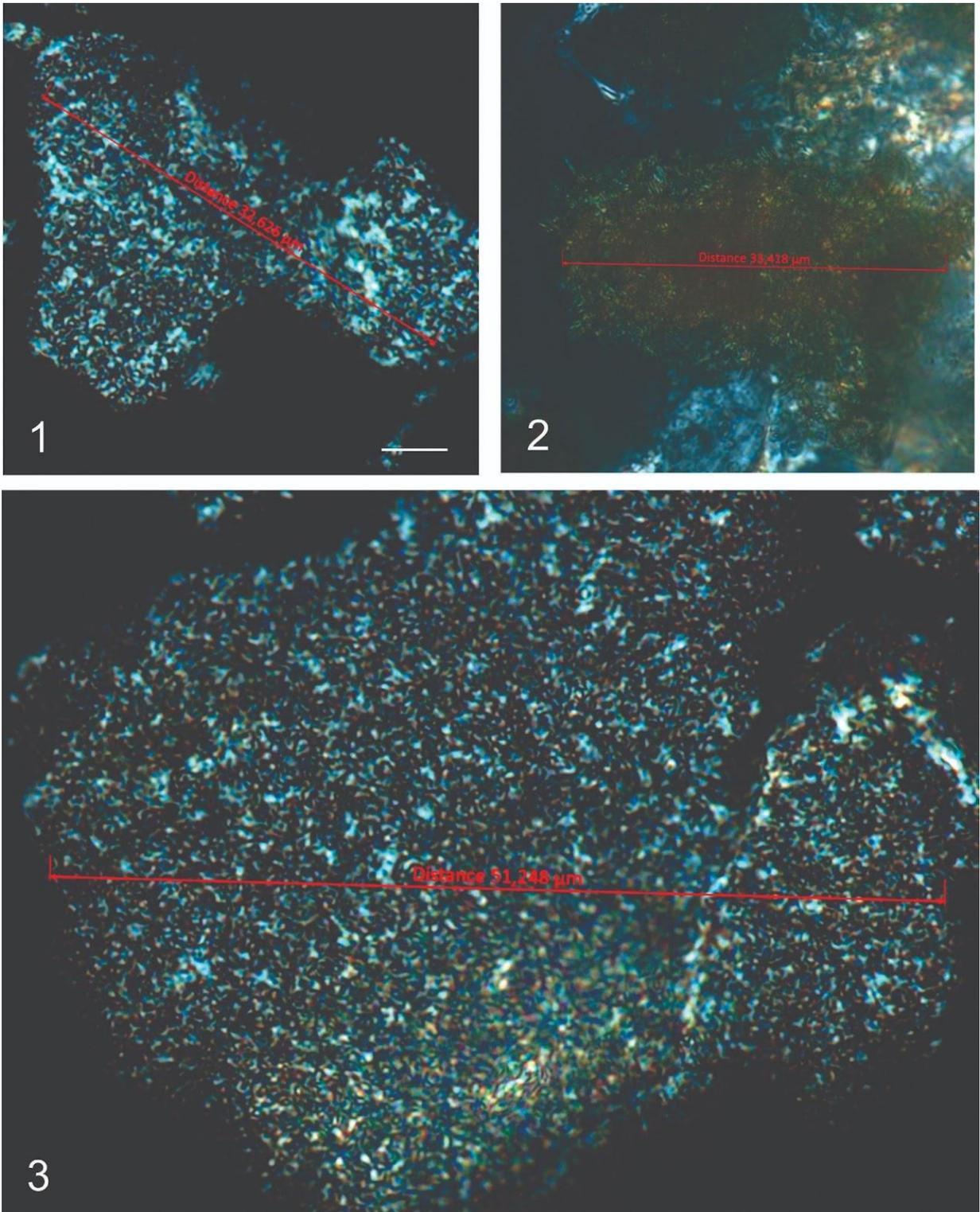
***Thoracosphaera* spp.**

(Estampas 1-3)

Descrição: Apresenta formato granular com microplacas agregadas, com conformação circulares a manchas. Por vezes com perfurações nas placas. Com dimensões que variam de 5 a 33 μm . Os espécimes das profundidades 16,2m e 43m, são abundantes, mas sofreram forte intemperismo, demonstram algumas deformações e reorganização das placas, por vezes chegando a danificar a estrutura primária do indivíduo.

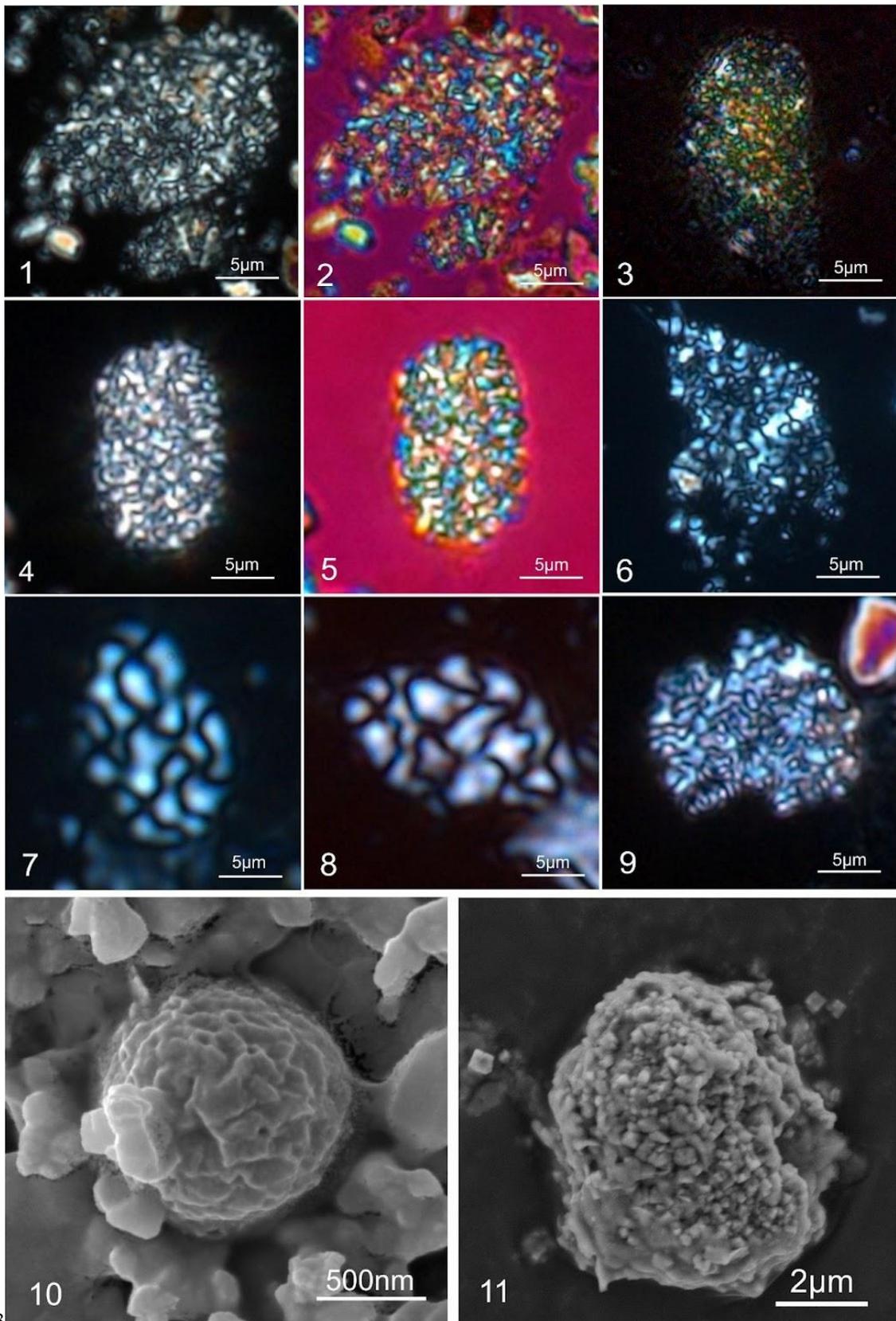
6.2 ESTAMPAS

Figura 21 - Estampa 1: *Thoracosphaera* spp. identificadas em Serra do Inácio-PE, Bacia do Araripe. Escala: 5 μ m. 1. SA-43m; 2. SA-40,3m; 3. SA-43m.



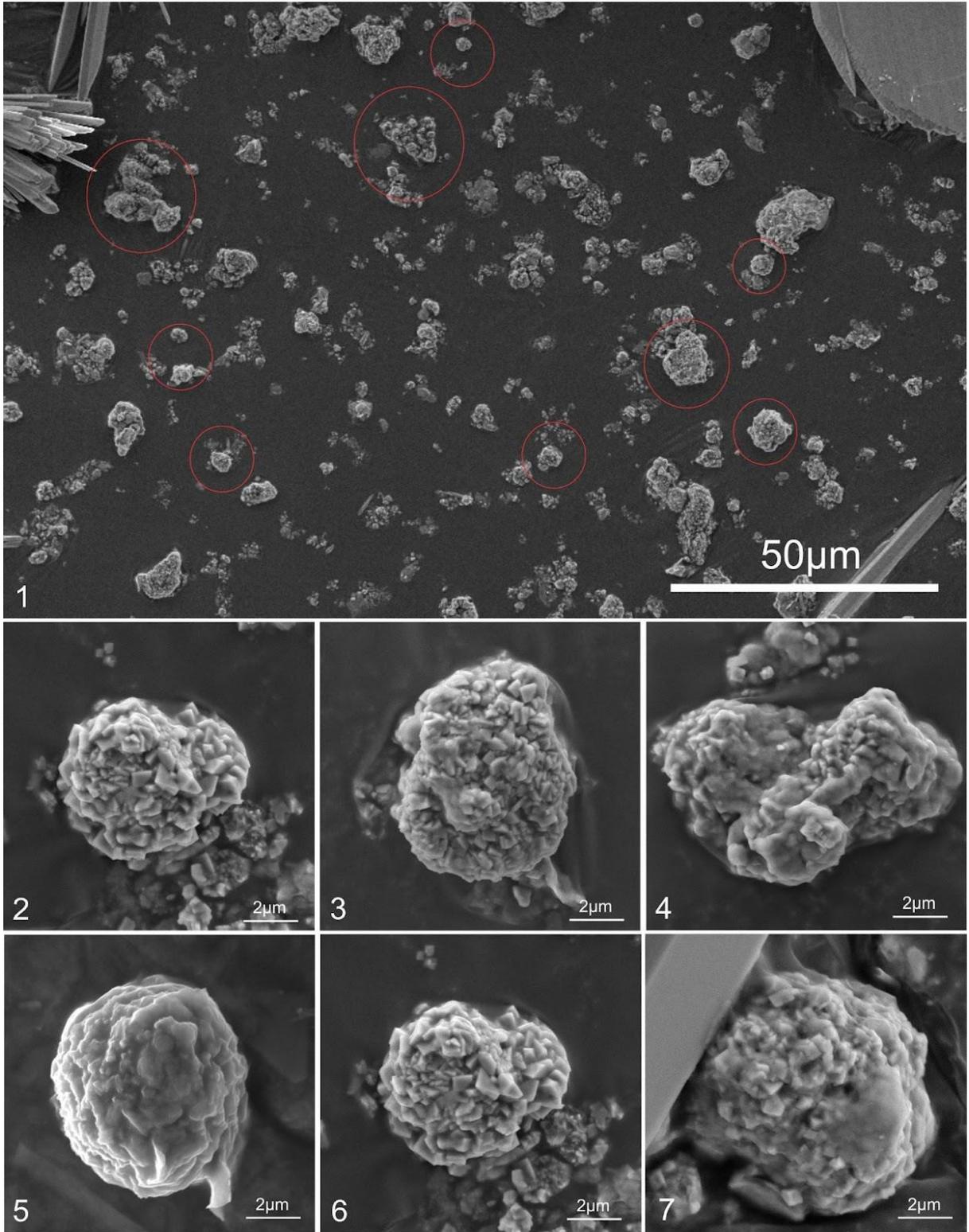
Fonte: A autora (2024).

Figura 22 - Estampa 2: *Thoracosphaera* spp. 1-2. SA-5,55m; 3. SI-67m; 4-5. SA-5,55m; 6. SA-6,65m; 7-8. SA-5,45m; 9. SA-5,65m; 10. SA-5,55m; 11: SA-16,2m.



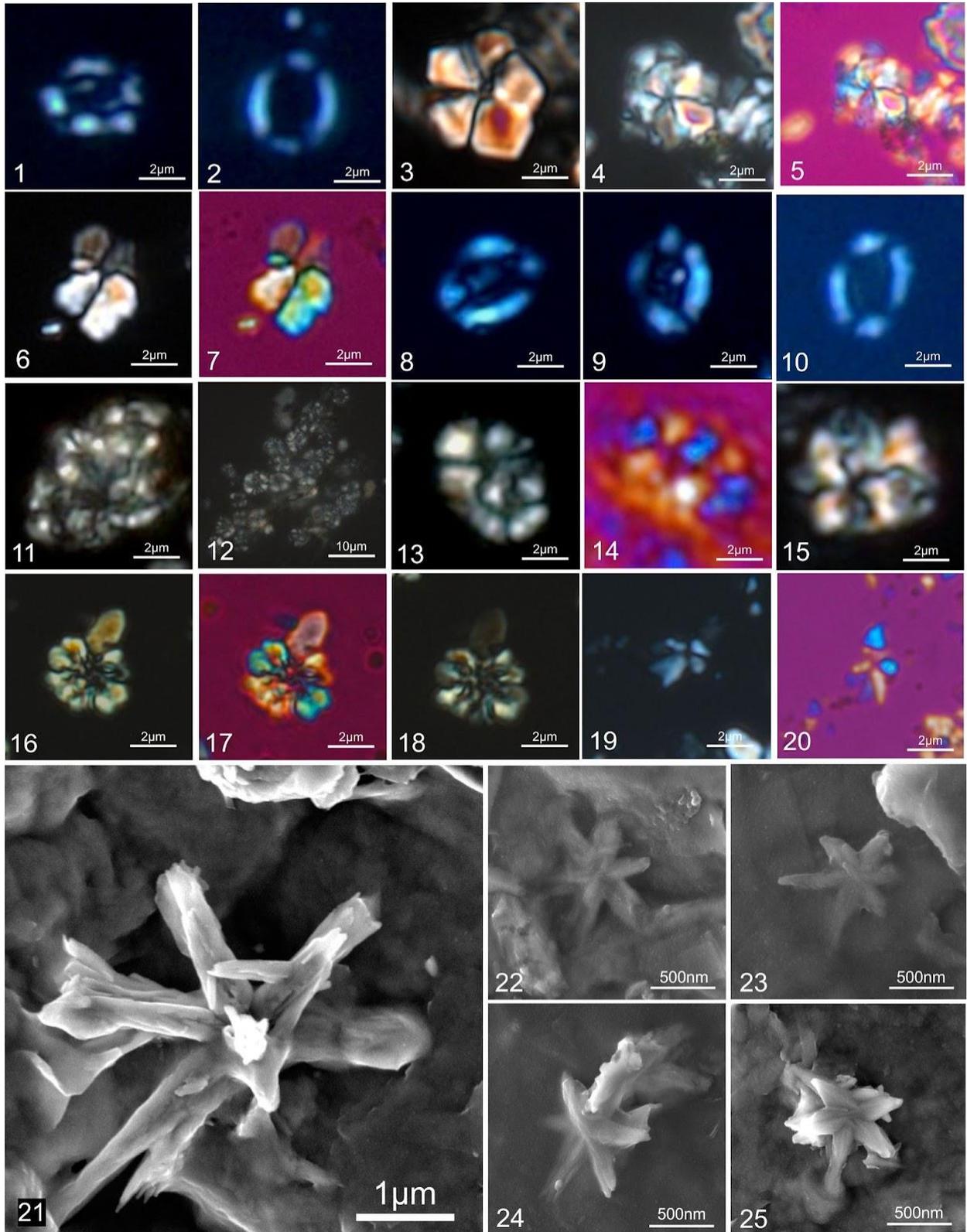
Fonte: A autora (2024).

Figura 23 - Estampa 2: *Thoracosphaera* spp. da amostra SA-16,2m.



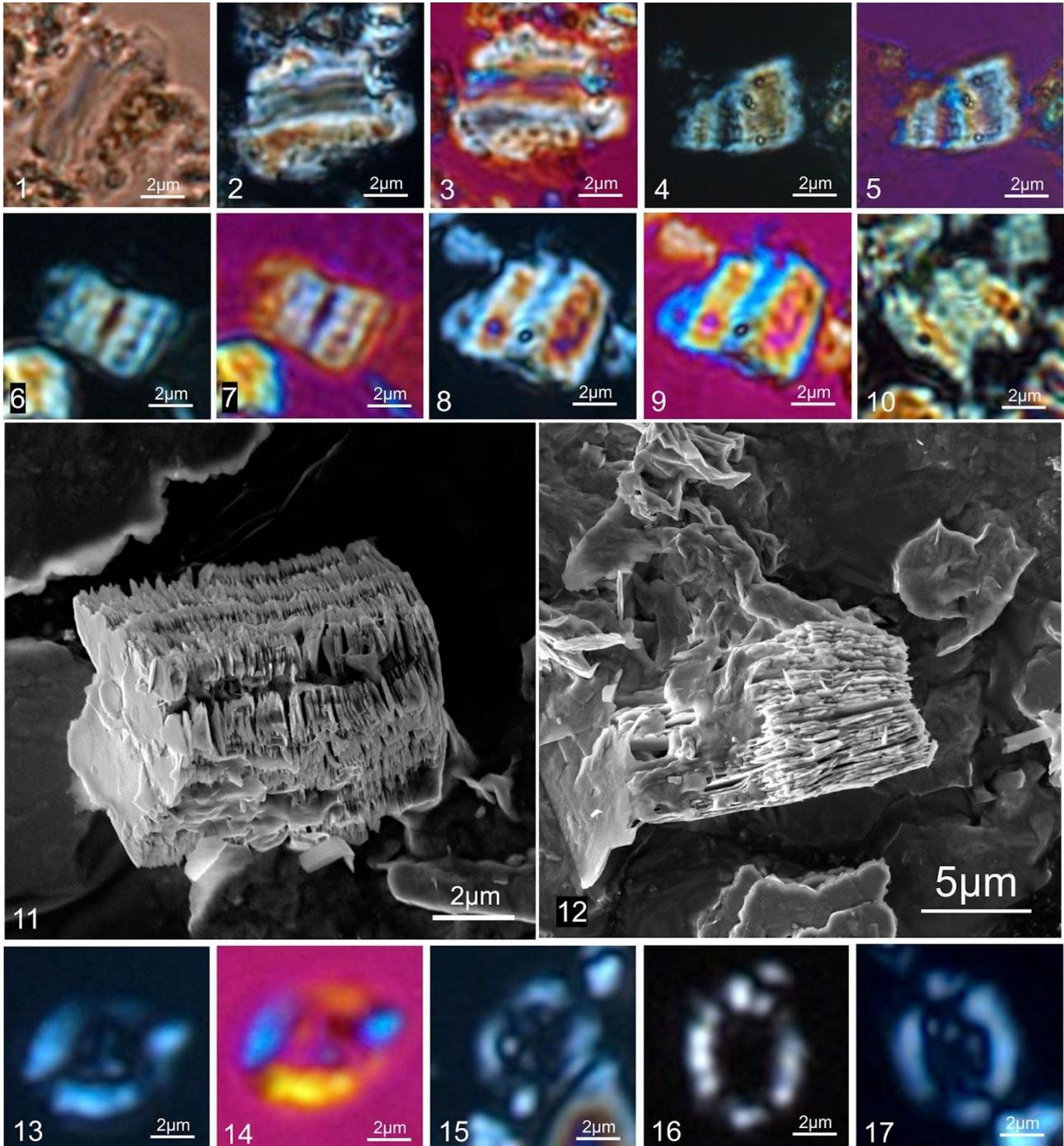
Fonte: A autora (2024).

Figura 24 - Estampa 4: Nanofósseis calcários identificados na Formação Romualdo, Bacia do Araripe. 1-2. *Biscutum* sp. (SA-5,65m; SI-3,25m); 3-5. *B. africana* (SA-5,45m); 6-7. *Braarudosphaera* sp. (SA-5,55m); 8-10. *Calculites* sp. (SA-5,65m); 11-12. *D. ignotus* (SA-8m); 13-14. *Discorhabdus* sp. (SA-6,15m); 15-18. *E. floralis* (SA-5,9m); 19-20. *Hayesites* sp. (SI-2,83m); 21-25. *H. albiensis* (21. SI-33m; 22-25. SI-2,83m).



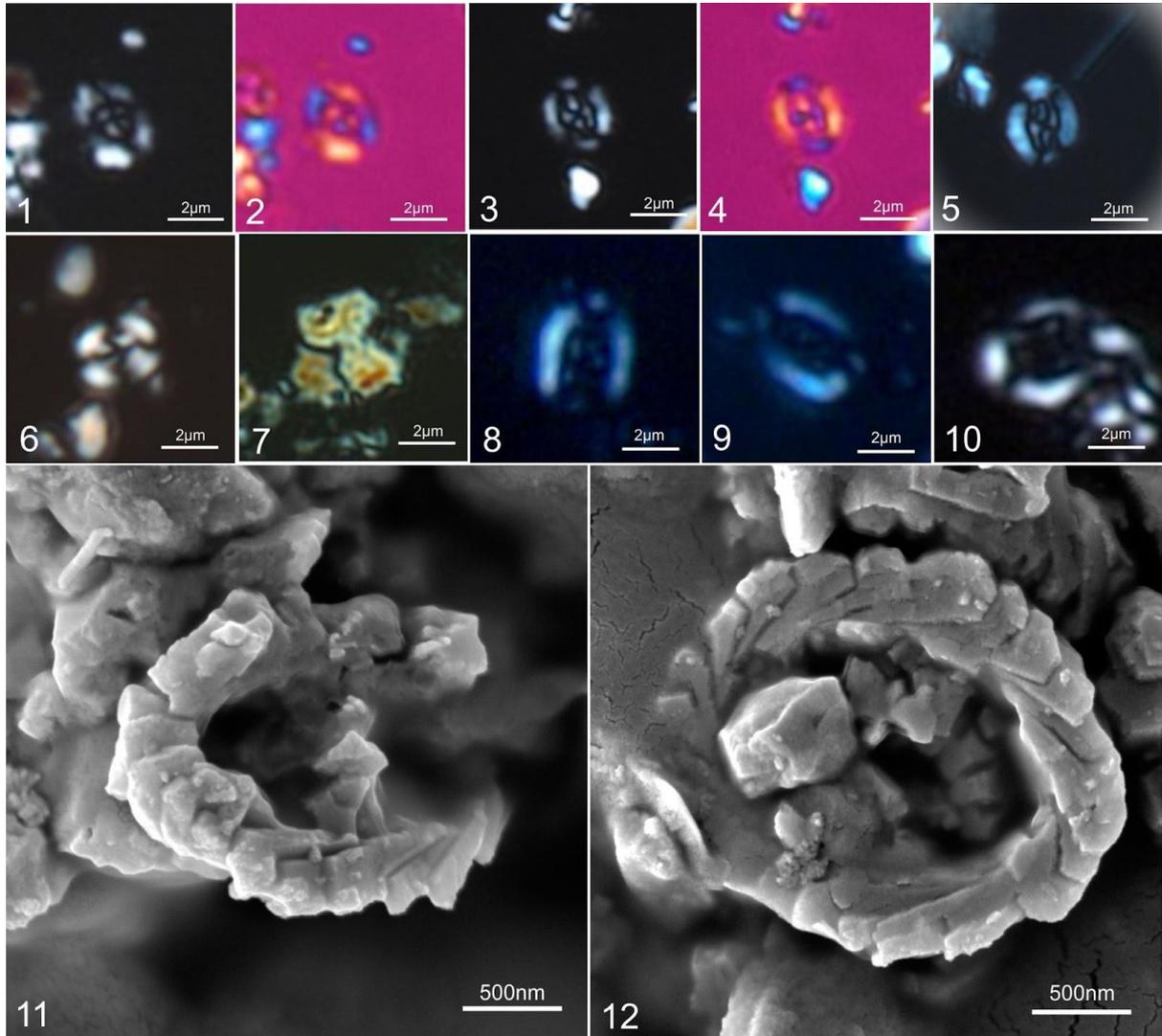
Fonte: A autora (2024).

Figura 25 - Estampa 5: Nanofósseis calcários identificados na Formação Romualdo, Bacia do Araripe. 1-3. *N. elongatus* (SI-24m); 4-5. *N. truittii* (SI-68,5m); 6-9. *N. truittii truittii* (SI-24m); 10. *Nannoconus* sp. (SI-70m); 11. *Nannoconus truittii frequens*. (SI-33m); 12. *N. truittii truittii* (SI-33m); 13-14. *Prediscosphaera* sp. (SA-5,65m); 15. *Retecpsa* sp. (SA-5,55m); 16. *R. surirella* (SA-5,55m); 17. *R. crenulata* (SA-5,65m).



Fonte: A autora (2024).

Figura 26 - Estampa 6: Nanofósseis calcários identificados na Formação Romualdo, Bacia do Araripe. 1-4. *Rhagodiscus* sp. (SA-5,55); 5. *Rhagodiscus* sp. (SA-5,9m); 6. *W. barnesiae* (SA-5,55m); 7. *Watznaueria* sp. (SI-70m); 8-9. *Z. noeliae* (SA-5,65m); 10. *Zeughrabdotus* sp. (SA-5,55m); 11- *Z. erectus* (SA-5,55m); 12. *Zeughrabdotus* sp. (SA-5,55m).



Fonte: A autora (2024).

6.3 SEÇÃO SANTO ANTÔNIO

O afloramento Santo Antônio está localizado no município de Exu, Pernambuco. A litologia é composta majoritariamente por argilitos e margas com presença de concreções fossilíferas intercaladas por calcarenitos e folhelhos. Foi levantado, em conjunto ao Projeto PaleoBioAraripe, um perfil de 50 m da seção Santo Antônio (Fig. 14).

Das 25 amostras analisadas, 23 apresentaram boa identificação de nanofósseis calcários, enquanto duas mostraram-se estéreis (SA-33m e SA-39,7m). Foram contados 37.136 espécimes pertencentes a doze gêneros e onze espécies: *Biscutum* spp., *Braarudosphaera africana*, *Braarudosphaera* spp., *Calculites* spp., *Discorhabdus ignotus*, *Discorhabdus* spp., *Eprolithus floralis*, *Hayesites albiensis*, *Hayesites* spp., *Nannoconus elongatus*, *Nannoconus bucheri*, *Nannoconus* spp., *Prediscosphaera* spp., *Retecapsa crenulata*, *Retecapsa surirella*, *Retecapsa* spp., *Rhagodiscus* spp., *Thoracosphaera* spp., *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus erectus*, *Zeughrabdotus noeliae* e *Zeughrabdotus* spp. Destes, três taxa (*Thoracosphaera* spp., *Discorhabdus ignotus*, *Watznaueria* spp.) representam aproximadamente 99% da composição fóssil da seção (Tabela 3).

Foram preparados *stubs* referentes a três estratos da seção Santo Antônio (5,55 m, 16,2 m e 43 m). Na amostra SA-5,55m foram identificados *Zeughrabdotus erectus*, *Zeughrabdotus* spp. e *Thoracosphaera* spp. Em SA-16,2m só foram encontrados espécimes de *Thoracosphaera* spp. em grande quantidade. Enquanto em SA-43m, foram identificados poucos exemplares de *Thoracosphaera* spp. em péssimas condições de preservação.

Tabela 3 - Abundância relativa das espécies de nanofósseis calcários mais representativas da seção Santo Antônio.

Espécie	Abundância relativa
<i>Thoracosphaera</i> spp.	98,50%
<i>Discorhabdus ignotus</i>	0,30%
<i>Watznaueria</i> spp.	0,24%

Fonte: A autora (2024).

6.3.1 Índices ecológicos

A seção Santo Antônio apresentou abundância comum a muito abundante. A abundância relativa dos estratos varia de 34.001 a 13 espécimes, sendo a amostra SA-16,2m a mais abundante e SA-19m, a de menor abundância do perfil. A riqueza de espécies (S) varia entre doze a uma espécies, sendo as amostras SA-5,55m, SA-5,65m e SA-5,45m as de maior riqueza com doze, onze e dez espécies identificadas, respectivamente. As amostras de menor riqueza, de caráter monogenérico, são: SA-19m, SA-43m e SA-50m.

O índice de dominância (D), que indica o equilíbrio entre os taxa de uma comunidade ou o domínio de um sobre os outros, varia de 1 a 0,1279, com média de 0,5332. A amostra com maior dominância são aquelas de caráter monogenéricos (SA-19m, SA-43m e SA-50m). Já os estratos com menor valor de D são SA-5,45m e SA-5,65m. De forma geral, os valores do índice de dominância variam bastante ao longo da seção.

O índice de Shannon (H'), que fornece informações sobre a diversidade de espécies em uma amostra, variou de 2,234 a zero, cuja média é 1,0225. A amostra com maior índice de Shannon é SA-5,45m, indicando uma maior diversidade de espécies. As amostras com o valor de H' igual a zero (SA-19m, SA-43m e SA-50m) não apresentam diversidade. De maneira geral, os valores de Shannon para a seção Santo Antônio são considerados baixos, indicando uma baixa diversidade de nanofósseis calcários, apresentando três picos na base do perfil.

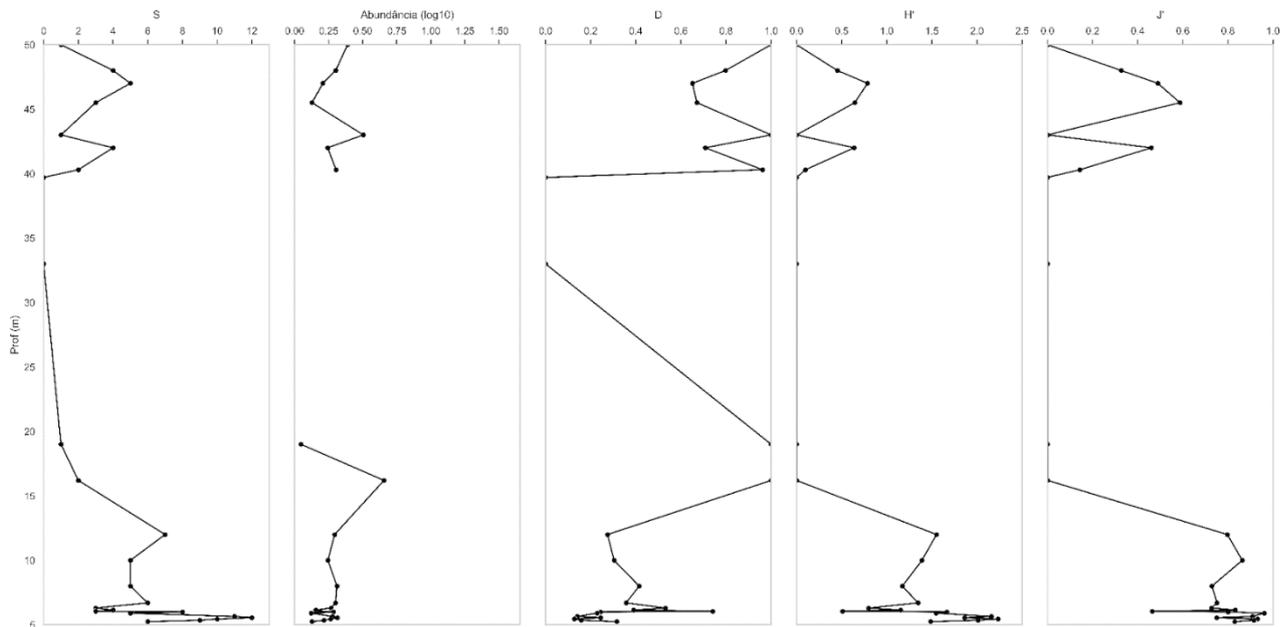
A equitabilidade de Pielou (J') fornece informações sobre a distribuição uniforme das espécies em uma comunidade, nas amostras de Santo Antônio varia de 0,9317 a 0,0005, cuja média é 0,6636. As amostras monogenéricas não apresentam este índice. SA-5,45m é o nível com a melhor uniformidade dos dados, enquanto SA-16,2m, apresenta o menor valor de J'. No geral, a equitabilidade é variada e apresenta comportamento inverso ao índice de dominância e proporcionalidade ao índice de Shannon, com níveis de equitabilidade altos (principalmente na base do perfil), moderada e baixa (menores valores no meio da seção) (Fig. 27).

Tabela 4 - Valores máximos, mínimos, média e desvio padrão de riqueza de espécie (S), índices de dominância (D), Shannon (H') e equitabilidade de Pielou (J') da sessão Santo Antônio.

	S	D	H'	J'
Valor máximo	12	1	2,234	0,961
Valor mínimo	1	0,1279	0,0003	0,0005
Média	5,0869	0,5332	1,0225	0,6636
Desvio padrão	3,1753	0,3149	0,7363	0,2695

Fonte: A autora (2024).

Figura 27 - Índices ecológicos de riqueza de espécies (S), abundância (log10), dominância (D), Shannon (H') e equitabilidade de Pielou (J') para os estratos da seção Santo Antônio.



Fonte: A autora (2024).

6.3.2 Análises de similaridade

O índice de Bray-Curtis é uma medida utilizada para quantificar a similaridade ou dissimilaridade entre duas comunidades ou duas amostras baseada na composição nanofossilífera. Na análise feita entre os estratos de Santo Antônio em que houve registro de nanofósseis calcários, foi possível fragmentar o perfil em três grupos de acordo com suas similaridades (Fig. 28).

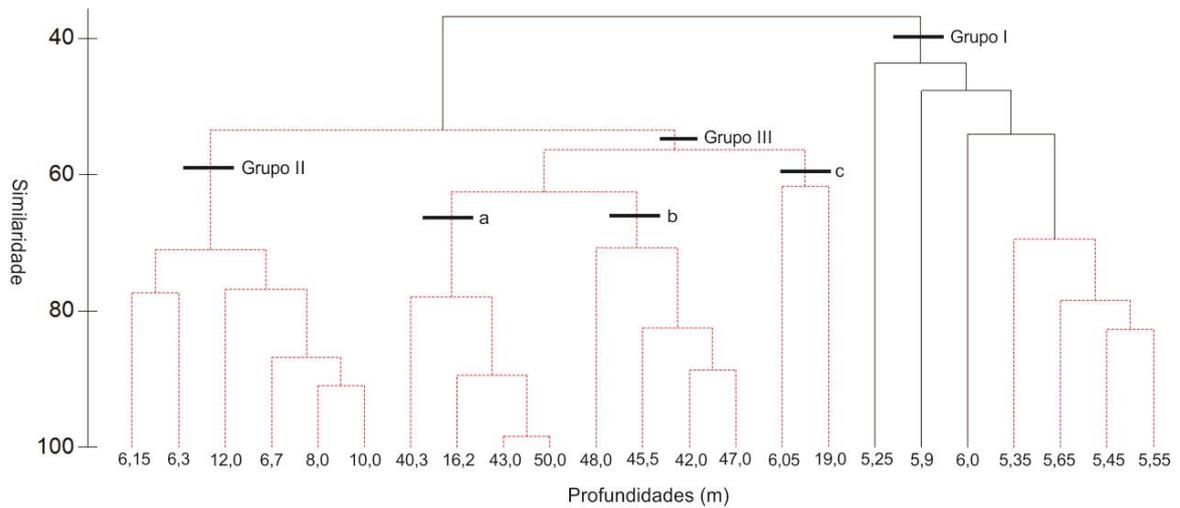
Grupo I: É composto pelos primeiros níveis de SA (5,25 m a 6,0 m) e possui 40% de similaridade com as demais, sendo um grupo diferente. Os estratos entre si também possuem diferença significativa, sendo 5,25 m a mais diferente de todas, com 45% de similaridade com as demais. Os estratos com maior similaridade (83%) são 5,45 m e 5,55 m. Este ainda com 76% de similaridade com o estrato 5,65 m.

Grupo II: Engloba os estratos 6,15 m a 12 m, possuindo mais de 70% de similaridade entre si. Apresentam maior dominância de *Thoracosphaera* spp. entre 45,2% e 69%.

Grupo III: Engloba as amostras SA-16,2m a SA-50m e SA-6,05m, possuindo 55% de semelhança. Dentre eles há a divisão de 3 subgrupos. **a)** 16,2 m, 40,3 m, 43 m e 50 m com 70% de similaridade explicada pela baixa diversidade (1-2 espécies) e dominância em mais de 98% de *Thoracosphaera* spp; **b)** Integrado pelos estratos 42 m, 45,5 m, 47 m e 48 m e possuem 78% de similaridade. Se diferenciam dos demais do grupo pois apresentam maior diversidade (3-5

espécies) e 80%-90% de dominância de *Thoracosphaera* spp; **c)** 6,05 m e 19 m com 60% de similaridade. Os subgrupos a e b possuem 65% de semelhança entre si, enquanto o subgrupo c possui 56% de semelhança com a e b.

Figura 28 - Dendrograma de similaridade entre os estratos da seção Santo Antônio.



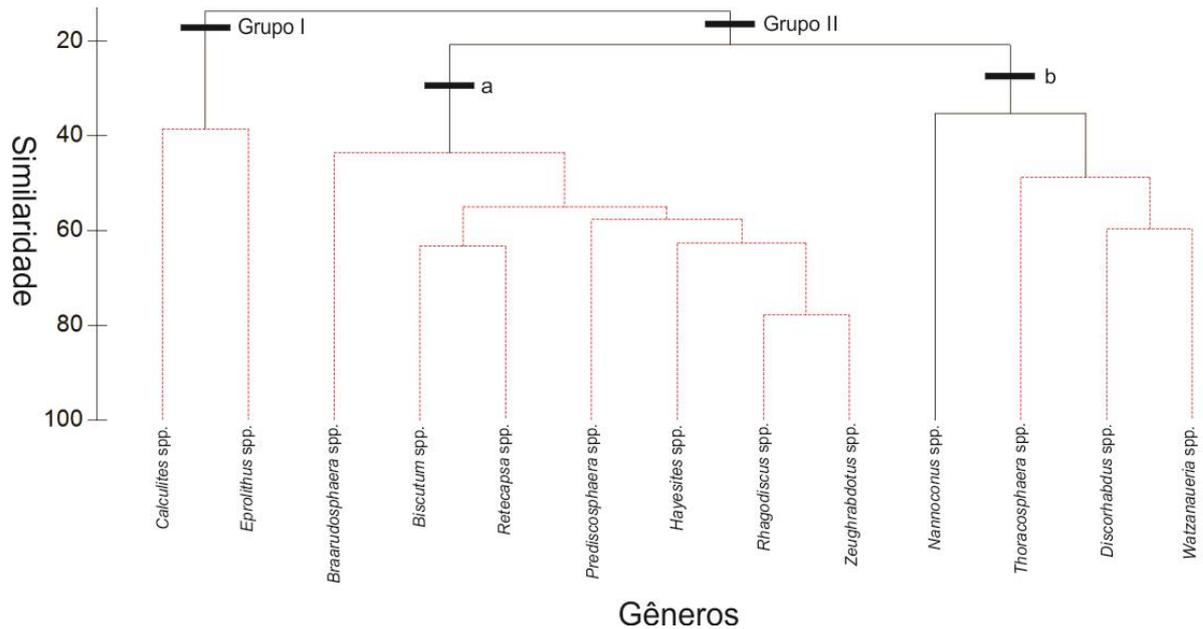
Fonte: A autora (2024).

Na análise de similaridade feita entre os espécimes ocorrentes em Santo Antônio, os *taxa* foram englobados a nível de gênero para melhor observação dos resultados. No dendrograma abaixo é possível identificar três grupos (Fig. 29).

Grupo I: Composto por *Eprolithus* spp. e *Calculites* spp. e possuem 40% de similaridade entre si e menos do que 20% de similaridade com o restante dos gêneros identificados no perfil.

Grupo II: Integrado pelos demais gêneros identificados no perfil SA e apresentam cerca de 25% de similaridade, sendo subdividido em 2 grupos: **a)** composto pelos gêneros *Braarudosphaera* spp., *Biscutum* spp., *Hayesites* spp., *Prediscosphaera* spp., *Retecapsa* spp., *Rhagodiscus* spp. e *Zeughrabdotus* spp. Se mostraram de ocorrência comum no perfil, com maior abundância nos estratos da base do perfil SA. Demonstram mais de 40% de similaridade, sendo *Rhagodiscus* spp. e *Zeughrabdotus* spp. as mais semelhantes entre si, aproximadamente 80%, e *Braarudosphaera* spp. com aproximadamente 45% de semelhança com os demais gêneros; **b)** *Thoracosphaera* spp., *Nannoconus* spp., *Watznaueria* spp. e *Discorhabdus* spp. Possuem mais de 35% de similaridade entre si, sendo os gêneros *Watznaueria* spp. e *Discorhabdus* spp. os mais similares, apresentando 60% de similaridade.

Figura 29 - Dendrograma de similaridade entre os gêneros de nanofósseis calcários registradas para a seção Santo Antônio.



Fonte: A autora (2024).

6.4 SEÇÃO SERRA DO INÁCIO

O afloramento da Serra do Inácio está localizado no município de Ouricuri, Pernambuco. A litologia é composta majoritariamente por margas e argilitos. Foi levantado, em conjunto ao Projeto PaleoBioAraripe, um perfil de 70 m da seção Serra do Inácio (Fig. 15). Na base da seção foi observado o contato basal com a Formação Ipubi.

Para a seção Serra do Inácio, foram analisadas 18 lâminas de diferentes profundidades ao longo dos 70 m do perfil no microscópio óptico. Em todas as lâminas analisadas foram encontrados nanofósseis calcários. Ao total foram contados 676 espécimes de nove gêneros e duas espécies: *Biscutum* spp., *Calculites* spp., *Discorhabdus* spp., *Hayesites* spp., *Nannoconus truittii truittii*, *Nannoconus truittii frequens*, *Nannoconus* spp., *Rhagodiscus* spp., *Thoracosphaera* spp., *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus* spp. Destes, quatro taxa (*Thoracosphaera* spp., *Nannoconus* spp., *Watznaueria* spp. e *Nannoconus truittii truittii*) representam cerca de 94% da associação fóssil do perfil (Tabela 5).

Em quatro níveis do afloramento Serra do Inácio foram feitas análises no microscópio eletrônico de varredura (0,3 m, 2,83 m, 24 m e 33 m). Na amostra SA-0,3m foi possível identificar o gênero *Hayesites* spp. Para a amostra SI-2,83m identificou-se em grandes quantidades exemplares de *Hayesites albiensis* com dimensões de 500 nm aproximadamente (Estampa 3, Fig. 22-25). Além deste, foram observados *Nannoconus* spp., *N. truittii truittii*, *N.*

truittii frequens e *Hayesites* spp. Em 24 m, devido às condições da amostra, foram observados alguns poucos exemplares de *Thoracosphaera* spp. E para SI-33m, foi identificado *Hayesites albiensis* (Estampa 3, Fig. 21), *Nannoconus* spp. e espículas de ascídia.

Tabela 5 - Abundância relativa das espécies de nanofósseis calcários mais representativas da seção Serra do Inácio.

Espécie	Abundância relativa
<i>Thoracosphaera</i> spp.	84,62%
<i>Nannoconus</i> spp.	7,1%
<i>Watznaueria</i> spp.	2,51%
<i>Nannoconus truittii truittii</i>	2,51%

Fonte: A autora (2024).

6.4.1 Índices ecológicos

A seção Serra do Inácio possui abundância que varia de pobre a muito abundante. A abundância relativa dos níveis varia de 240 a 1 espécime, sendo a amostra SI-70m com o maior valor e SI-60m, a de menor valor do perfil. A riqueza de espécies (S) apresenta valores que vão de um a oito, sendo SI-24m a com maior riqueza de espécies. Os níveis 18 m, 31,5 m, 33 m, 35 m, 60 m e 67 m são de caráter monogênico, apresentando os menores valores para S.

O índice de dominância (D) varia de 1 a 0,1 com média de 0,6684. As amostras com maior valor para D (0) são aquelas monogênicas (SI-18m, SI-31,5m, SI-33m, SI-35m, SI-60m e SI-67m), cuja média é 0,6027. Enquanto as amostras de menor dominância são SI-26m e SI-24m, com valores de D iguais a 0,1 e 0,2065 respectivamente. De maneira geral, os valores de dominância variam bastante ao longo do perfil.

O índice de Shannon (H') apresentou valores que vão de 1,819 a 0. A amostra com maior valor para Shannon é SI-24m (1,819), seguida pela amostra SI-26m (1,632). Enquanto os menores valores de H' (0) são para as amostras SI-18m, SI-31,5m, SI-33m, SI-35m, SI-60m e SI-67m. Os índices de Shannon obtidos para a seção se apresentam de forma variada, mas no geral são considerados valores baixos.

A equitabilidade de Pielou (J') para este perfil engloba valores variados, de 1,1777 a 0,169, cuja média é 0,6882. A amostras com maior valor para J' concentra-se no meio da seção (SI-24m e SI-55m), enquanto as de menores valores estão no topo e na base (SI-70m e SI-

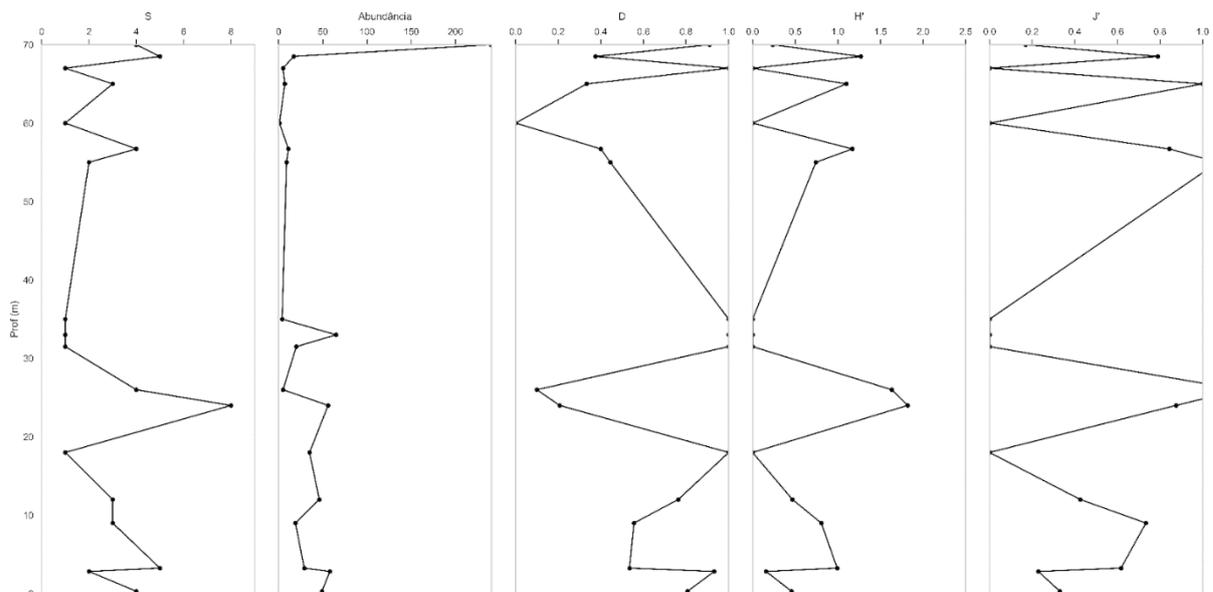
2,83m). Os níveis em que a nanoflora é monogenérica, não apresentam valores para este índice, pois seus dados não possuem variação. No geral, a equitabilidade é bem variada mostrando que os dados se distribuem de maneira diferente ao longo do perfil.

Tabela 6 - Valores máximos, mínimos, média e desvio padrão de riqueza de espécies (S), índices de dominância (D), Shannon (H') e Equitabilidade de Pielou (J') da seção Serra do Inácio.

	S	D	H'	J'
Valor máximo	8	1	1,819	1,177
Valor mínimo	1	0,1	0	0,169
Média	2,9444	0,6684	0,6027	0,6882
Desvio padrão	1,9242	0,3156	0,6095	0,3353

Fonte: A autora (2024).

Figura 30 - Índices ecológicos de riqueza de espécies (S), abundância, dominância (D), Shannon (H') e equitabilidade de Pielou (J') dos estratos de Serra do Inácio.



Fonte: A autora (2024).

6.4.2 Análises de similaridade

Na análise de similaridade usando o índice de Bray-Curtis entre os estratos da seção Serra do Inácio notou-se o agrupamento de dois grandes grupos similares em 20% (Fig. 31).

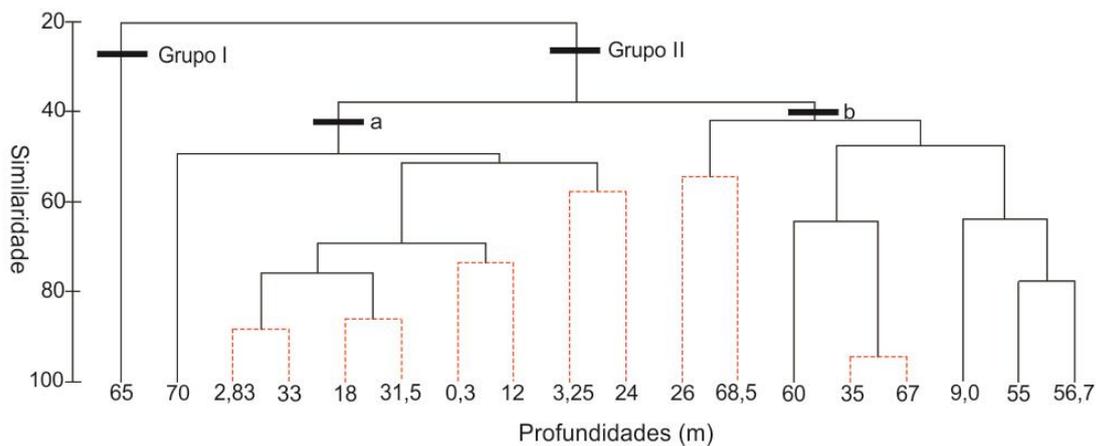
Grupo I: Composto por um único estrato, referente a amostra SI-65m. Ele possui 20% de similaridade com os demais estratos. Ele se diferencia em 80% dos demais, devido ser o

único que não possui a ocorrência de *Thoracosphaera* spp, sendo ela de caráter dominante em todo o afloramento. O taxa dominante deste estrato é *Nannoconus* spp.

Grupo II: Engloba todos os outros dezessete níveis de Serra do Inácio, possuindo 40% de similaridade. Em todos os estratos foram identificados espécimes de *Thoracosphaera* spp., em diferentes proporções. Dentre este grupo, nota-se a existência de dois subgrupos: **a)** corresponde às amostras SI-0,3m, SI-2,83m, SI-3,25m, SI-12m, SI-18m, SI-24m, SI-31,5m, SI-33m e SI-70m que possuem 50% de similaridade. São os estratos de maior abundância e diversidade. Sendo SI-70m o mais diferente do grupo. SI-2,83m e SI-33m são os estratos com maior similaridade do grupo, apresentando cerca de 90% de semelhança. Em ambas, *Thoracosphaera* spp. corresponde a mais de 96% da associação fossilífera; **b)** composto pelas amostras SI-9m, SI-26, SI-35m, SI-55m, SI-56,7m, SI-60m, SI-67m e SI-68,5m apresentando cerca de 45% de similaridade. Engloba os estratos com menor abundância e menor diversidade do perfil. SI-35m, SI-60m e SI-67m possuem mais de 60% de similaridade. Além disso, SI-35m e SI-67m possuem mais de 90% de semelhança.

De maneira geral, a seção Serra do Inácio é caracterizada pela alternância dos estratos, observado pela oscilação da litologia consequência da variância dos sistemas deposicionais.

Figura 31 - Dendrograma de similaridade entre os estratos da seção Serra do Inácio.



Fonte: A autora (2024).

Assim como os estratos, as espécies desta seção apresentam pouca similaridade entre si. Em Serra do Inácio o agrupamento também foi feito com base nos gêneros e nota-se a formação de cinco grupos:

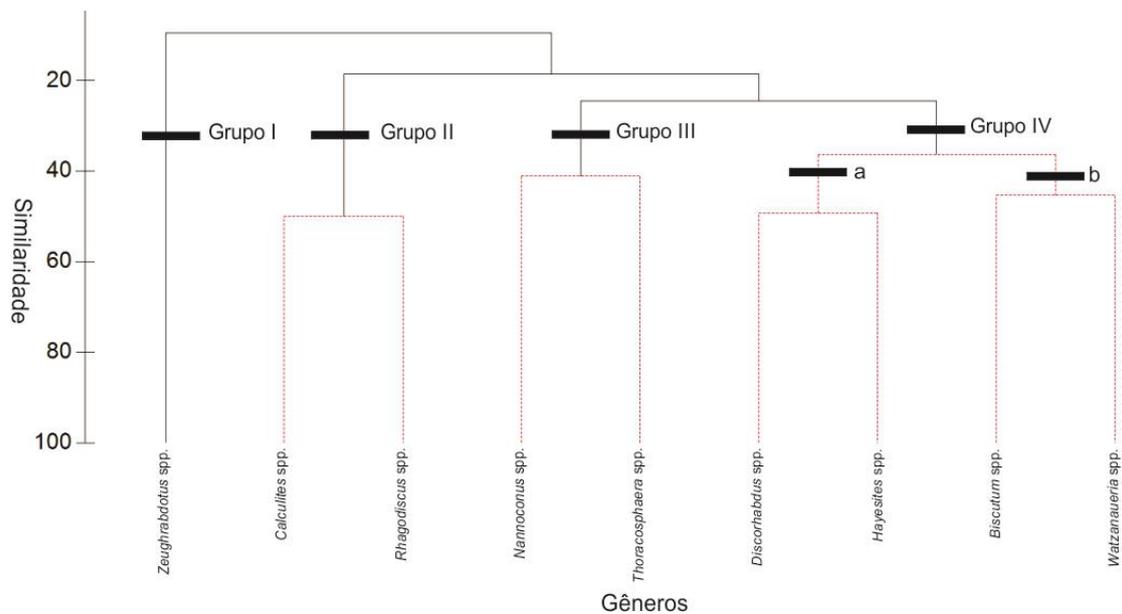
Grupo I: integrado apenas pelo gênero *Zeughrabdotus* spp., este de comportamento raro em todo o perfil, sendo identificada apenas em duas amostras (SI-3,25m e SI-56,7m);

Grupo II: integrado por *Calculites* spp. e *Rhagodiscus* spp. apresentando 50% de similaridade. Espécies de ocorrência rara e simultânea no perfil, correspondente a amostra SI-68,5m e SI-24m;

Grupo III: representado por *Nannoconus* spp. e *Thoracosphaera* spp. que juntos representam 91,7% da associação fossilífera do perfil SI. Possuem 40% de similaridade;

Grupo IV: integrado dois subgrupos que possuem cerca de 40% de semelhança, sendo eles: **a)** *Discorhabdus* spp. e *Hayesites* spp. integram este grupo com cerca de 50% de similaridade e possuem abundância comum e ocorrência na base do perfil e **b)** integrado por *Biscutum* spp. e *Watznaueria* spp. apresentando aproximadamente 45% de similaridade.

Figura 32 - Dendrograma de similaridade entre os gêneros de nanofósseis calcários registradas para a seção Serra do Inácio.



Fonte: A autora (2024).

7. DISCUSSÕES

A variação na abundância e na composição das associações de nanofósseis calcários reflete frequentemente alterações nas condições paleoambientais das águas superficiais do oceano, como o fornecimento de nutrientes, a entrada de aporte terrígeno, temperatura e a salinidade (Mutterlose *et al.*, 2005).

7.1 SEÇÃO SANTO ANTÔNIO

Estudos anteriores descreveram os primeiros metros do perfil de Santo Antônio como um ambiente marinho com condições anóxicas e de alta salinidade baseado em foraminíferos planctônicos, invertebrados marinhos e isótopos de carbono e oxigênio. Entretanto, apenas recentemente obtiveram-se registros para nanofósseis calcários (Araripe *et al.*, 2022; Brandão, 2023; Lemos *et al.*, 2023).

7.1.1 Proxies

Com o intuito de entender as condições paleoceanográficas da região como a entrada de massas de águas, alterações na disponibilidade de nutrientes, variações na temperatura da superfície da água, salinidade e transparência da água, selecionou-se alguns *taxa* da associação nanofossilífera que podem fornecer tais informações. Alguns dos *taxa* identificados não possuem representatividade diante do total de indivíduos em cada seção estudada, como *Braarudosphaera* spp. e *Retecapsa* spp. entre outras. Entretanto, elas foram descritas a seguir, juntamente com as espécies *proxies* para cada seção estudada.

Na Figura 35, foi plotado uma curva para temperatura superficial da água, estado trófico e o ambiente deposicional (marinho ou não-marinho) com base na correlação entre os *proxies*.

Na amostra SA-5,25m foram identificados os *taxa* *Watznaueria* spp. (54,54%), *Thoracosphaera* spp. (13,6%), *R. surirella* (13,6%), *D. ignotus* (9,1%) e *B. africana* (4,5%) e *Hayesites* spp. (4,5%). Apresentou diversidade e equitabilidade moderada e baixa dominância. O gênero *Watznaueria* spp. foi o mais representativo, correspondendo a 54,54% da associação fossilífera do estrato. Este táxon é um proxy bem consolidado na literatura, sendo indicativo de águas oligotróficas e quentes assim como a *Thoracosphaera* spp. e *B. africana* (Erba, 1992; Zonneveld *et al.*, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Mutterlose *et al.*, 2005; Kassab *et al.*, 2023). O gênero *Retecapsa* é descrito por Kassab *et al.* (2023) como de águas oligotróficas. Enquanto *D. ignotus* é indicativo de águas eutróficas (Erba, 1991; Herrle *et al.*, 2003; Kassab *et al.*, 2023). Dessa maneira, sugere-se que o paleoambiente deposicional deste estrato era marinho, de águas quentes e oligotróficas com instabilidade devido à presença expressiva de *taxa* cosmopolitas (*Watznaueria* spp. e *Thoracosphaera* spp.) e a ocorrência de *D. ignotus*.

SA-5,35m apresentou os *taxa* *Watznaueria* spp. (27,3%), *Thoracosphaera* spp. (25%), *Hayesites* spp. (11,4%), *Discorhabdus* spp. (11,4%), *Rhagodiscus* spp. (9,1%), *Z. erectus* (4,5%), *B. africana* (4,5%), *Zeughrabdotus* spp. (4,5%) e *D. ignotus* (2,3%). A amostra possui

alta diversidade, dominância baixa e equitabilidade alta. As espécies *Z. erectus* e *D. ignotus* são proxies de águas frias e eutróficas (Erba, 1991; Tiraboschi *et al.*, 2009; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023). Dessa maneira, sugere-se que houve um melhoramento nas condições paleoambientais que possibilitou o desenvolvimento dos nanofósseis calcários, porém com predomínio de águas quentes e mesotróficas devido a presença de *Z. erectus* e *D. ignotus*.

Em SA-5,45m foram identificados dez taxa, sendo elas: *Thoracosphaera* spp. (24,6%), *Rhagodiscus* spp. (20,3%), *Watznaueria* spp. (10,1%), *Hayesites* spp. (10,1%), *B. africana* (7,2%), *Prediscosphaera* spp. (5,8%), *Biscutum* spp. (5,8%), *Z. erectus* (5,8%), *Zeughrabdotus* spp. (5,8%), *D. ignotus* (4,3%). Possui o maior valor de Shannon e o menor de dominância do perfil, conferindo-lhe alta abundância, dominância baixa e alta equitabilidade. *Biscutum* sp. é um proxy de águas frias e eutróficas com bastante sensibilidade a mudanças (Roth, 1981; Street & Bown, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023). Logo, indica que houve melhoramento nas condições para o desenvolvimento da nanoflora, como o aumento de nutrientes (mesotrofia) e diminuição da temperatura da superfície do mar.

Em SA-5,55m foram identificados doze taxa, sendo elas: *Thoracosphaera* spp. (43%), *Rhagodiscus* spp. (14%), *Z. noeliae* (11,6%), *W. barnesiae* (5,8%), *D. ignotus* (5,3%), *Discorhabdus* spp. (5%), *H. albiensis* (4,1%), *Prediscosphaera* spp. (3,3%), *R. surirella* (2,5%), *Retecapsa* spp. (2,5%), *Braarudosphaera* spp. (1,7%) e *Biscutum* spp. (0,8%). É a amostra com maior riqueza de espécies, possui alta abundância, baixa dominância e equitabilidade média. A ocorrência de *H. albiensis*, espécie marcadora do Albiano Inferior (biozona CC8), indica que como outros autores sugerem, entre SA-5,45m e SA-5,55m houve a passagem do Aptiano para o Albiano no afloramento SA (Araripe *et al.*, 2022; Barreto *et al.*, 2022; Brandão, 2023; Lemos *et al.*, 2023). O aumento de espécimes de *Z. erectus* unido a presença de *Biscutum* spp. indicam que este ambiente era eutrófico e de temperaturas médias, características do limite Aptiano/Albiano, que devido a abertura total do Atlântico Sul, massas d'águas frias e ricas em nutrientes advindas do Sul puderam alcançar os mares de baixas latitudes (Mutterlose *et al.*, 2009; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2022; 2023).

Em SA-5,65m foram identificados onze taxa: *Thoracosphaera* spp. (22,6%), *Rhagosdiscus* spp. (19%), *D. ignotus* (16,7%), *Prediscosphaera* spp. (9,5%), *Biscutum* spp. (7,1%), *Discorhabdus* spp. (6%), *R. crenulata* (6%), *Hayesistes* spp. (3,6%), *Zeughrabdotus* spp. (4,8%) e *Z. noeliae* (3,6%) e *H. albiensis* (1,2%). Possui alta diversidade, baixa dominância e alta equitabilidade. Interpretado como um paleoambiente marinho de águas frias e eutróficas devido a presença de espécies restritas a estas condições, como *D. ignotus*, *Biscutum* spp, *Zeughrabdotus* spp. e *Z. noeliae* que juntos representam 38,4% da comunidade.

Em SA-5,9m foram identificados seis taxa: *Prediscosphaera* spp. (38,1%), *Thoracosphaera* spp. (28,6%), *Hayesites* spp. (14,3%), *Rhagodiscus* spp. (9,5%) e *Watznaueria* spp. (9,5%). Possui diversidade moderada, baixa dominância e o maior valor de J' do perfil. Logo este é o nível em que as espécies estão com maior uniformidade. Baseado na estrutura da nanoflora e a diminuição da riqueza e abundância total, o paleoambiente é dito como marinho de águas quentes e oligotróficas com presença de gêneros cosmopolitas (*Thoracosphaera* spp. e *Watznaueria* spp.).

Em SA-6,0m houve um aumento na riqueza específica, sendo identificados seis taxa: *E. floralis* (37,6%), *Thoracosphaera* spp. (29,4%), *Rhagodiscus* spp. (11,8%), *R. surirella* (7,1%), *Biscutum* spp. (4,7%), *Zeughrabdotus* spp. (4,7%), *Calculites* spp. (3,5%) e *Hayesites* spp. (1,2%). Possui diversidade alta, baixa dominância e alta equitabilidade entre os taxa. *E. floralis* é um proxy bem restrito a águas frias (Mutterlose, 1992; Herrle *et al.*, 2003; Herrle & Mutterlose, 2003). Somado a isso, a presença de *Biscutum* spp. e *Zeughrabdotus* spp. sugerem um paleoambiente deposicional de águas frias e eutróficas para este estrato.

Em SA-6,05m foram identificados quatro taxa, sendo elas: *Thoracosphaera* spp. (83,3%), *Hayesites* spp. (11,1%), *Calculites* spp. (2,8%) e *H. albiensis* (2,8%). Apresentou um baixo valor para H' (0,5102), conferindo-lhe baixa diversidade. Além disso, possui alta dominância e baixa equitabilidade justificados pela representatividade em cerca de 84% do gênero *Thoracosphaera* spp. Logo, este paleoambiente é interpretado como de instabilidade nas condições ambientais, devido a dominância de taxa oportunista.

Para SA-6,15m foram identificados quatro taxa: *Thoracosphaera* spp. (59,3%), *Discorhabdus* spp. (18,5%), *D. ignotus* (14,8%) e *W. barnesiae* (7,4%). Os índices ecológicos atribuíram esta amostra como de diversidade moderada, baixa dominância e equitabilidade média. *Thoracosphaera* spp. e *W. barnesiae* apesar de serem características de ambientes quentes e oligotróficos, são oportunistas e se adaptam às condições (Tangen *et al.*, 1982; Tremolada *et al.*, 2006; Erba, 1991; Herrle *et al.*, 2003; Mutterlose *et al.*, 2005; Kassab *et al.*, 2023). Entretanto, *D. ignotus* e *Discorhabdus* spp. são taxa mais restritos a condições com disponibilidade de nutrientes para se desenvolverem. Logo, o paleoambiente deposicional para esta amostra, é interpretado como marinho de águas mesotróficas e quentes.

Para SA-6,30m foram descritos três taxa, sendo eles: *Thoracosphaera* spp. (69%), *D. ignotus* (23,9%) e *Discorhabdus* spp. (7%). Possui baixa diversidade, dominância moderada e equitabilidade média. O aumento de *D. ignotus* e *Discorhabdus* spp. indica que houve um maior aporte de nutrientes, caracterizado como eutrófico, de clima úmido.

Para SA-6,7m, foram identificados seis *taxa*: *Thoracosphaera* spp. (56%), *Watznaueria* spp. (12%), *D. ignotus* (15%), *Discorhabdus* spp. (10%), *W. barnesiae* (5%) e *Nannoconus* sp (2%). De diversidade, equitabilidade e dominância média. É um paleoambiente marinho com condições de mesotrofia e clima úmido, justificados pela presença de *D. ignotus* e *Discorhabdus* spp. Entretanto, com o aparecimento de *Nannoconus* spp. há indícios de que houve uma diminuição na disponibilidade de nutrientes se comparado ao estrato anterior. *Nannoconus* spp. é um *proxy* para águas quentes, oligotróficas, alta salinidade e de afinidade tetiana (Thierstein, 1976; Roth & Bowdler, 1981; Less *et al.*, 2005; Kassab *et al.*, 2023). Herrle & Mutterlose (2003) mencionam que no final do Aptiano houve a “crise dos *Nannoconus*” devido ao aumento da fertilidade das águas superficiais.

Em SA-8,0m foram identificados cinco *taxa*: *Thoracosphaera* spp. (60,7%), *D. ignotus* (19,6%), *Nannoconus* spp. (8%), *Discorhabdus* spp. (6,3%) e *Watznaueria* spp. (5,4%). Apresenta diversidade, equitabilidade e dominância média. O paleoambiente é bem semelhante ao da amostra SA-6,7m, de águas mesotróficas devido a presença de *taxa* sensíveis (*D. ignotus* e *Discorhabdus* spp.) (Erba, 1992; Herrle *et al.*, 2003; Kassab *et al.*, 2023; Schueth *et al.*, 2024).

Para SA-10,0m foram identificados uma espécie e quatro gêneros: *Thoracosphaera* spp. (49,1%), *D. ignotus* (19,3%), *Discorhabdus* spp. (14%), *Nannoconus* spp. (12,3%) e *Watznaueria* spp. (5,3%). De diversidade, equitabilidade e dominância média. Apesar das espécies da nanoflora serem iguais a SA-8,0m, percebe-se o aumento de *Nannoconus* spp. que pode ter sido ocasionada pela diminuição da disponibilidade de nutrientes, um aumento na TSM e transparência da água. Entretanto, ainda pela ocorrência de *taxa* sensíveis a variações bruscas no estado trófico (*D. ignotus* e *Discorhabdus* spp.), as condições ambientais permanecem em águas mesotróficas (Erba, 1992; Herrle *et al.*, 2003; Kassab *et al.*, 2023; Schueth *et al.*, 2024).

Em SA-12,0m foram quantificadas sete *taxa*: *Thoracosphaera* spp. (45,2%), *D. ignotus* (19,4%), *Watznaueria* spp. (18,3%), *Hayesites* spp. (5,4%), *W. barnesiae* (5,4%), *Calculites* spp. (4,3%) e *Nannoconus* spp. (2,2%). Possui diversidade, equitabilidade e dominância média. Devido a presença de *D. ignotus*, o paleoambiente permanece em condições de águas mesotróficas.

Para SA-16,2m foram identificadas apenas dois *taxa*: *Thoracosphaera* spp. (99,99%) e *Watznaueria* spp. (0,01%). Possui os menores valores para diversidade e equitabilidade e os maiores para abundância total (N=34.001) e dominância, conferindo-lhe características de um ambiente altamente instável com mudanças bruscas no ecossistema. A comunidade nanoplânctônica é composta por gêneros oportunistas e *proxies* de águas quentes e oligotróficas. Os espécimes de *Thoracosphaera* spp. variam de 4 a 10 µm de tamanho.

SA-19m é monogenérica, sendo identificada apenas um *taxa* oportunista, *Thoracosphaera* spp. Sugerindo um ambiente de condições inapropriadas para a proliferação do nanoplâncton pela baixa disponibilidade de aporte nutricional, pouca luminosidade ou ainda altas TSM.

Tanto em SA-33m quanto SA-39,7m não foram identificados nenhum espécime de nanofósseis calcários, sendo assim, interpretados como estéreis. O fato pode sugerir a não preservação dos indivíduos ou uma regressão marinha, como sugerido por estudos pretéritos para a bacia (Araripe *et al.*, 2022; Lemos *et al.*, 2023). Entretanto, são necessários outros tipos análises para chegar a uma interpretação verdadeira.

Em SA-40,3m foram identificadas dois *taxa*, sendo eles: *Thoracosphaera* spp. (98,1%) e *Nannoconus* spp. (1,9%). Possui diversidade baixa, alta dominância e por consequência, baixa equitabilidade. Com base na composição fossilífera, é considerado um paleoambiente marinho de águas quentes e oligotróficas.

Para SA-42m foram identificados quatro *taxa*: *Thoracosphaera* spp. (83,9%), *Watanaueria* spp. (7,1%), *Nannoconus* spp. (5,4%) e *Rhagodiscus* spp. (3,6%). Considerada de baixa diversidade e equitabilidade e de alta dominância. Todos os *taxa* que compõem a nanoflora deste nível são indicadores de águas marinhas quentes e oligotróficas (Tangen *et al.*, 1982; Busson & Noël, 1991; Erba, 1992; Erba *et al.*, 1992; Zonneveld *et al.*, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Herrle, 2003; Mutterlose *et al.*, 2005; Kassab *et al.*, 2023).

SA-43m é monogenérico, com ocorrência somente de *Thoracosphaera* spp. Classificada como de baixa diversidade e equitabilidade devido à alta dominância. Os tamanhos dos espécimes variam entre 6 a 51 μm , sugerindo que o *taxa* conseguiu adaptar-se e proliferar-se nas condições do ambiente. Por outro lado, as condições do paleoambiente são de inospitalidade para o nanoplâncton.

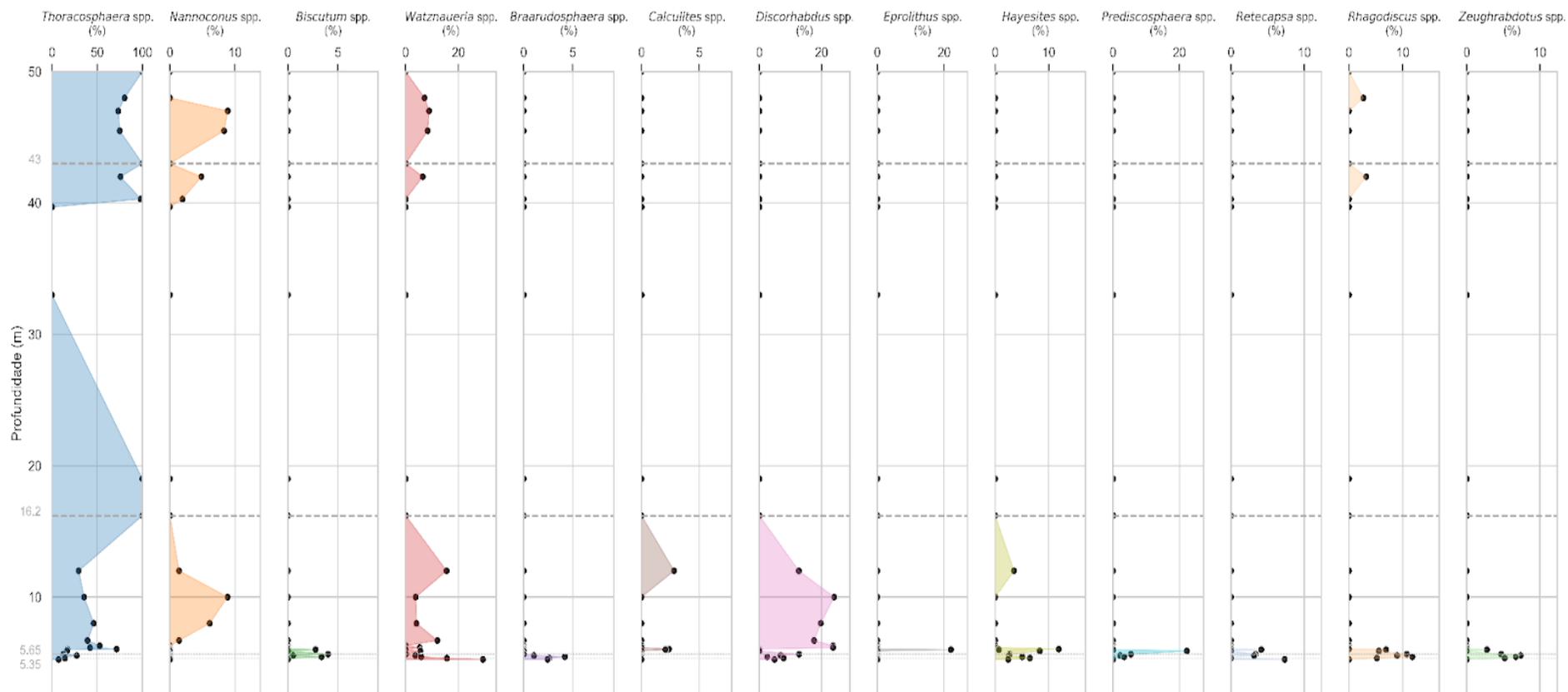
Em SA-45,5m foram identificados três gêneros, sendo eles: *Thoracosphaera* spp. (81,8%), *Watanaueria* spp. (9,1%) e *Nannoconus* spp. (9,1%). De acordo com o índice de Shannon, possui baixa diversidade, com alta dominância. Este estrato representa um paleoambiente de águas marinhas quentes e oligotróficas, com melhores condições para a proliferação de algumas espécies de nanofósseis calcários.

Em SA-47m foram contabilizados cinco *taxa*: *Thoracosphaera* spp. (80,5%), *Watznaueria* spp. (7,3%), *Nannoconus* spp. (7,3%), *W. barnesiae* (2,4%) e *N. elongatus* (2,4%). Possui baixa diversidade e equitabilidade com alta dominância. Interpretado como um ambiente de águas quentes e com pouca disponibilidade de nutrientes, sendo dominada por gêneros cosmopolitas (*Thoracosphaera* spp. e *Watznaueria* spp.).

Na amostra SA-48m foram identificados uma espécie e três gêneros: *Thoracosphaera* spp. (89,7%), *Watznaueria* spp. (6,9%), *Rhagodiscus* spp. (3%) e *W. barnesiae* (1%). Devido possuir alta dominância, este nível apresenta baixos índices de diversidade e equitabilidade. Assim como o estrato anterior, o paleoambiente deposicional era marinho de águas quentes e oligotróficas, dominado por espécies cosmopolitas e oportunistas.

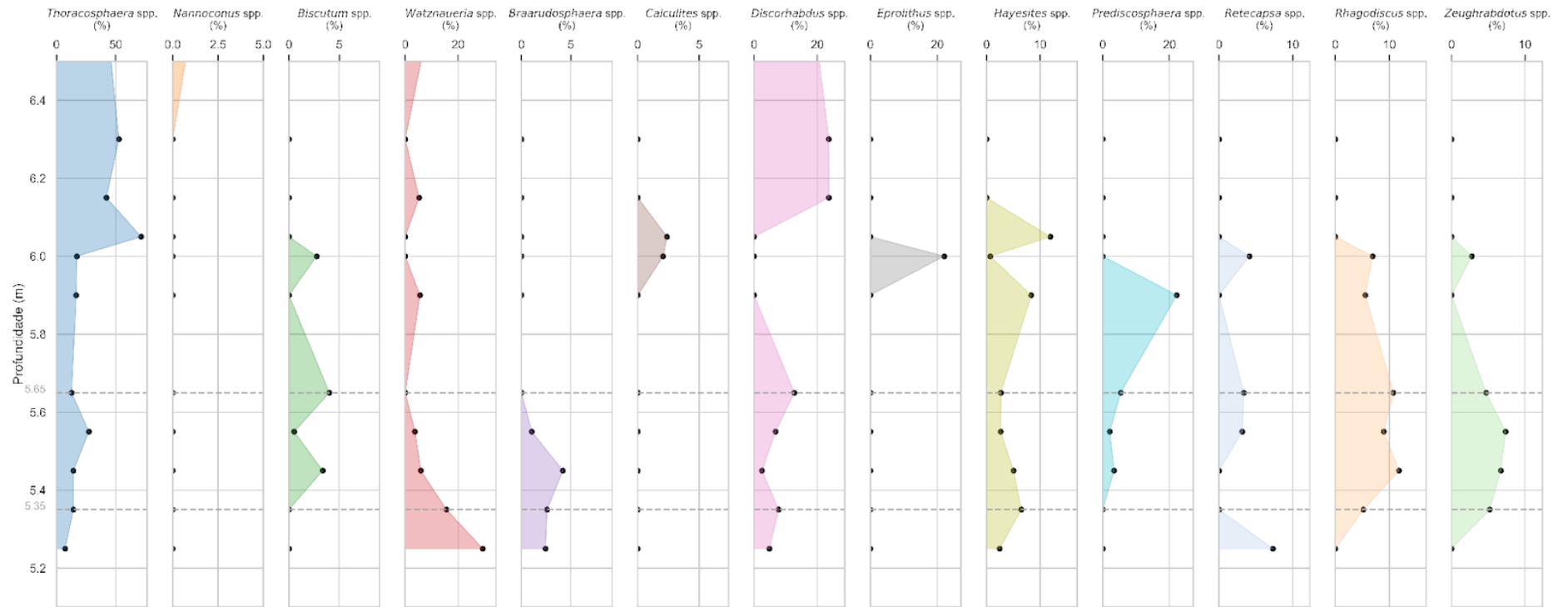
O topo da seção, SA-50m, é de caráter monogenérico, sendo identificado apenas o taxa *Thoracosphaera* spp. Classificada como muito abundante e de alta dominância, possui baixa diversidade. Como este táxon é *proxy* de águas quentes e oligotróficas, pressupõe-se que era um ambiente de instabilidade ambiental (Tangen *et al.*, 1982; Zonneveld *et al.*, 2000).

Figura 33 - Padrões de distribuição da abundância dos principais componentes da associação de nanofósseis da seção Santo Antônio.



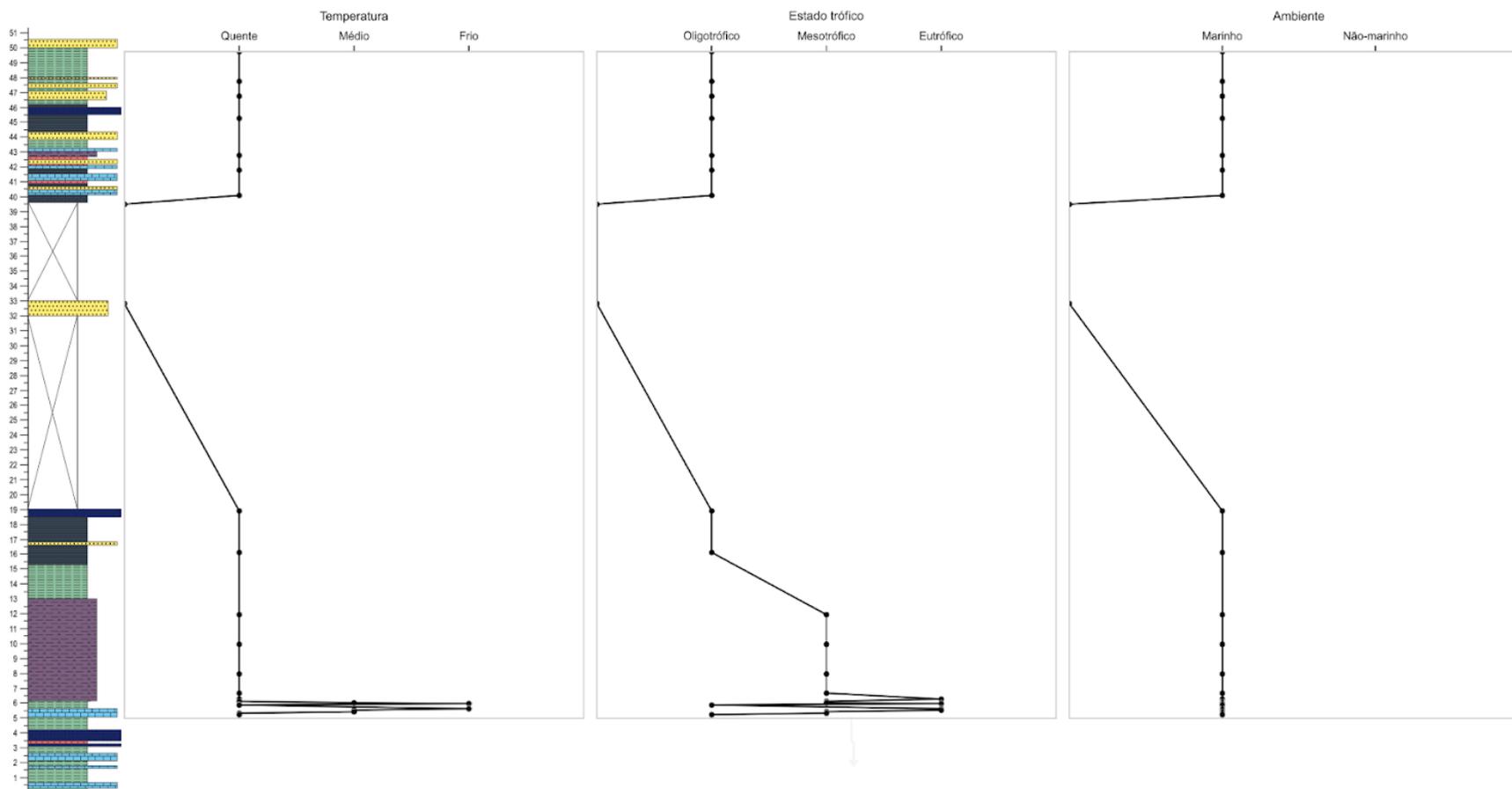
Fonte: A autora (2024).

Figura 34 - Padrões de distribuição da abundância dos principais componentes da associação de nanofósseis da seção Santo Antônio no intervalo de 5,25 m a 6,3 m.



Fonte: A autora (2024).

Figura 35 - Condições paleoambientais da seção Santo Antônio com base na correlação dos *proxies*.



Fonte: A autora (2024).

7.1.2 Ecozonas

De acordo com os *proxies*, os índices ecológicos e os resultados dos clusters dos nanofósseis calcários do perfil de Santo Antônio foram identificadas cinco ecozonas distintas, descritas abaixo em ordem cronológica (Fig. 37).

Ecozona I

Corresponde aos níveis de 5,25 m a 6,0 m e é caracterizada por instabilidade no ambiente deposicional dos estratos, sendo marinho com variação na disponibilidade de nutrientes e na temperatura da superfície do mar. Essas variações proporcionam diferentes ambientes que possibilitou a ocorrência de *taxa* sensíveis e restritos como *Biscutum* spp., *Braarudosphaera africana*, *Discorhabdus igonotus*, *Eprolithus floralis*, *Prediscosphaera* spp., *Retecapsa surirella*, *Retecapsa crenulata*, *Zeughrabdotus noeliae* e *Zeughrabdotus erectus* ao longo da zona. Possui os maiores valores para o índice de Shannon e equitabilidade de Pielou e menor índice de dominância. Dessa maneira, trata-se da zona de maior diversidade do perfil, com uniformidade entre o número de indivíduos por espécie e menor dominância. De acordo com a análise de clusters, apresentam 45% de semelhança entre si, sendo um grupo a parte dos demais estratos de SA.

Tais instabilidades são características do limite Aptiano/Albiano. O Aptiano tardio é marcado por altas temperaturas e baixa fertilidade, enquanto o Albiano inicial pela diminuição da temperatura e aumento da disponibilidade de nutrientes (McAnena, 2012; Mutterlose *et al.*, 2009; Kassab *et al.*, 2023). Kassab *et al.* (2023) sugere que o aumento da diversidade da nanoflora do início do Albiano se deu devido a abertura total do Atlântico Sul e invasão e afloramento de massas de águas frias, ricas em nutrientes que possibilitou a fertilidade das águas superficiais dos mares tropicais. As espécies *Biscutum* spp. e *E. floralis* são indicadoras do predomínio de águas frias e eutróficas, associadas ainda a regiões com ressurgências e foram identificadas somente nesta ecozona (Roth, 1981; Mutterlose, 1992; Street & Bown, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Herrle & Mutterlose, 2003; Bottini *et al.*, 2015).

Anteriormente, Araripe *et al.* (2022) estudaram a base da seção Santo Antônio e a posicionaram no limite Aptiano/Albiano através de marcadores bioestratigráficos (*Hayesites albiensis* e *Hedbergella aptiana*) e concluíram que este afloramento poderia representar a porção superior da Formação Romualdo. Barreto *et al.* (2022) mostrou a idade albiana para a mesma seção através da datação absoluta de U/Pb em dentes de peixe ($110,5 \pm 7,4$ Ma). Lemos *et al.* (2023) através de estudo da associação de nanofósseis calcários sugeriu ingresso albiana

para a seção Santo Antônio. E ainda Brandão (2023) registrou uma assinatura negativa do isótopo de carbono para estas mesmas camadas, sendo esta mesma relatada na passagem Aptiano/Albiano no Mar de Tétis e Atlântico.

Ecozona II

Corresponde aos níveis de 6,05 m a 12 m, sendo marcada por um paleoambiente de condições mais estáveis devido à presença constante ao longo das seções de *taxa* restritos e sensíveis a mudanças ambientais como *Nannoconus* spp., *Discorhabdus ignotus* e *Discorhabdus* spp. De maneira geral, engloba amostras com alta diversidade, baixa dominância e alta equitabilidade. Sendo menos diversa do que a ecozona I, pois tal estabilidade favoreceu algumas espécies que predominaram durante toda a ecozona. Compreende-se ao grupo II da análise de clusters, com exceção do nível 6,05 m que possui comportamento diferenciado com alta dominância e baixa diversidade. *Nannoconus* spp. é uma espécie típica de águas quentes e oligotróficas, já *D. ignotus* é caracterizada por habitar paleoambientes de águas eutróficas. Dessa maneira, pode-se interpretar esta ecozona como de águas mesotróficas permitindo a coexistência de espécies de caráter oposto (Erba, 1991; Herrle & Mutterlose, 2003; Kassab *et al.*, 2023). Street & Bown (2000) ainda mencionam que *Nannoconus* sp. são R estrategistas devido a ocorrência em associação com baixa diversidade e alta abundância de nanofósseis calcários, podendo ainda se adaptarem a mares eutróficos.

Ecozona III

Engloba do nível 16,2 m ao 19 m, apresenta a maior abundância e dominância do perfil, conferindo-lhe a menor diversidade. Compreende a parte do grupo III da análise de clusters. A espécie *Thoracosphaera* spp. é dominante e altamente abundante, sendo característica de águas quentes, oligotróficas e de alta estabilidade pois é oportunista (Tangen *et al.*, 1982; Zonneveld *et al.*, 2000). Há uma relação significativa entre a diversidade de espécies e a estabilidade ambiental. Quanto menor a diversidade e maior a dominância de um paleoambiente, este está associado a maiores instabilidades e estresses (Wade & Bown, 2006). No início desta zona, nota-se a alta abundância de *Thoracosphaera* spp. (N=34 mil) com a presença de poucos espécimes de *Watznaueria* spp. No final, percebeu-se uma diminuição significativa na abundância de *Thoracosphaera* spp. (N=19), o que pode ter se dado devido a mudanças nas condições ambientais, como uma possível regressão marinha na região.

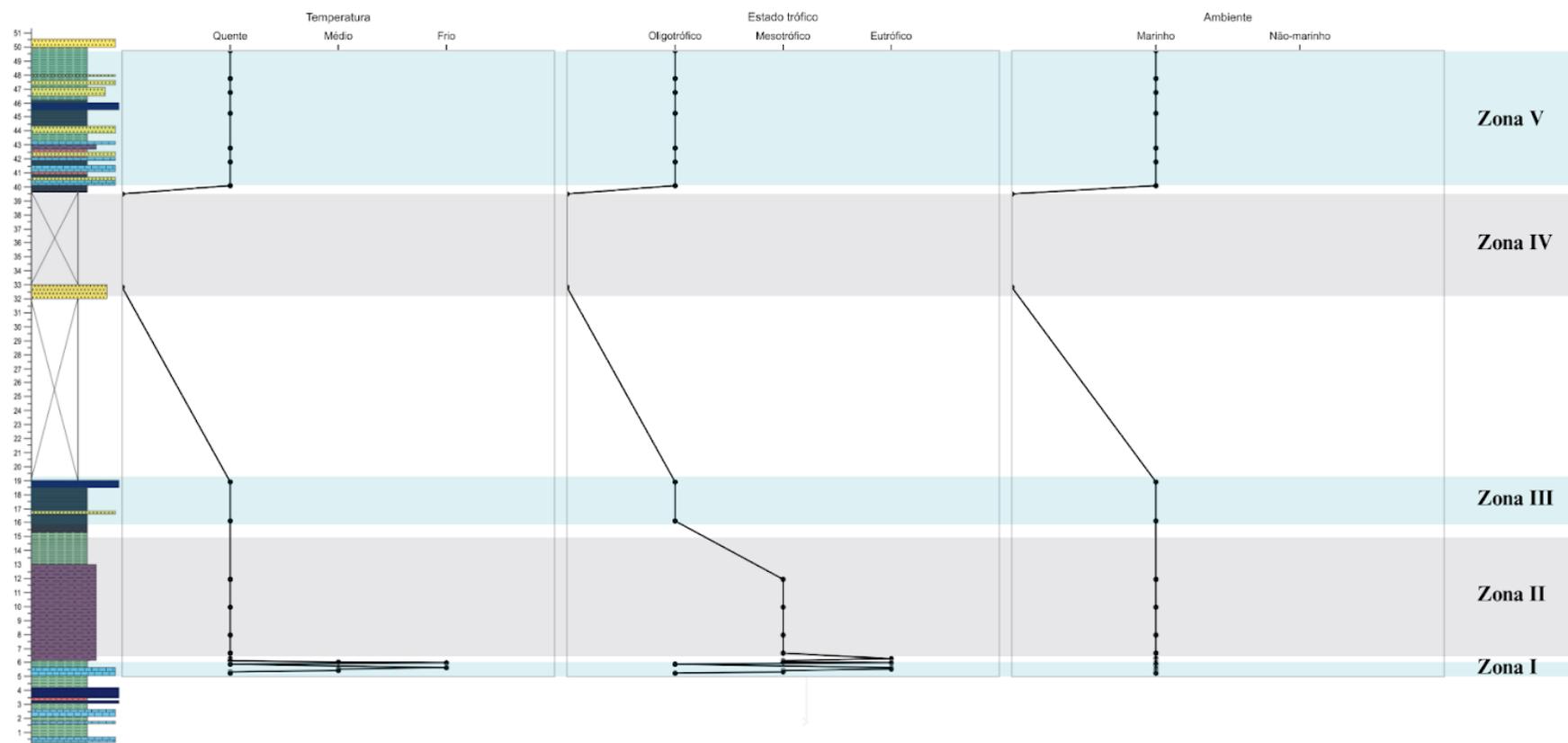
Ecozona IV

Compreende aos estratos de 33 m a 39,7 m e é marcada pela ausência de nanofósseis calcários.

Ecozona V

De 40,3 m a 50 m é caracterizada pela dominância de *taxa* cosmopolitas: *Thoracosphaera* spp, *W. barnesiae* e *Watznaueria* spp. Além de cosmopolitas, são *proxies* de águas marinhas quentes e oligotróficas, assim como *Rhagodiscus* spp. e *Nannoconus* spp. presente nos níveis 40,3 m, 42 m, 45,5 m, 47 m e 48 m (Tangen *et al.*, 1982; Erba, 1991; Zonneveld *et al.*, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Mutterlose *et al.*, 2005; Kassab *et al.*, 2023). *Nannoconus* spp. também é indicativa de águas de alta salinidade (Roth & Bowdler, 1981; Less *et al.*, 2005). Nas amostras SA-40,3m e SA-43m os espécimes de *Thoracosphaera* spp. possuem tamanhos elevados de 8 μm a 51 μm , fator que pode ter sido influenciado pela estabilidade de condições propícias ao seu desenvolvimento. Dessa maneira, esta ecozona é caracterizada como ambiente marinho estável de águas quentes, oligotróficas e de salinidade elevada. A baixa diversidade desta ecozona está associada à estabilidade de condições não favoráveis para muitos *taxa* de nanofósseis calcários, resistindo somente aqueles mais resistentes e oportunistas.

Figura 37 - Comparação das análises realizadas na seção Santo Antônio com base nos *proxies*. Temperatura (quente, médio e frio); Estado trófico (oligotrófico, mesotrófico e eutrófico) e ambiente deposicional (marinho e não-marinho).



Fonte: A autora (2024)

7.2 SEÇÃO SERRA DO INÁCIO

7.2.1 Proxies

Na Figura 39, foi plotado uma curva para temperatura superficial da água, estado trófico e o ambiente deposicional (marinho ou não-marinho) com base na correlação entre os *proxies*.

Na amostra SI-0,3m foram identificados quatro gêneros, sendo eles: *Thoracosphaera* spp. (89,8%), *Hayesites* spp. (6,1%), *Biscutum* spp. (2%) e *Discorhabdus* spp. (2%). Possui baixa diversidade e equitabilidade, enquanto expressa alta dominância. *Biscutum* spp. é *proxy* de águas frias e eutróficas e *Discorhabdus* spp. de eutrofia (Roth, 1981; Erba, 1991; Street & Bown, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023). Apesar da baixa ocorrência, ainda assim interpreta-se este ambiente como de condições minimamente favoráveis para a existência deles, pois são *taxa* sensíveis. Logo, este estrato é caracterizado como de águas marinhas eutróficas a temperatura superficial temperada.

Em SI-2,83m foi possível identificar dois *taxa*: *Thoracosphaera* spp. (96,6%) e *Nannoconus* spp. (3,4%). Os índices ecológicos denominaram este estrato como sendo de alta dominância com baixa diversidade e equitabilidade. Ambas as espécies ocorrentes são *proxies* para águas quentes e oligotróficas, sendo o *Nannoconus* spp. indicativo de alta salinidade e restrito a condições de baixa fertilidade (Roth & Bowdler, 1981; Tangen *et al.*, 1982; Zonneveld *et al.*, 2000; Less *et al.*, 2005; Kassab *et al.*, 2023). Dessa maneira, o paleoambiente deposicional deste estrato era de águas marinhas quentes, oligotróficas e de alta salinidade. Nas análises feitas no microscópio eletrônico de varredura foi identificada a presença de *H. albiensis* em abundância, sendo os exemplares com dimensões de aproximadamente 500 nm, tornando a visualização no microscópio óptico inacessível.

Para SI-3,25m foram identificados cinco gêneros: *Thoracosphaera* spp. (72,4%), *Zeughrabdotus* spp. (13,8%), *Biscutum* spp. (6,9%), *Nannoconus* spp. (3,4%) e *Watznaueria* spp. (3,4%). É a segunda amostra com maior riqueza de espécies, possui abundância e equitabilidade baixa e alta dominância. A ocorrência de *Biscutum* spp. e *Zeughrabdotus* spp., gêneros restritos, indica a entrada de massas de água frias com disponibilidade de nutrientes na região. Entretanto, devido a presença de *Nannoconus* spp., estas águas seriam mesotróficas, pois esta espécie não sobrevive em ambientes de alta fertilidade (Herrle & Mutterlose, 2003).

Em SI-9,0m foram contabilizados três *taxa*: *Thoracosphaera* spp. (73,7%), *Discorhabdus* spp. (15,8%) e *Nannoconus* spp. (10,5%). Esta possui baixa diversidade e equitabilidade e alta dominância. *Discorhabdus* spp. e *Nannoconus* spp. são inversamente

proporcionais no quesito estado trófico, sendo uma associada a eutrofia e outra a oligotrofia (Erba, 1992; Herrle *et al.*, 2003; Kassab *et al.*, 2023; Schueth *et al.*, 2023). Entretanto, devido a coexistência, interpretasse estas águas como mesotróficas e de temperaturas quentes.

SI-12m apresentou três gêneros, sendo elas: *Thoracosphaera* spp. (87%), *Discorhabdus* spp. (10,9%) e *Watznaueria* spp. (2,2%). Apresenta baixa diversidade e equitabilidade e alta dominância. Nota-se a dominância de *Thoracosphaera* spp. e a ocorrência de *Watznaueria* spp., ambas cosmopolitas, resistentes a variações de temperaturas e comuns em baixas e altas latitudes do Mesozoico (Tangen *et al.*, 1982; Mutterlose, 1992; Herrle *et al.*, 2003). O paleoambiente deposicional deste estrato era de águas marinhas quentes e mesotróficas justificadas pela ocorrência de *Discorhabdus* spp. (Erba, 1992; Herrle *et al.*, 2003; Kassab *et al.*, 2023; Schueth *et al.*, 2023).

SI-18m é monogenérica, sendo identificada apenas o gênero *Thoracosphaera* spp. atribuindo-lhe alto índice de dominância. Interpretado como um ambiente marinho estressante devido à ausência de outras espécies, com águas quentes e alta temperatura.

SI-24m é a amostra de maior riqueza específica do perfil, sendo identificados sete *taxa*: *Thoracosphaera* spp. (37,5%), *N. truittii truittii* (21,4%), *Nannoconus* spp. (12,5%), *Hayesites* spp. (8,9%), *Discorhabdus* spp. (7,1%), *Biscutum* spp. (3,6%) e *Watznaueria* spp. (3,6%). Possui o maior valor para H' do perfil, com equitabilidade alta e baixa dominância. Apesar da expressiva quantidade de *Thoracosphaera* spp., nota-se uma melhor distribuição entre os *taxa*, podendo ser justificado por condições favoráveis para o desenvolvimento do nanoplâncton. Considerado um estrato deposicional em um paleoambiente marinho de águas quentes e mesotróficas, devido a ocorrência de *Biscutum* spp., espécie restrita a disponibilidade de nutrientes (Roth, 1981; Street & Bown, 2000; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023).

SI-26m possui quatro gêneros, sendo eles: *Thoracosphaera* spp. (40%), *Hayesites* spp. (20%), *Nannoconus* spp. (20%) e *Watznaueria* spp. (20%). Apresenta alta diversidade e dominância média, é o estrato com mais uniformidade na distribuição das espécies. Paleoambiente marinho de águas quentes e oligotróficas explicadas pela presença de *taxa* oportunistas, como *Thoracosphaera* spp. e *Watznaueria* spp., e com baixa turbidez na coluna d'água pela ocorrência de *Nannoconus* spp. *proxy* de águas claras (Busson & Noël, 1991).

SI-31,5m é monogenérica, com ocorrência somente de *Thoracosphaera* spp. De abundância relativa comum, está associado a um paleoambiente com mudanças físicas e químicas na água do mar, dificultando a proliferação de outros *taxa*.

SI-33m apresentou caráter monogenérico nas análises feitas no microscópio óptico, sendo possível o registro apenas de *Thoracosphaera* spp. É abundante, estando associada a um

ambiente marinho de águas quentes e oligotróficas. Entretanto, nas análises feitas no MEV foi possível identificar outras espécies, como *H albiensis* e *Nannoconus* spp.

SI-35m é monogenérica, sendo identificada apenas *Thoracosphaera* spp. A amostra possui baixa abundância, sendo o paleoambiente caracterizado como marinho de águas quentes e oligotrófico.

SI-55m é composta por dois gêneros, sendo eles: *Nannoconus* spp. (55,6%) e *Thoracosphaera* spp. (44,4%). Possui alta equitabilidade, diversidade e dominância média. Como a associação desta unidade é integrada por dois taxa típicos de águas quentes e oligotróficas, o paleoambiente foi interpretado como tal (Tangen *et al.*, 1982; Busson & Noël, 1991; Mutterlose, 1991; Erba, 1994; Herrle *et al.*, 2003; Herrle, 2003; Zonneveld *et al.*, 2000; Kassab *et al.*, 2023).

Para SI-56,7m foram identificados três gêneros e uma espécie: *Thoracosphaera* spp. (63,6%), *Nannoconus* spp. (18,2%), *N. truittii truittii* (9,1%) e *Zeughrabdotus* spp. (9,1%). Possui baixa diversidade e equitabilidade, conferindo-lhe alta dominância. *Zeughrabdotus* spp. é descrita por Herrle *et al.* (2003) como um taxa cosmopolita de ambientes com de alta produtividade primária. Outros ainda a classificam como proxy de águas frias (Tiraboschi *et al.*, 2009; Street & Bown, 2000). Logo, este estrato foi depositado em um paleoambiente marinho de águas frias com mesotrofia.

SI-60m é monogenérica, sendo identificadas apenas *Thoracosphaera* spp. É uma amostra pobre, indicando condições de grandes variações nas condições físicas e químicas da água do mar justificado pela abundância baixa de nanofósseis calcários.

SI-65m foram observados três gêneros, sendo eles: *Nannoconus* spp. (57,1%), *Biscutum* spp. (28,6%) e *Watznaueria* spp. (14,3%). Com diversidade e equitabilidade baixa, conferem-lhe uma alta dominância. *Nannoconus* spp. é considerado por Busson & Noël (1991) um dinoflagelado calcário meroplâncton, restrito a mares rasos, sem aporte terrígeno e de pouca disponibilidade de nutrientes. Sua relação com coccolitoforídeos seria inversamente proporcional explicada pela hipótese de que causaria um fenômeno semelhante ao que os dinoflagelados atuais causam, a maré vermelha, ocasionada devido a elevada temperatura e a alta disponibilidade de nutrientes. Já Erba (1994) justifica este fato pelos nanoconídeos habitarem a zona fótica inferior e florescerem dependendo da profundidade da nutriclina. Entretanto, Street & Bown (2000) sugerem que essa espécie é R estrategista com base na ocorrência deles em associações com baixa diversidade e alta abundância de nanofósseis calcários. Conseguindo ainda, adaptar-se a mares frios e de condições eutróficas. *Watznaueria* spp. é reconhecida como taxa cosmopolita que suporta variações de temperatura, sendo comuns

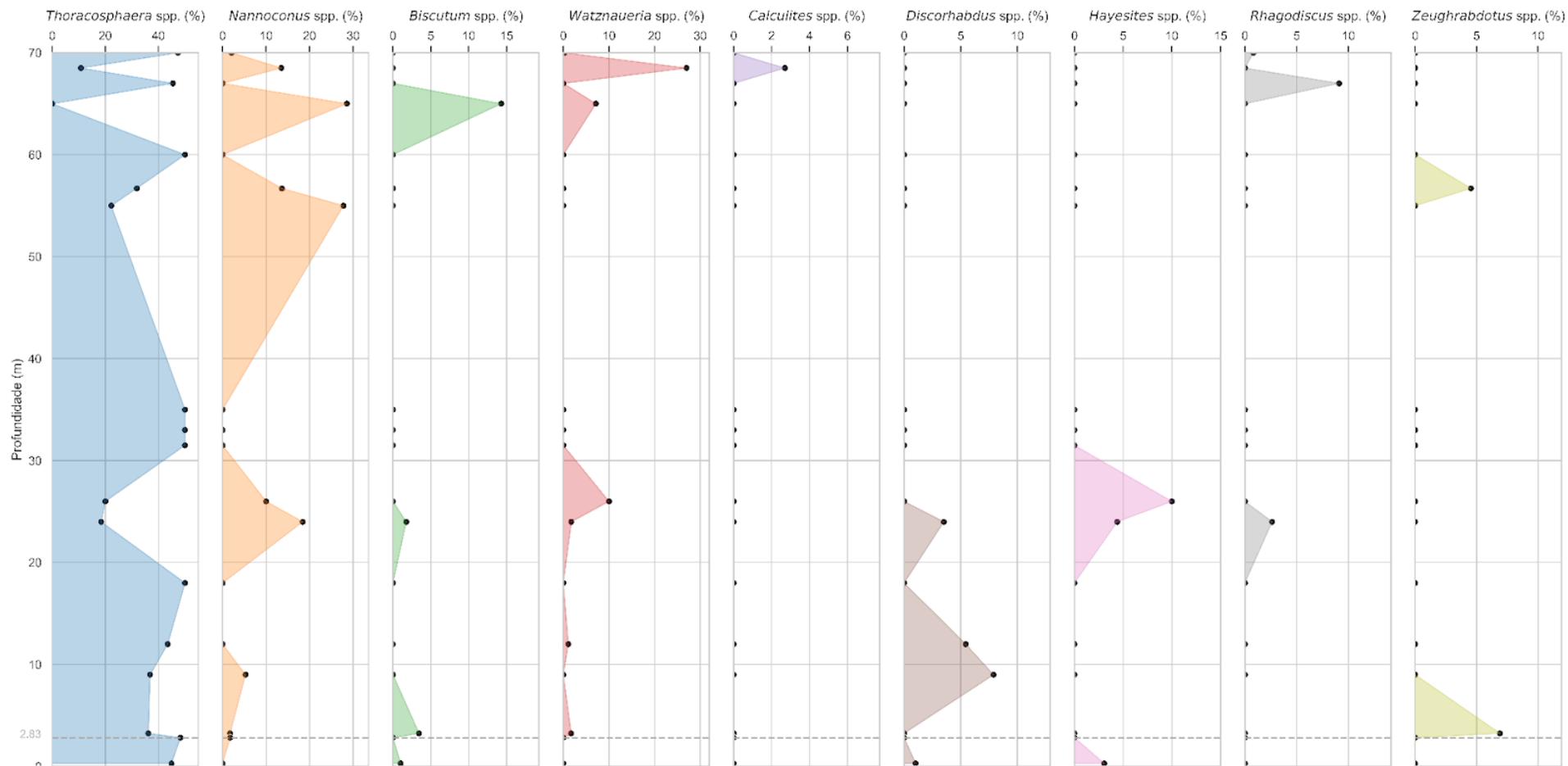
tanto em altas quanto baixas latitudes no Mesozóico (Mutterlose, 1992; Herrle, 2003; Less *et al.*, 2002). Já *Biscutum* spp. é uma espécie restrita a condições de baixa temperatura e disponibilidade de nutrientes (Roth, 1981; Street & Bown, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Bottini *et al.*, 2015). Logo, o paleoambiente deposicional deste estrato é dito como de águas marinhas frias e mesotróficas.

SI-67m é monogênico, com a presença somente de *Thoracosphaera* spp. É uma amostra de baixa abundância, e características de um paleoambiente de condições altamente desfavoráveis para o desenvolvimento do nanoplâncton como altas temperaturas e alta turbidez na coluna d'água.

SI-68,5m possui quatro *taxa*, sendo eles: *Watznaueria* spp. (58,8%), *Thoracosphaera* spp. (23,5%), *Calculites* spp. (5,9%) e *Nannoconus* spp. (5,9%). Possui diversidade e equitabilidade média, com alta dominância. Sendo interpretado como um ambiente marinho de águas quentes e oligotróficas baseado na associação fossilífera dominante.

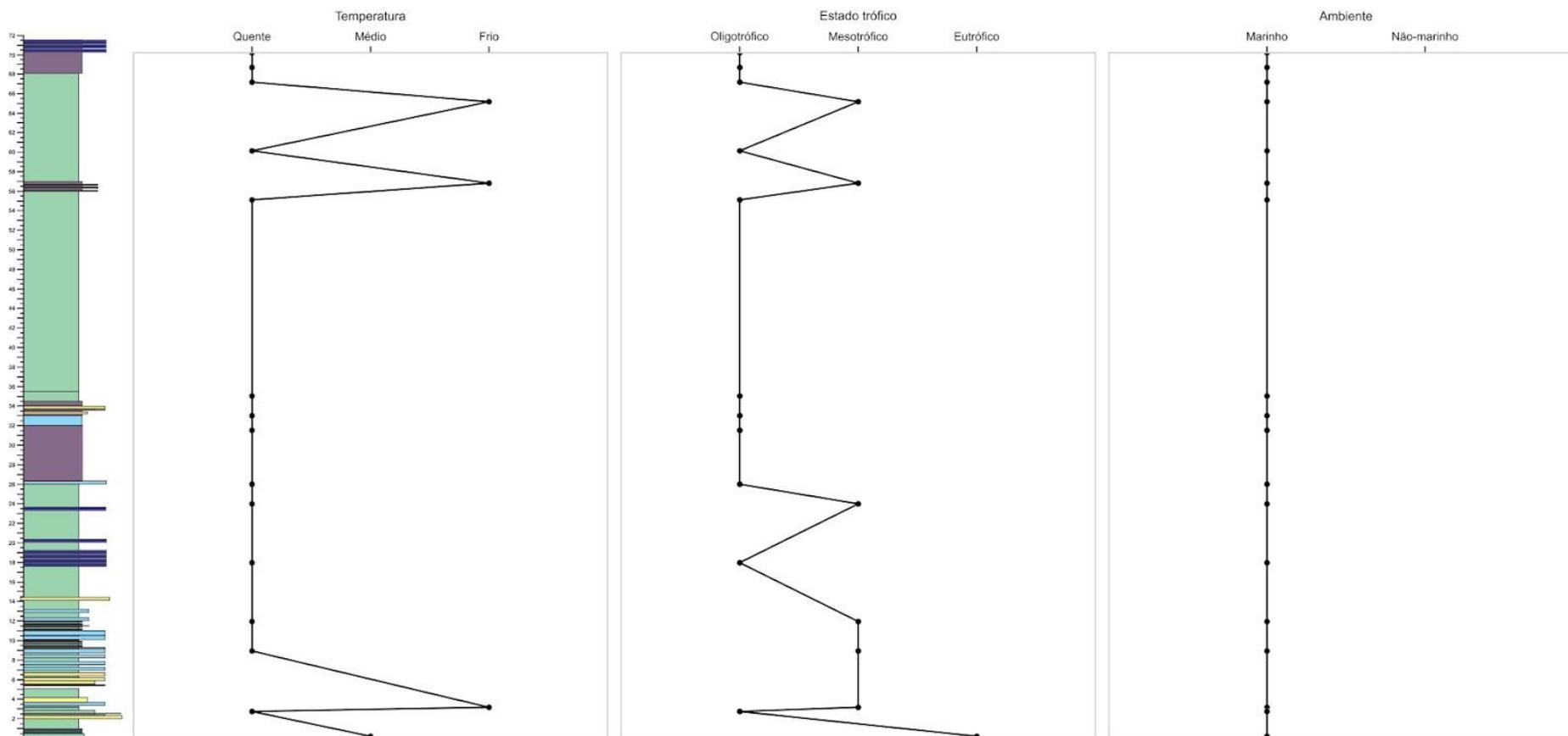
SI-70m possui sua associação fossilífera composta por quatro *taxa*: *Thoracosphaera* spp. (95,4%), *Nannoconus* spp. (2,5%), *N. truittii truittii* (1,7%) e *Watznaueria* spp (0,4%). Caracterizada como de alta dominância, conferindo-lhe baixa diversidade e equitabilidade de espécies. Todas as espécies que integram este nível são *proxies* de ambiente marinho quente e oligotrófico (Roth & Bowdler, 1981; Tangen *et al.*, 1982; Mutterlose, 1991; Erba, 1992; Street & Bown, 2000; Zonneveld *et al.*, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Mutterlose *et al.*, 2005; Less *et al.*, 2005). *Nannoconus* spp. ainda caracteriza com alta salinidade e pouco aporte terrígeno (Busson & Noël, 1991).

Figura 38 - Padrões de distribuição da abundância dos principais componentes das associações de nanofósseis da seção Serra do Inácio.



Fonte: A autora (2024).

Figura 39 - Condições paleoambientais da seção Serra do Inácio com base na correlação dos *proxies*.



Fonte: A autora (2024).

7.2.2 Ecozonas

A seção Serra do Inácio possui características de um ambiente altamente instável justificado pela litologia, associação fossilífera e análises estatísticas. Na análise de clusters não foi possível observar uma sequência de camadas deposicionais que pertencessem ao mesmo grupo de similaridade. Dessa maneira, o ecozoneamento para este perfil foi feito de acordo com os principais *proxies* do perfil (Fig. 40).

Ecozona I

Compreende do nível 0,3 m ao 9 m, sendo caracterizada como um paleoambiente marinho de alta instabilidade nas condições físicas e químicas o que favoreceu o florescimento de *taxa* restritos de caráter divergentes ao longo dos estratos. *Biscutum* spp., *Discorhabdus* spp., *Hayesites* spp., *Nannoconus* spp., *Thoracosphaera* spp., *Watznaueria* spp. e *Zeughrabdotus* spp. tem ocorrência identificada nesta zona. Seria o correspondente ao limite Aptiano/Albiano, período caracterizado como de alta instabilidade na temperatura e estado trófico da água devido a abertura total do Atlântico Sul, pelo registro de *Hayesites albiensis* (McAnena, 2012; Mutterlose *et al.*, 2009; Kassab *et al.*, 2023). De maneira geral, as amostras apresentam abundância baixa, dominância e equitabilidade média.

Ecozona II

De 12 m a 55 m, notou-se maior estabilidade nas condições do paleoambiente, caracterizado como marinho predominantemente de águas quentes e oligotróficas, por vezes com entradas de massas de águas com maior disponibilidade de nutrientes. Neste intervalo está a amostra com maior diversidade do perfil (SI-24m) entendendo-se que a estabilidade das condições, tornaram possível o desenvolvimento de diferentes espécies. Os níveis 12 m e 24 m apresentam estado de mesotrofia nas águas devido a ocorrência de *Biscutum* spp. e *Discorhabdus* spp. (Roth, 1981; Erba, 1991; Street & Bown, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023). Esse evento de fertilidade das águas pode ser causado pela entrada de massas de águas ricas em nutrientes ou pelo maior aporte terrígeno, entretanto devido a presença de *Nannoconus* spp., esta não tolerante a argila, supõe-se que o aumento na fertilidade se deu por massas de águas (Busson & Noël, 1991).

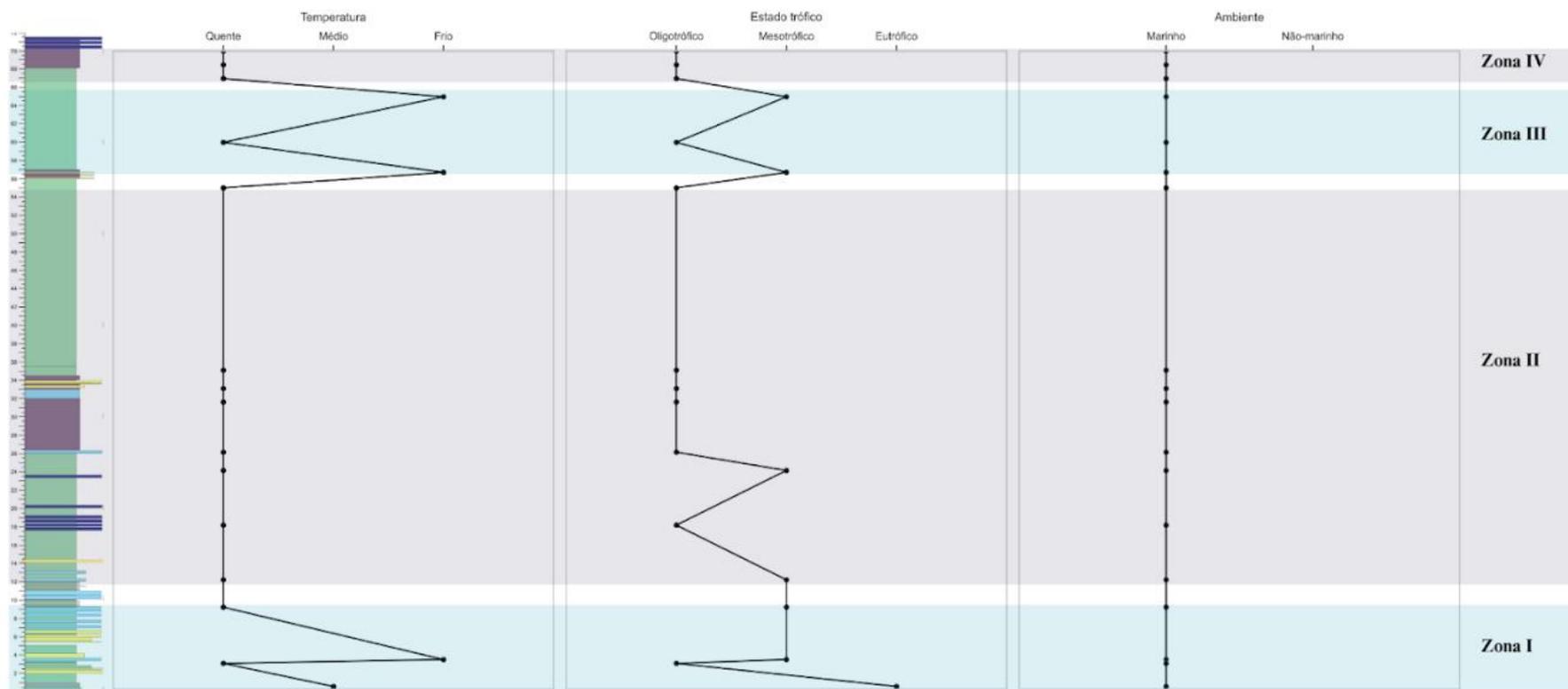
Ecozona III

Do estrato 56,7 m ao 65 m, é caracterizada como um paleoambiente com instabilidades térmicas e tróficas. Com a presença de *Biscutum* spp. e *Zeughrabdotus* spp., espécies de águas frias e eutróficas (Roth, 1981; Street & Bown, 2000; Herrle *et al.*, 2003; Tiraboschi *et al.*, 2009; Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023). Possui o único estrato sem a ocorrência de *Thoracosphaera*, táxon dominante em todo o perfil.

Ecozona IV

Compreende do estrato 67 m ao 70 m, sendo marcada pela estabilidade de águas marinhas quentes e oligotróficas. Nota-se a abundância e dominância de *Thoracosphaera* spp. em toda o intervalo, indicando condições desfavoráveis para o desenvolvimento do nanoplâncton.

Figura 40 - Comparação das análises realizadas na seção Serra do Inácio com base nos *proxies*. Temperatura (quente, médio e frio); Estado trófico (oligotrófico, mesotrófico e eutrófico) e ambiente deposicional (marinho e não-marinho).



Fonte: A autora (2024).

7.3 CORRELAÇÃO DOS AFLORAMENTOS

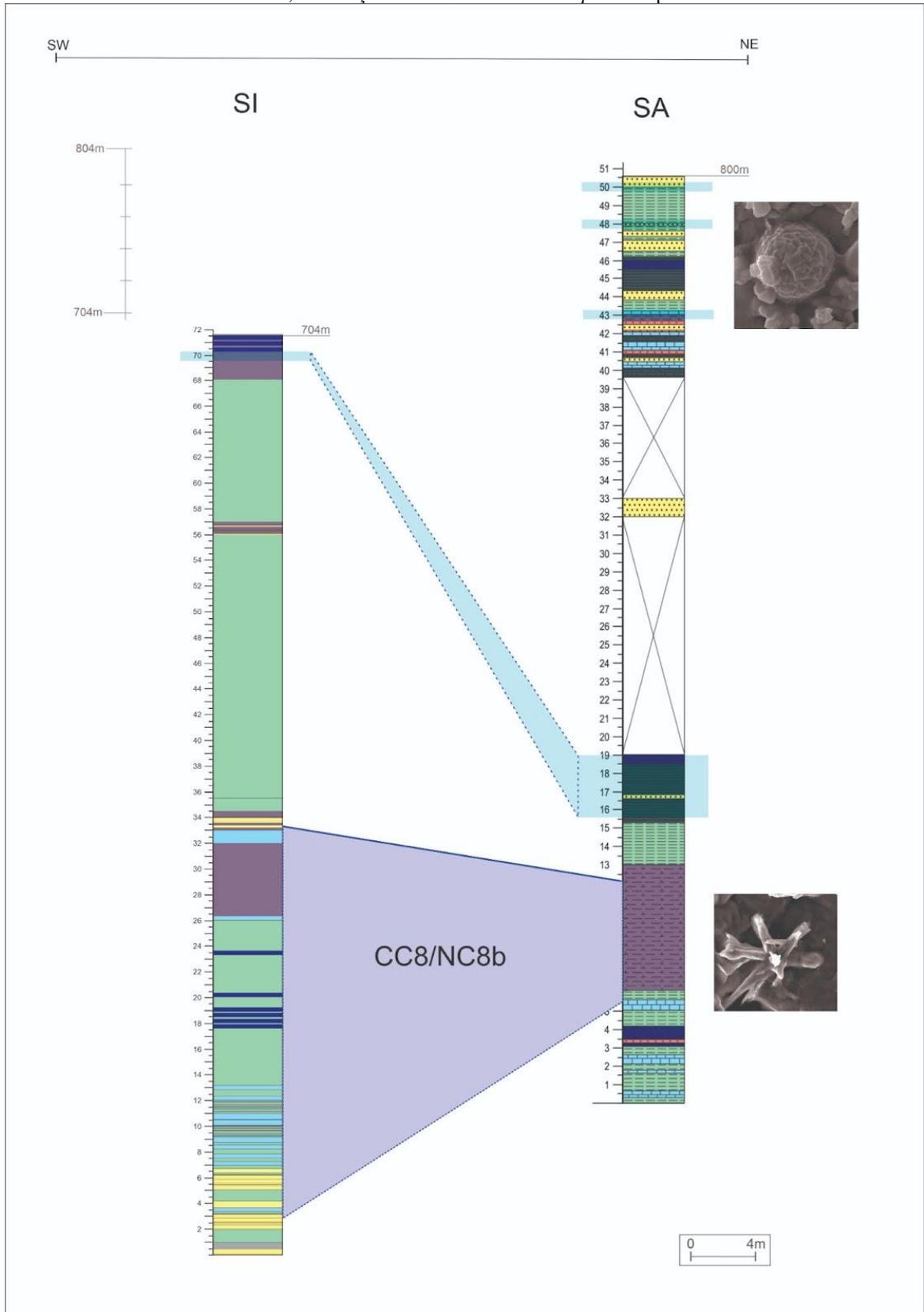
A partir dos registros taxonômicos, bioestratigráficos e paleoambientais, pode-se inferir uma correlação parcial entre os dois afloramentos estudados. Alguns parâmetros, reconhecidos nos afloramentos de Santo Antônio e Serra do Inácio, foram levados em consideração: 1) ocorrência de *Hayesites albiensis*; 2) identificação das biozonas; 3) o *bloom* de *Thoracosphaera* spp.

No que se refere aos nanofósseis calcários, a biozona CC8, de idade albiana, é definida, na base, pela primeira ocorrência da *Prediscosphaera columnata* e, no topo, pela primeira ocorrência do *Eiffelithus turriseiffelli* (Sissingh, 1977). A primeira ocorrência do *Hayesites albiensis* define o início da biozona NC8b que corresponde à base da CC8 (Sissingh, 1977; Roth, 1978; Bralower *et al.*, 1995). Portanto, o surgimento da espécie *Hayesites albiensis*, posteriormente a *P. columnata*, é reconhecido também como um fóssil-guia do Albiano (Araripe *et al.*, 2022; Lemos *et al.*, 2023).

Tomando como base esse preceito, as primeiras ocorrências do *H. albiensis* foram reconhecidas nas amostras SA-5,55m e SI-2,83m, e posteriormente, teria suas últimas ocorrências registradas em SA-12m e SI-33m, que correlacionam estes estratos como sendo o intervalo correspondente a incursões marinhas verdadeiramente albianas na região (Fig. 41).

Busson & Noël (1991) relatam que *Thoracosphaera* é inversamente proporcional aos coccolitoforídeos, devido estes ocuparem a zona fótica média enquanto os coccolitoforídeos, a superfície da zona fótica. Logo, o *bloom* de *Thoracosphaera* é marcado por um período de altas temperaturas, alta salinidade e restrição de nutrientes em águas superficiais, que neste estudo, mostrou-se como a fase mais crítica para nanofósseis calcários, já que os dinocistos registrados destacam-se por uma dominância alta e, por vezes, total nos estratos SA-16,2m a SA-50m e SI-70m.

Figura 41 - Correlação entre os afloramentos da Formação Romualdo. SA-Santo Antônio; SI-Serra do Inácio; em cinza, cota dos afloramentos; em lilás, correlação dos afloramentos SA e SI através das biozonas CC8/NC8b; em azul, correlação do *bloom* de *Thoracosphaera* sp.



Fonte: A autora (2024).

7.4 PALEOCEANOLOGIA DA FORMAÇÃO ROMUALDO

A abertura do Atlântico Sul aconteceu em diferentes velocidades, com maior intensidade na porção Sul, ocasionando na divisão do mesmo por barreiras topográficas como o Alto de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo (Ojeda & Silva, 1975; Gamboa & Rabinowitz, 1981; Silveira & Machado, 2004; Arai, 2009). Tal fato influenciou a circulação oceânica, disponibilidade de nutrientes, temperatura, acarretando diferentes biotas. Kassab *et al.* (2023) sugerem que no início do Albiano o Atlântico Sul teria finalizado sua abertura. Com isso, houve mudanças no padrão de circulação oceânica, possibilitando a entrada de massas de águas mais frias e férteis nos mares tropicais.

Em ambos os afloramentos analisados da Formação Romualdo, *Thoracosphaera* spp. possui comportamento inversamente proporcional aos demais *taxa* de nanofósseis calcários identificados, apresentando comportamento oportunista (Fig. 33, 34 e 37). O gênero *Thoracosphaera* habita os oceanos atuais e pertence ao grupo dos dinoflagelados calcários (Zonneveld *et al.*, 2000). Dias-Brito (2000) os classifica como organismos tetianos oportunistas que podem prosperar em ambientes oligotróficos, como também se adaptarem a condições de eutrofia. Floresceram na superfície do mar quente, salinas e ricas em carbonato de cálcio dos mares epicontinentais. Além disso, Zonneveld *et al.* (2000) sugere que altas concentrações de dinoflagelados são observadas em intervalos de tempo com maior oligotrofia, temperatura da superfície do mar quente e estratificação da coluna de água.

Watznaueria spp. e *Biscutum* spp. possuem comportamento inverso, e isso é justificado na literatura como o comum já que *Watznaueria* spp. é um *proxy* para águas oligotróficas enquanto *Biscutum* spp. para eutrofia e baixas temperaturas (Roth & Krumbach, 1986; Erba, 1992; Herrle, 2003; Mutterlose *et al.*, 2005; Bottini *et al.*, 2015). Entretanto *Rhagodiscus* spp., *proxy* associado a águas quentes, demonstrou comportamento similar à *Biscutum* spp. (Erba *et al.*, 1992; Schueth *et al.*, 2023).

Biscutum spp. e *Eprolithus floralis* possuem comportamento similar, tendo pico juntas com *Zeughrabdotus* spp. e *Discorhabdus* spp., enquanto *Thoracosphaera* spp. e *Watznaueria* spp. decrescem. *Nannoconus* spp. possui comportamento inverso à *Thoracosphaera* spp. Foi observado também, que no perfil SI, *Nannoconus* spp. coexiste com *Biscutum* spp. (Fig. 33, 34 e 37).

Dessa maneira, o paleoambiente de deposição da base da Formação Romualdo pode ser caracterizado como de águas marinhas fortemente influenciadas pelo Mar de Tétis e Atlântico Central, altamente instáveis, como a exemplo eventos de anoxia oceânica, tais características

correspondem ao Aptiano Superior (Arai, 2007; 2009; McAnena *et al.*, 2013; Bottini *et al.*, 2015; Araripe *et al.*, 2020; 2022; Lemos *et al.*, 2023; Brandão, 2023).

Entretanto, ainda nos primeiros metros da base, a deposição ocorreu já no Albiano, marcada pela presença do *Hayesites albiensis* que corresponde a biozona CC8 do Albiano. O limite Aptiano/Albiano é caracterizado como de águas mais frias devido à abertura total do Atlântico Sul, além de um declínio na concentração de dióxido de carbono na atmosfera (Bottini *et al.*, 2015; Kassab *et al.*, 2023). Estudos mostraram que a temperatura superficial do mar do Atlântico Norte teria diminuído para aproximadamente 27,5°C, seguido por um aumento para 31°C provocando uma crise na biota (McAnena *et al.*, 2012).

Este resfriamento das águas no Albiano Inferior é evidenciado na Formação Romualdo pela ocorrência de *Eprolithus floralis* (SA-6m) logo após o aparecimento de *H. albiensis* (SA-5,55m e SI-2,83m). Além deste, *Biscutum* spp. é proxy para águas frias associadas a ressurgências (Street & Bown, 2000; Herrle, 2003).

A seção Serra do Inácio demonstrou maior influência marinha, sugerindo que esta estava em direto contato com o oceano, caracterizado como um ambiente marinho proximal evidenciado tanto pela sua associação nanofossilífera quanto pela litologia (mais clásticos). Ao passo que a seção Santo Antônio apresenta um ambiente mais estável favorecendo maior diversidade de nanofósseis calcários e a ocorrência de espécies raras.

Os resultados obtidos em ambos os afloramentos sugerem um ambiente marinho epicontinental para a Formação Romualdo.

8. CONCLUSÕES

Foram analisadas 43 amostras de dois afloramentos da Formação Romualdo, identificados e contabilizados 37.817 espécimes de nanofósseis calcários pertencentes a 13 gêneros e 12 espécies, sendo os mais abundantes: *Thoracosphaera* spp., *Discorhabdus ignotus*, *Watznaueria* spp., *Rhagodiscus* spp.

Foi registrado a primeira ocorrência de nanofósseis calcários para o afloramento Serra do Inácio (*Biscutum* spp., *Calculites* spp., *Discorhabdus* spp., *Hayesites* spp., *Nannoconus truittii truittii*, *Nannoconus bucheri*, *Nannoconus truittii frequens*, *Nannoconus* spp., *Rhagodiscus* spp., *Thoracosphaera* spp., *Watznaueria* spp., *Zeughrabdotus* spp.) e cinco novas ocorrências para o afloramento Santo Antônio (*Discorhabdus* spp., *Eprolithus floralis*, *Nannoconus elongatus*, *Prediscosphaera* spp., *Retecapsa crenulata*).

A partir dos *proxies*, índices ecológicos e análise de agrupamento foram diferenciadas cinco ecozonas na seção Santo Antônio. As ecozonas I e III marcadas pela instabilidade ambientais, enquanto as ecozonas II e V por estabilidade e a ecozona IV sem registros para nanofósseis calcários. Enquanto a seção Serra do Inácio diferenciou-se em quatro ecozonas. As ecozonas I e III são marcadas pela instabilidade enquanto as ecozonas II e IV, pela estabilidade das águas marinhas.

A ecozona I de Santo Antônio apresenta correlação com a ecozona I de Serra do Inácio, ambas representam o limite Aptiano/Albiano, com a ocorrência de *Hayesites albiensis* marcado da biozona CC8/NC8b do Albiano. Com isso, sugere-se que já os primeiros metros da Formação Romualdo foram depositados no limite Aptiano/Albiano, dando à Fm. Romualdo a idade deposicional principalmente Albiana. Além disso, a ecozona IV de SI e a ecozona V de SA se correlacionam por apresentarem um ambiente de estabilidade, marcadas pela dominância de *Thoracosphaera* spp.

Todos os parâmetros analisados inferem para a Formação Romualdo um paleoambiente marinho com períodos de instabilidade, como a variação na temperatura da superfície do mar e a disponibilidade de nutrientes, mas também de estabilidade podendo ser observada pela permanência de espécies em estratos sequenciais.

A associação nanofossilífera possui forte afinidade tetiana, com destaque para os gêneros *Hayesites*, *Nannoconus* e *Rhagodiscus*. Sugerindo que as ingressões marinhas na Formação Romualdo eram fortemente influenciadas pelo Mar de Tétis e Atlântico Central, com a ingressão marinha ocorrendo pelo Norte.

REFERÊNCIAS

- ANTUNES R. L. Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências e UFRJ, 115 p. 1997.
- ARAI, M.; COIMBRA, J. C. Análise paleoecológica do registro das primeiras ingressões marinhas na Formação Santana (Cretáceo Inferior da Chapada do Araripe). In: Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste. p. 225-240. 1990.
- ARAI, M.; LANA, C.C.; PEDRÃO, E. Ecozona *Subtilisphaera* spp.: registro eocretáceo de um importante episódio ecológico do Oceano Atlântico primitivo. **Acta Geologica Leopoldensia**, 39(2):521-538. 1994.
- ARAI, M. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. *Geociências*, 25:7–15, 2006.
- ARAI, M. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. *Geociências (São Paulo)*, v. 25, n. 1, p. 7-15, 2007.
- ARAI, M. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 331-351. 2009.
- ARAI, M. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, p. 339-350, 2014.
- ARAI, M. Reply to the comments of Assine et al. (Comments on paper by M. Arai “Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective”). **Brazilian Journal of Geology**, 46:9-13. 2016.
- ARAI, M.; ASSINE, M. L. Novas datações palinológicas da Formação Romualdo (Bacia do Araripe): sua implicação no arcabouço estratigráfico da sucessão aptiano–albiano das bacias brasileiras. In: 49 Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro, Brasil. p. 1306. 2018.
- ARAI, M.; ASSINE, M. L. Chronostratigraphic constraints and paleoenvironmental interpretation of the Romualdo Formation (Santana Group, Araripe Basin, Northeastern Brazil) based on palynology. **Cretaceous Research**, v. 116, p. 104610, 2020.
- ARARIPE, R. C. et al. Análise isotópica de oxigênio e carbono em microfósseis da Formação Romualdo, cretáceo inferior, bacia do Araripe, Pernambuco, nordeste do Brasil. **Geochimica Brasiliensis** 33(2): 133 – 142. 2019.
- Araripe R.C. et al. Foraminifera and Ostracoda from the Lower Cretaceous (Aptian–Lower Albian) Romualdo Formation, Araripe Basin, Northeast Brazil: Paleoenvironmental Inferences. **Cretaceous Research**, 122:104766. 2021.
- ARARIPE, R. C. et al. Upper Aptian–lower Albian of the southern-central Araripe Basin, Brazil: Microbiostratigraphic and paleoecological inferences. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 116, p. 103814, 2022.

ASSINE, M. L. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, 22: 289-300, 1992.

Assine M.L. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, 24(4):223-232, 1994.

ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 371-389, 2007.

ASSINE, M. L. et al. Sequências deposicionais do andar Alagoas da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 22, n. 1, p. 3-28, 2014.

BARRETO, A. M. F. et al. I. U/Pb geochronology of fossil fish dentine from Romualdo Formation, Araripe Basin, northeast of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 116:103774. 2022.

BAUMANN, K. H. et al. Coccolith contribution to South Atlantic carbonate sedimentation. In: Thierstein, H.R. and Young, J.R. (eds.): Coccolithophores. From molecular processes to global impact. Berlin, Springer, pp.367-402. 2004.

BEERLING, D. J. Modelling palaeophotosynthesis: late Cretaceous to present Phil. Trans. R. Soc. Lond. B346421–432. 1994.

BEURLEN, K. A geologia da Chapada do Araripe. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 34: 365-370, 1962.

BEURLEN, K. Geologia e estratigrafia da Chapada do Araripe. XVII Congresso Brasileiro Geologia. Recife: SBG/SUDENE. 1963.

BEURLEN, K. As espécies dos Cassiopinae, nova subfamília dos Turritellidae, no Cretáceo do Brasil. **Arquivos de Geologia**, v. 5, p. 1-44, 1964.

BEURLEN, K. Novos equinóides no Cretáceo do Nordeste do Brasil. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, 38: 455-464. 1966.

BEURLEN, K. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 43(supl.), 411-415, 1971.

BOECKEL, B; BAUMANN, K. H.; KINKEL, H. Coccolith distribution patterns in South Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients. *Deep-Sea Research I*, 53, 1073-1099. 2006.

BOND, G. Evidence for continental subsidence in North America during the Late Cretaceous global submerge. **Geology**, v. 4, p. 557-560. 1976.

BOTTINI C. et al. Climate variability and ocean fertility during the Aptian Stage. **Climate of the Past**, 11:383-402. 2015.

BURNETT, J.A. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. **British Micropaleontological Society Publication Series**, Chapman & Hall, London, 132–199. 1998.

BUSH, A.B.G. Numerical simulation of the Cretaceous Tethys circumglobal current. **Science** 275, 807–810. 1997.

BUSSON, G. & NÖEL, D. Les nannoconidés, indicateurs environnementaux des océans et mers épicontinentales du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur. **Oceanologica Acta**, v. 14, n 4, p. 333-356. 1991.

BRALOWER, T. J. Aptian–Albian Calcareous nannofossil biostratigraphy of ODP Site 763 and the correlation between high- and low-latitude zonations. **Geophys. Monogr.** 70, 245–252, 1992.

BRANDÃO, A. C. M. Inferências paleoambientais da Formação Romualdo, Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe, a partir da análise da fauna de foraminíferos e de isótopos de C e O. **Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Universidade Federal de Pernambuco**, 2023.

BRAUN, O. P. G. Estratigrafia dos Sedimentos da Parte Inferior da Região Nordeste do Brasil (Bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia/DNPM, 75 p. (Boletim n. 236), 1996.

BRITO NEVES, B.B. et al. Tectonic History of the Borborema Province. In: Umberto Cordani, Edson José Milani, Antonio Thomaz Filho, Diogenes de Almeida Campos. (Org). **Tectonic Evolution of South America**. v 1: 151-182. 2000.

BOWN, P.R. et al. Calcareous nannoplankton evolution. In: Proto-Decima, F.; Monechi, S.; Rio, D. (eds.). **Proceedings of the International Nannoplankton Association conference**, Firenze, 1989, pp.1-18, Padova, 1992.

BOWN, P. R. & YOUNG, J. R. Proposals for a revised classification system for calcareous nannoplankton. **Journal of Nannoplankton Research**, 19(1):15-47. 1997.

BOWN, P. R. *Calcareous Nanofossil Biostratigraphy*. **Cambridge**. 1998.

BOWN, P. R. & YOUNG, J. R. Introduction. In: Bown, P. R. (Ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. **Kluwer Academic Publishers**. p. 1-15. 1998.

BOWN, P. R. et al. Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. In: Thierstein, H.R., Young, J.R. (Eds.), *Coccolithophores – Molecular Processes to Global Impact*. Springer, pp. 481–508. 2004.

BRALOWER T. J., MUTTERLOSE J. Calcareous nannofossil biostratigraphy of site U865, Allison Guyot, central Pacific Ocean: a tropical Paleogene reference section. In: **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, 143:31-74, 1995.

BRASS, G.W. et al. Warm saline bottom waters in the ancient ocean. **Nature** 296, 620–623. 1982.

BRAMLETTE, M. N. & RIEDEL, W. R. Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores. **Journal of Paleontology**, Tulsa. v.28, n° 4, p 385- 403, 1954.

CERINO, F. et al. Phytoplankton temporal dynamics in the coastal waters of the north-eastern Adriatic Sea (Mediterranean Sea) from 2010 to 2017. In: Mazzocchi, M.G., Capotondi, L., Freppaz, M., Lugliè, A., Campanaro, A. (Eds.). Italian Long-Term Ecological Research for understanding ecosystem diversity and functioning. Case studies from aquatic, terrestrial and transitional domains. **Nature Conservation**, 34: 343–372. 2019.

CIUREJ, A., et al. Calcareous dinoflagellate blooms during the Late Cretaceous ‘greenhouse’ world— a case study from western Ukraine. **PeerJ** 11: e16201, 2023.

CUSTÓDIO, M. A. et al. The transgressive-regressive cycle of the Romualdo formation (Araripe basin): sedimentary archive of the early Cretaceous marine ingression in the interior of northeast Brazil. **Sedimentary Geology**, 359:1-15. 2017.

COIMBRA, J. C.; ARAI, M.; CARREÑO, A. L. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe basin, northeastern Brazil. **Geobios**, v. 35, n. 6, p. 687-698, 2002.

DAYMAN, J. Deep Sea Soundings in the North Atlantic Ocean Between Ireland and Newfoundland, made in HMS Cyclops. **Eyre and Spottiswoode**, London. 1858.

DE VARGAS, C. et al. Origin and Evolution of Coccolithophores: From Coastal Hunters to Oceanic Farmers. In: Falkowski, P.G., Knoll, A.H. (Eds.), **Evolution of Primary Producers in the Sea**. Elsevier Academic Press, pp. 251–285. 2007.

DIAS-BRITO, D. A Bacia de Campos no Mesocretáceo: uma contribuição à paleoceanografia do Atlântico Sul primitivo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2, p. 162-167, 1987.

DIAS-BRITO, Dimas. Global stratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology of Albian–Maastrichtian pithonellid calcispheres: impact on Tethys configuration. **Cretaceous Research**, v. 21, n. 2-3, p. 315-349, 2000.

ERBA, E. Calcareous nannofossil distribution in pelagic rhythmic sediments (Aptian-Albian Piobbico core, central Italy). **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 97: 455-484. 1991.

ERBA, E. Middle Cretaceous calcareous nannofossils from the western Pacific (Leg 129): evidence for paleoequatorial crossings. College Station, TX: **Ocean Drilling Project. Proceedings of the ODP, Scientific Results**, 129: 189-201. 1992.

ERBA, E. et al. Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: the example of the Albian Gault Clay Formation (southern England). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 93: 47-69. 1992.

ERBA, E. Nannofossils and superplumes: The Early Aptian “nannoconid crisis”. **Paleoceanography**, 9: 483-501. 1994.

EHRENBERG, C.G. Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen. **Abhandlungen der Preussischen Akademie der Wissenschaften**, 4: 47–153. 1838.

ELBRÄCHTER, M., et al. Establishing an agenda for calcareous dinoflagellate research (Thoracosphaeraceae, Dinophyceae) including a nomenclatural synopsis of generic names. **Taxon** 57:1289–1303, 2008.

FALKOWSKI, P.G. et al. Evolution of Modern Eukaryotic Phytoplankton. **Science**, 305: 354–360. 2004.

FAMBRINI, G. L. et al. Estratigrafia da Bacia do Araripe: estado da arte, revisão crítica e resultados novos. 2020.

FAUTH, G. et al. Early Aptian marine incursions in the interior of northeastern Brazil following the Gondwana breakup. **Scientific Reports**, v. 13, n. 1, p. 6728, 2023.

FRAKES, L. A. Estimating the global thermal state from Cretaceous Sea surface and continental temperature data. Em Barrera, E. & Jhonson, C. C. Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System: Boulder, Colorado. **Geological Society of America**, Special Paper 332. 1999.

FLORES, J. A. et al. Southern Ocean Pleistocene calcareous nannofossil events: calibration with isotope and geomagnetic stratigraphies. **Marine Micropaleontology**, 40(4), 377-402, 2000.

FÜRSICH F.T. et al. Analysis of a Cretaceous (late Aptian) high stress ecosystem: The Romualdo Formation of the Araripe Basin, northeastern Brazil. **Cretaceous Research**, 95:268-296, 2019.

GALE A. S., et al. Eustatic sea-level record for the Cenomanian (Late Cretaceous)-extension to the Western Interior Basin, USA. **Geology** 36:859–862, 2008.

GAMBOA, L. A. P. & RABINOWITZ, P. D. The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its implications. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 52, p. 410-418, 1981.

GREEN, J.C. & JORDAN, R.W. Systematic history and taxonomy. In: Green, J.C., Leadbeater, B.S.C. (Eds.), The Haptophyte Algae. **The Systematics Association**, Special Volume, 51: 1–23, 1994.

GOLDBERG, K. et al. Aptian marine ingression in the Araripe Basin: implications for paleogeographic reconstruction and evaporite accumulation. **Marine and Petroleum Geology**, 107:214-221. 2019.

HAGINO, K. & YOUNG, J. R. Biology and Paleontology of Coccolithophores. (Haptophytes). In: Ohtsuka, S., Suzaki, T., Horiguchi, T., Suzuki, N., Not, F. (Eds.). **Marine Protists: Diversity and Dynamics**. Springer, pp. 311–330, 2015.

HAGINO-TOMIOKA, K. et al. Seasonal succession of living coccolithophores in the coastal waters of Tomari Port, Tottori, Japan. In: Jordan, R.W. (Ed.), Coastal Coccolithophores. **Journal of Nanoplankton Research**, Special Issue, 4: 1–15, 2019.

HAY, W. W. et al. Calcareous nanoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area and transoceanic correlation. **Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies**, Houston, v.17, p.428-480, 1967.

HAY, W.W. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. **Cretac. Res.** 29, 725–753, 2008.

HAY, W.W. Cretaceous oceans and ocean modeling, in Hu, X.M., et al., eds., Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance: **Society for Sedimentary Geology** Special Publication 91, p. 243–271, 2009.

HAYS, J. D. & PITMAN, V. V. C. Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences: **Nature**, v. 246, p. 18-22, 1973.

HERRLE, J. O. Reconstructing nutricline dynamics of mid-Cretaceous oceans: evidence from calcareous nannofossils from the Niveau Paquier black shale (SE France). **Marine Micropaleontology**, 47: 307-321. 2003.

HERRLE, J. O. et al. Forcing mechanisms for Mid-Cretaceous black shale formation: Evidence from the upper Aptian and lower Albian of the Vocontian Basin (SE France), **Palaeogeogr. Palaeoclimatol.**, 190, 399–426. 2003.

HERRLE, J. O. & MUTTERLOSE, J. Calcareous nannofossils from the Aptian–Lower Albian southeast France: paleoecological and biostratigraphic implication, **Cretaceous Res.**, 24, 1–22, 2003.

HONJO, S. Dissolution of suspended coccoliths in the deep-sea water column and sedimentation of coccolith ooze. **Cushman Foundation of Foraminiferal Research** Special Publication, New York, v. 13, p. 114-128, 1975.

HUBER, B. T. et al. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. **Geology**, 30 (2): 123–126, 2002.

KASSAB, W.G. et al. Early Cretaceous climate in North Africa: insights from the calcareous nannofossils in the Atlantic passive margin of Morocco. **J. Afr. Earth Sci.** v. 197, 2023.

KELLNER, A. W. A. et al. The largest flying reptile from Gondwana, a new specimen of *Tropeognathus* cf. *T. mesembrinus* Wellnhofer, 1987 (Pterodactyloidea, Anhangueridae) and other large pterosaurs from the Romualdo Formation, Lower Cretaceous, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 85(1), 113-135, 2013.

LEMOS, F. A. P. et al. Calcareous nannofossils, biostratigraphy, and paleobiogeography of the aptian/albian romualdo formation in the Araripe Basin, North-Eastern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 53(2): e20220054, 2023.

- LEES, J. A. Calcareous nannofossil biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean. **Cretaceous Research**, 23: 537-634. 2002.
- LEES, J. A. & BOWN, P. R. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy, ODP Leg 198 (Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean), in: **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results** Volume 198, edited by: Bralower, T. J., Premoli Silva, I., and Malone, M. J., 1–60, 2005.
- LIMA, M.R. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). 335 f. **Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo**, São Paulo, 1978.
- LOHMANN, H. Die Coccolithophoridae: eine Monographie der Coccolithen bildenden Flagellaten, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis des Mittelmeeerauftriebs. **Archiv für Protistenkunde**, 1: 89–165, 1902.
- LOPES, G.L.B. Paleoecologia da paleoictiofauna da formação Romualdo, cretáceo inferior da bacia do Araripe, Araripe Pernambucano, NE do Brasil. **Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco**. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Recife, 2019.
- LOVELOCK, J. E. The revenge of Gaia. London: **Penguin Books Allen Lane**. p. 177, 2006.
- MABESOONE, J.M. & TINOCO, I. M. Paleoecology of Aptian Santana Formation (Northeastern Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 14, p. 87-118, 1973.
- LUDWIG, John A. & REYNOLDS, James F. **Statistical ecology: a primer in methods and computing**. John Wiley & Sons, 1988.
- MATOS, R. M. D. The northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992.
- MAISEY, J. G. Santana fossils, an illustrated atlas. **Neptune City: T. F. H. Publications**, p. 459, 1991.
- MCANENA, A. et al. Evidence for long term cooling and short punctuated climate events at the Aptian-Albian boundary in the sub-tropical Atlantic (Mazagan Plateau, DSDP Dite 545). In **EGU General Assembly Conference Abstracts**, p. 6257, 2012.
- MCANENA, A. et al. Atlantic cooling associated with a marine biotic crisis during the mid-Cretaceous period, **Nat. Geosci.**, 6, 558–651, 2013.
- MOULIN, M. et al. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. **Earth-Science Reviews** 98 (1e2), 1e37, 2010.
- MOSTAJO, E. L. Estudio de dos testigos submarinos del océano Pacífico Sudecuatorial. **Revista Española de Micropaleontología**, 18 (3):433-442, 1986.
- MUTTERLOSE, J. Das Verteilungs- und Migrationsmuster des kalkigen Nannoplanktons in der borealen Unterkreide (Valangin-Apt). **Palaeontographica**, 221: 27-152. 1991.
- MUTTERLOSE, J. Biostratigraphy and palaeobiogeography of Early Cretaceous calcareous nannofossils. **Cretaceous Research**, 13: 167-189. 1992.

MUTTERLOSE, J. et al. Mesozoic calcareous nannofossils. **State of the art, Palaeontol. Z.**, 79, 113 – 133. 2005.

MUTTERLOSE, J. et al. The Aptian–Albian cold snap: Evidence for “mid” Cretaceous icehouse interludes. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen**, 252(2): 217–225. 2009.

MUTTERLOSE, J. & BOTTINI, C.: Early Cretaceous chalks from the North Sea giving evidence for global change. **Nature Communications**, 4, 1686, 2013.

NAISH, D. et al. Ecology, systematics and biogeographical relationships of dinosaurs, including a new theropod, from the Santana Formation (? Albian, Early Cretaceous) of Brazil. **Historical Biology**, 16(2–4): 57–70, 2004.

NEUMANN, V. H. M. L. & CABRERA, L. Una nueva propuesta estratigráfica para la tectono secuencia post-rifte de la cuenca de Araripe, nordeste de Brasil. **V Simpósio Cretáceo Brasileiro**, 279-285, 1999.

NEUMANN, V. H. & ASSINE, M. L. Stratigraphic proposal to the post-rift I tectonic sedimentary sequence of Araripe Basin, Northeastern Brazil. In: **Strati 2015 - 2nd International Congress on Stratigraphy, Graz (Austria)**, p.274, 2015.

OJEDA, R.A.O. & SILVA, A.B. Bacias de Santos e Pelotas: Relatório de progresso. **Rel. Int. Petrobras/Dexpro/Divex**, n° 4974. Rio de Janeiro, 1975.

OJEDA, H. A. O. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 66, n. 6, p. 732-749, 1982.

PATATIVA DO ASSARÉ. *Eu e o Sertão*. In: **Cante lá que eu canto cá**. 3. ed. Rio de Janeiro: Civilização Brasileira, p. 19-20, 1978.

PERCH-NIELSEN, K. Einige neue Coccolithen aus dem Paleozän der Bucht von Biskaya. **Bull. Geol. Soc. Denmark**. 20, 347-361, 1971.

PERCH-NIELSEN, K. Mesozoic Calcareous Nannofossils: Plankton Stratigraphy. New York: **Cambridge University Press**, 1985.

PEREIRA, P. A. et al. Moluscos da Formação Romualdo, Aptiano-Albiano, Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais**, 10(2):231-246, 2015.

PEREIRA, P. A. et al. Cassiopidae gastropods, influence of Tethys Sea of the Romualdo Formation (Aptian-Albian), Araripe Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 70:211-223, 2016.

PEREIRA, P. A. et al. The Families Veneridae, Trochidae, Akeridae and Acteonidae (Mollusca), in the Romualdo Formation: Paleocological and Paleobiogeographic Aspects in the Lower Cretaceous of the Araripe Basin, NE of Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências**, 41(3):137-152, 2018.

- PIELOU, E. C. "The Usefulness of Ecological Models: A Stock-Taking". **The Quarterly Review of Biology**, **56**: 17–31, 1981.
- PONTE, F. & PONTE FILHO, F. Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. In: **Boletim do 4o Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil UNESP**. Campus de Rio Claro, São Paulo. 123–133, 1996.
- POULSEN, C. J. et al. Response of the mid-Cretaceous global oceanic circulation to tectonic and CO₂ forcings. **Paleoceanography** **16**, 1–17 (2000PA000579), 2001.
- PÜTTMANN, T. Exceptionally well-preserved calcareous nanofossils from a Late Cretaceous nearshore setting – implications for stratigraphy and paleoecology. **Dissertação (Doutorado) em Ciências Naturais na Faculdade de Geociências da Ruhr-University Bochum**, 2020.
- PRADO, L. A. C. et al. Tafonomy of macroinvertebrates and Albian marine ingression as recorded by the Romualdo Formation (Cretaceous, Araripe Basin, Brazil). **Brazilian Journal of Geology**, **48**(3):519-531, 2018.
- PRADO, L. A. C. et al. New records of shrimps from the Lower Cretaceous Romualdo Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil, with new taxa of Penaeoidea (Crustacea: Decapoda: Dendrobranchiata). **Cretaceous Research** **99** (2019) 96-103, 2019.
- PUCÉAT, E. et al. Neo-dymium isotope evolution of NW Tethyan upper ocean waters throughout the Cretaceous. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 236, p. 705–720, 2005.
- RODRIGUES, S. et al. A Late Cretaceous mixed (turbidite-contourite) system along the Argentine Margin: Paleooceanographic and conceptual implications: **Marine and Petroleum Geology**, v. 123,104768, 2021.
- ROTH P. H. Cretaceous nanoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, **44**:731-760, 1978.
- ROTH, P. H. Mid-Cretaceous calcareous nanoplankton from the central Pacific: Implications for paleoceanography. In: **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, **62**. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 471 489. 1981.
- ROTH, P. H. & BOWDLER, J. L. Middle Cretaceous calcareous nanoplankton biogeography and oceanography of the Atlantic Ocean. **Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.**, **32**: 517-546. 1981.
- SCOTESE, R. C. An atlas of phanerozoic paleogeographic maps: the seas come in and the seas go out. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, **49**, 679-728, 2021.
- SCHERER, C. M. S. et al. Tectonostratigraphic evolution of Upper Jurassic-Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, **49**: 106-122, 2014.
- SHANNON, C. E., & WEAVER, W. The mathematical theory of communication. Champaign, IL: **University of Illinois Press**, 1949.

SILVA, T. L. S. Geocronologia, geoquímica isotópica Re-Os e elemental em folhelhos pirobetuminosos da Formação Ipubi, Bacia do Araripe. **Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco**. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Recife. 2017.

SILVA, T. L. S. 2017. Paleogeografia do Cretáceo no Nordeste do Brasil: abordagem geoquímica e geocronológica estratégica das Bacias do Araripe, São Luís e Grajaú. **Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco**. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Recife, 2022.

SIMPSON, E. H. Measurement of diversity. **Nature**, v. 163, n. 4148, p. 688-688, 1949.

SCHUETH, J. D. & JOHNSON, K. Integrated statistical analysis of calcareous nannofossil and elemental geochemistry of an outcrop from of the eastern Cenomanian Western Interior Seaway: Novel insights of shallow marine paleoceanography and nannoplankton paleoecology. **Marine Micropaleontology**, v. 184, n. 102290. 2023.

SISSINGH, W. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. **Geologie en Mijnbouw**, 65(1):37-65, 1977.

SILVEIRA, D. P. & MACHADO, M. A. P. Bacias sedimentares brasileiras - Bacia de Pelotas. Phoenix (**Informativo da Fundação Paleontológica Phoenix**), n. 63, p. 1-6, 2004.

SILVA-SANTOS, R. Fósseis do Nordeste do Brasil: paleoictiofáunula da Chapada do Araripe. Departamento de Biologia Animal e Vegetal, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 64 f. 1991.

STEINMETZ, J.C. Sedimentation of Coccolithophores. In: Winter, A. & Siesser, W.G. (Eds.), Coccolithophores. **Cambridge University Press**, pp. 179–197, 1994.

STREET, C. & BOWN, P.R. Palaeobiogeography of Early Cretaceous (Berriasian-Barremian) calcareous nannoplankton. **Marine Micropaleontology**, 39: 265-292. 2000.

STYZEN, M.J. Cascading counts of nannofossil abundance. **J. Nannoplankton Res.** 19 (1), 49, 1997.

ŠUPRAHA, L. et al. Coccolithophore life-cycle dynamics in a coastal Mediterranean ecosystem: Seasonality and species-specific patterns. **Journal of Plankton Research**, 38: 1178–1193, 2016.

TANGEN, K. et al. *Thoracosphaera heimii* (Lohmann) Kamptner is a dinophyte: observations on its morphology and life cycle. **Marine Micropaleontology**, 7:193- 212, 1982.

THIERSTEIN, H. R. Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. **Marine Micropaleontology**, 1, 325-362, 1976.

TINOCO, I. M. & MABESOONE, J. M. Observações paleoecológicas sobre as bacias mesozoicas de Iguatu, Rio do Peixe e intermediárias. **Bol. Nficleo Nordeste Soc. Brasil. Geol.**, 5-Atas VII Simp. Geol. Nordeste, Fortaleza, p. 95-107. 1975.

TIRABOSCHI, D. et al. Origin of rhythmic Albian black shales (Piobbico core, central Italy): Calcareous nannofossil quantitative and statistical analyses and paleoceanographic reconstructions. **Paleoceanography**, vol. 24, PA2222. 2009.

TOLEDO, F. A. L. Variações paleoceanográficas nos últimos 30.000 anos no oeste do Atlântico Sul: isótopos de oxigênio, assembléias de foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários. **Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Tese de Doutorado**, 2000.

VALENÇA, L. M. M et al. An overview on Callovian – Cenomanian intracratonic basins of Northeast Brazil: onshore stratigraphic record of the opening of the Southern Atlantic. **Geologica Acta**, v. 1(3), p. 261-275, 2003.

VIANA, M.S.S. The Proto-Atlantic Albian way and its influence on the South American-African life. **Boletín de la Asociación Paleontológica del Golfo San Jorge**, 2 (Edición Especial), v. 1, p. 32-34. 1998.

VICKERS, M. L. et al. Stratigraphic and geochemical expression of Barremian–Aptian global climate change in Arctic Svalbard. **Geosphere**; 12 (5): 1594–1605, 2016.

WALLICH, G.C. Remarks on some novel phases of organic life and on the boring powers of minute annelids at great depths in the sea. **Annals and Magazine of Natural History**, 3: 52–58, 1861.

YOUNG J. R. & BOWN P. R. Cenozoic calcareous nannoplankton classification. In: BOWN, P.R., YOUNG, J.R. Proposals for a revised classification system for calcareous nannoplankton. **Journal of Nannoplankton Research**,.17(1): 15- 47, 1997.

YOUNG, J. R. et al. A Guide to Extant Coccolithophore Taxonomy. *Journal of Nannoplankton Research*, Special Issue, 1: 1–125, 2003.

YOUNG, J. R. et al. Nannotax3 website. **International Nannoplankton Association**. 2017. Available at: <http://www.mikrotax.org/Nannotax3>. Acesso em maio de 2024.

WADE, B. S. & BOWN, P. R. Calcareous nannofossils in extreme environments: the Messinian salinity crisis, Polemi Basin, Cyprus. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 233, n. 3-4, p. 271-286, 2006.

ZONNEVELD A. F. et al. Spatial distribution of calcareous dinoflagellate cysts in surface sediments of the Atlantic Ocean between 13N and 36s. **Review of Palaeobotany and Palynology** 11:197–223. 2000.

APÊNDICES

APÊNDICE 1 - Lista taxonômica dos nanofósseis calcários identificados na Formação Romualdo, Araripe pernambucano.

1. *Biscutum* sp. Black in Black & Barnes, 1959
2. *Braarudosphaera africana* Stradner, 1961
3. *Braarudosphaera* sp. Deflandre, 1947
4. *Calculites* sp. Prins & Sissingh in Sissingh, 1977
5. *Discorhabdus ignotus* (Górka, 1957) Perch-Nielsen, 1968
6. *Discorhabdus* sp. Noël, 1965
7. *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966
8. *Hayesites albiensis* Manivit, 1971
9. *Hayesites* sp. Manivit, 1971
10. *Nannoconus elongatus* Brönnimann, 1955
11. *Nannoconus bucheri* Brönnimann, 1955
12. *Nannoconus truittii truittii* Brönnimann, 1955
13. *Nannoconus truittii frequens* Brönnimann, 1955
14. *Nannoconus* sp. Kamptner, 1931
15. *Prediscosphaera* sp. Vekshina, 1959
16. *Retecapsa crenulata* Bramlette & Martini, 1964
17. *Retecapsa* sp. Black, 1971
18. *Retecapsa surirella* Deflandre & Fert, 1954
19. *Rhagodiscus* sp. Reinhardt, 1967
20. *Thoracosphaera* sp. Kamptner 1927
21. *Watznaueira barnesiane* (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968
22. *Watznaueira* sp. Reinhardt, 1964
23. *Zeughrabdotus erectus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965
24. *Zeughrabdotus noeliae* Rood *et al.*, 1971
25. *Zeughrabdotus* sp. Reinhardt, 1965

APÊNDICE 2 - Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários na seção Santo Antônio.

Prof (m)	<i>Biscutum</i> spp.	<i>B. africana</i>	<i>Braarudosphaera</i> spp.	<i>Calculites</i> spp.	<i>D. ignotus</i>	<i>Discorhabdus</i> spp.	<i>E. floralis</i>	<i>H. albiensis</i>	<i>Hayesites</i> spp.	<i>N. elongatus</i>	<i>Nannoconus</i> spp.	<i>Prediscosphaera</i> spp.	<i>R. crenulata</i>	<i>Retecapsa</i> spp.	<i>R. surirella</i>	<i>Rhagodiscus</i> spp.	<i>Thoracosphaera</i> spp.	<i>W. barnesi</i>	<i>Watznaueira</i> spp.	<i>Z. erectus</i>	<i>Z. noeliae</i>	<i>Zeughrabdotus</i> spp.	TOTAL
50																282							282
48																3	90	1	7				101
47										1	3						33	1	3				41
45.5											2						18		2				22
43																	1575						1575
42											3					2	47		4				56
40.3											2						102						104
39.7																							0
33																							0
19																	13						13
16.2																	34000		1				34001
12				4	18				5		2						42	5	17				93
10					11	8					7						28		3				57
8					22	7					9						68		6				112
6.7					15	10					2						56	5	12				100
6.3					17	5											49						71

6.15				4	5							16	2				27			
6.05				1				1	4			30					36			
6	4			3			32		1			6	10	25			4	85		
5.9									3		8		2	6		2		21		
5.65	6				14	5		1	3		8	5		16	19		3	4	84	
5.55	1		2		7	6		5			4		3	3	17	52	7	14	121	
5.45	4	5			3			0	6		4			14	17		7	4	4	68
5.35		2			1	5			5					4	11		12	2	2	44
5.25		1			2				1				3		3		12			22

APÊNDICE 3 - Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários na seção Serra do Inácio.

Prof (m)	<i>Biscutum</i> spp.	<i>Calcutites</i> spp.	<i>Discorhabdus</i> spp.	<i>Hayesites</i> spp.	<i>Nannoconus</i> spp.	<i>N. trüittii trüittii</i>	<i>Rhagodiscus</i> spp.	<i>Thoracosphaera</i> spp.	<i>Watznaeura</i> spp.	<i>Zeughrabdotus</i> spp.	TOTAL
0,3	1		1	3				44			49
2,83					2			56			58
3,25	2				1			21	1	4	29
9			3		2			14			19
12			5					40	1		46
18								35			35
24	2		4	5	7	12	3	21	2		56
26				1	1			2	1		5
31,5								20			20
33								65			65
35								4			4
55					5			4			9
56,7					2	1		7		1	11
60								1			1
65	2				4				1		7
67								5			5

68,5	1	1	1	4	10	17
70		6	4	229	1	240

APÊNDICE 4 - Índices ecológicos calculados para a seção Santo Antônio: Riqueza de espécies (S), Abundância (A), Índice de Dominância (D), Índice de diversidade de Shannon (H'), Equitabilidade de Pielou (J').

Amostra (m)	S	A	D	H'	J'
50	1	282	1	0	
48	4	101	0.7978	0.4527	0.3266
47	5	41	0.6512	0.7873	0.4892
45,5	3	22	0.671	0.6456	0.5877
43	1	1575	1	0	
42	4	56	0.7084	0.6381	0.4603
40,3	2	104	0.9619	0.09984	0.144
19	1	13	1	0	
16,2	2	34001	0.9999	0.000351	0.0005064
12	7	93	0.2751	1.552	0.7976
10	5	57	0.3039	1.39	0.8636
8	5	112	0.4152	1.173	0.7289
6,7	6	100	0.357	1.347	0.7518
6,3	3	71	0.532	0.7991	0.7274
6,15	4	27	0.3903	1.154	0.8322
6,05	3	35	0.7412	0.5102	0.4644
6	8	85	0.244	1.666	0.801
5,9	5	21	0.2286	1.547	0.961
5,65	11	79	0.1402	2.16	0.909
5,55	12	115	0.2442	1.864	0.7503
5,45	10	69	0.1279	2.234	0.9317
5,35	9	44	0.1586	2.012	0.9155
5,25	6	22	0.316	1.487	0.8297

APÊNDICE 5 - Índices ecológicos calculados para a seção Serra do Inácio: Riqueza de espécies (S), Abundância (A), Índice de Dominância (D), Índice de diversidade de Shannon (H'), Equitabilidade de Pielou (J').

Amostra (m)	S	A	D	H'	J'
70	4	240	0.911	0.2343	0.169
68,5	5	17	0.375	1.27	0.7892
67	1	5	1	0	
65	3	7	0.3333	1.099	0.9999
60	1	1	NAN	0	
56,7	4	11	0.4	1.17	0.8439
55	2	9	0.4444	0.7425	1.071
35	1	4	1	0	
33	1	65	1	0	
31,5	1	20	1	0	
26	4	5	0.1	1.632	1.177
24	8	56	0.2065	1.819	0.8749
18	1	35	1	0	
12	3	46	0.7633	0.4677	0.4257
9	3	19	0.5556	0.8061	0.7337
3,25	5	29	0.5345	0.9926	0.6167
2,83	2	58	0.9322	0.1586	0.2288
0,3	4	49	0.807	0.4571	0.3297

APÊNDICE 6 - Lista com o número de tombamento das lâminas de nanofósseis calcários utilizadas no estudo.

Amostra	Nº de tombamento	Amostra	Nº de tombamento
SI-0,3m	1882	SA-8m	1617
SI-2,83m	1883	SA-10m	1618
SI-3,25m	1884	SA-12m	1619
SI-9m	1885	SA-16,2m	1901
SI-12m	1886	SA-19m	1902
SI-18m	1887	SA-33m	1903
SI-24m	1638	SA-39,7m	1904
SI-26m	1888	SA-40,3m	1905
SI-31,5m	1889	SA-42m	1620
SI-33m	1890	SA-43m	1906
SI-35m	1891	SA-45,5m	1907
SI-55m	1639	SA-47m	1908
SI-56,7	1892	SA-48m	1909
SI-60m	1893	SA-50m	1910
SI-65m	1640		
SI-67m	1894		
SI-68,5m	1895		
SI-70m	1896		
SA-5,25m	1611		
SA-5,35m	1612		
SA-5,45m	1897		
SA-5,55m	1613		
SA-5,65m	1898		
SA-5,9m	1614		
SA-6m	1615		
SA-6,05m	1615		
SA-6,15m	1899		
SA-6,3m	1616		
SA-6,7m	1900		