

**Marcus Souza Stewart Junqueira**

**BIOESTRATIGRAFIA DO INTERVALO ALBIANO-  
CENOMANIANO NO TESTEMUNHO UFRJ-2-LRJ-01-SE, BACIA  
DE SERGIPE-ALAGOAS, NE DO BRASIL, COM BASE EM  
NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS**

**Trabalho Final de Curso**

**(Geologia)**

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2022



UFRJ

**Marcus Souza Stewart Junqueira**

**BIOESTRATIGRAFIA DO INTERVALO ALBIANO-CENOMANIANO NO  
TESTEMUNHO UFRJ-2-LRJ-01-SE, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, NE DO  
BRASIL, COM BASE EM NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS**

Trabalho Final de Curso de Graduação  
em Geologia do Instituto de  
Geociências, Universidade Federal do  
Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado  
como requisito necessário para  
obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Aristóteles de Moraes Rios-  
Netto

Roberto Pereira da Silva Júnior

Thamara Daniel Alves

Rio de Janeiro

Agosto 2022

Marcus, Souza Stewart Junqueira

**Bioestratigrafia do Intervalo Albiano-Cenomaniano no Testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, Bacia de Sergipe-Alagoas, NE do Brasil, com Base em Nanofósseis Calcários.** Marcus Souza Stewart Junqueira - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2022.

ix, 54 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2022.

Orientadores: Aristóteles de Moraes Rios-Netto, Roberto Silva Júnior., Thamara Daniel Alves.

1. Geologia. 2. Setor de Paleontologia e estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Aristóteles de Moraes Rios-Netto. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

**BIOESTRATIGRAFIA DO INTERVALO ALBIANO-CENOMANIANO NO TESTEMUNHO  
UFRJ-2-LRJ-01-SE, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, NE DO BRASIL, COM BASE EM  
NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Aristóteles de Moraes Rios-Netto

Roberto Pereira da Silva Júnior

Thamara Daniel Alves

Aprovada em: 26.08.2022

Por:

---

Orientador: Aristóteles de Moraes Rios-Netto  
(DGEL/IGEO/UFRJ)

---

Orientador: Roberto Pereira da Silva Júnior (PPGL/IGEO/UFRJ)

---

Orientadora: Thamara Daniel Alves (COPPETEC)

---

Silvia Clara Pereira da Silva (COPPETEC)

---

Marcelo de Araújo Carvalho (MN/UFRJ)

## **Agradecimentos**

Ao meu orientador, Aristóteles de Moraes Rios Netto, por todos os ensinamentos passados.

A minha orientadora, Thamara Diego Alves, por toda a disponibilidade e dedicação nos ensinamentos sobre os nanofósseis calcários.

A meu orientador, Roberto Pereira da Silva Júnior, pelo empenho em me ensinar sobre os nanofósseis calcários e a bioestratigrafia.

A Kelly Bonito pelo auxílio na preparação das amostras.

Em especial, ao projeto “Caracterização geológica de reservatórios carbonáticos do intervalo pré-sal da Bacia de Santos, correlatos (Bacia de Sergipe-Alagoas) e análogos”, financiado pela empresa Shell Petróleo Brasil Ltda., com recursos a serem aplicados em instituições de pesquisa e desenvolvimento acreditadas pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – P&D/ANP (acordo de cooperação técnica Fundação Coppetec – IGEO # 20.951).

## Resumo

Junqueira, Marcus Souza Stewart. **Bioestratigrafia do Intervalo Albiano-Cenomaniano no Testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, Bacia de Sergipe-Alagoas, NE do Brasil, com Base em Nanofósseis Calcários**. 2022. ix, 54 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Bacia de Sergipe-Alagoas tem grande importância para o entendimento da história do Oceano Atlântico Sul por conter um dos mais completos registros estratigráficos dentre as bacias da margem continental brasileira. O testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, perfurado no estado de Sergipe, contém sedimentos das formações Riachuelo e Cotinguiba, e apresenta uma das seções mais completas do Albiano superior-Turoniano inferior da América do Sul. O objetivo deste trabalho é aumentar a resolução bioestratigráfica no intervalo correspondente ao limite Albiano-Cenomaniano, através do estudo, com base em nanofósseis calcários, de 25 amostras, complementado por dados anteriores disponíveis na literatura, relativos a outras 11 amostras procedentes do mesmo intervalo. A partir da aplicação de biozonamentos de referência internacionais e local, foram reconhecidos três intervalos estratigráficos (Albiano superior, Cenomaniano médio e Cenomaniano médio-superior), confirmando o limite Albiano/Cenomaniano na amostra 328,00 metros, através do registro, nessa amostra, da última ocorrência de *Nannoconus fragilis* e da primeira ocorrência de *Microrhabdulus decoratus*. A ocorrência de *Nannoconus quadriangulus*, espécie característica do Aptiano, no intervalo de estudo, indica a presença de níveis com retrabalhamento. A primeira ocorrência de *Microrhabdulus decoratus* na amostra 328,00 metros, bioevento reconhecido para o Cenomaniano médio, em conjunto com a ausência, em todo o intervalo, de diversos bioeventos que ocorrem no Cenomaniano inferior indicam a ocorrência de um hiato que abrange todo Cenomaniano inicial para a seção estudada.

Palavras-Chave: Bacia de Sergipe-Alagoas, Cretáceo médio, nanofósseis calcários, Bioestratigrafia.

## Abstract

JUNQUEIRA, Marcus Souza Stewart. **Biostratigraphy of the Albian-Cenomanian Interval in the Well Core UFRJ-2-LRJ-01-SE, Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil, Based on Calcareous Nannofossils.** 2022, ix, 54 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Sergipe-Alagoas Basin shows a great importance for the understanding of the history of the South Atlantic Ocean, because it contains one of the most complete stratigraphic records among the basins of the Brazilian continental margin. The UFRJ-2-LRJ-01-SE core, drilled in Sergipe state, contains sediments of the Riachuelo and Cotinguiba formations, and presents one of the most complete sections of the Upper Albian - Lower Turonian of South America. The objective of this work is to increase the biostratigraphic resolution in the interval corresponding to the Albian-Cenomanian boundary, through the study, based on calcareous nannofossils, of 25 samples, complemented by previous data available in the literature, concerning 11 other samples from the same interval. From the application of international and local reference biozonation, three stratigraphic intervals were recognized (upper Albian, middle Cenomanian and middle-upper Cenomanian), confirming the Albian/Cenomanian boundary in the sample 328.00 meters, through the record, in this sample, of the last occurrence of *Nannoconus fragilis* and the first occurrence of *Microrhabdulus decoratus*. The occurrence of *Nannoconus quadriangulus*, a characteristic Aptian species, in the study interval, indicates the presence of reworked levels. The first occurrence of *Microrhabdulus decoratus* at 328.00 meters, a bio-event recognized for the middle Cenomanian, together with the absence in the whole interval of several bioevents occurring in the lower Cenomanian indicate the occurrence of a hiatus in the studied section encompassing the whole early Cenomanian.

Key-words: Sergipe-Alagoas Basin, mid-Cretaceous, calcareous nannofossils, Biostratigraphy.

## Lista de figuras

Figura 1: Mapa simplificado da Bacia de Sergipe-Alagoas, com a divisão em sub bacias (Ferreira, 2018).

Figura 2: Carta estratigráfica da Sub-Bacia de Sergipe, com as formações Riachuelo e Cotinguiba destacadas (Campos Neto *et al.*, 2007).

Figura 3: Espécies representando nanolitos e cocólitos (barra de escala 5 µm).

Figura 4: Mapa da Bacia de Sergipe-Alagoas com destaque para a localização do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE (Adaptado de Valle *et al.*, 2019a)

Figura 5: Perfil litológico esquemático do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, com destaque para o intervalo em que as amostras foram coletadas. (Adaptado de Vázquez-García *et al.*, 2021).

Figura 6: Recorte do intervalo Albiano final – Cenomaniano final dos biozoneamentos de referência utilizados no presente estudo (modificado de Silva Jr. *et al.*, 2020).

Figura 7: Diagrama de distribuição estratigráfica das espécies de nanofósseis calcários reconhecidos, de maior relevância para o presente estudo, no intervalo Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE.

Figura 8: Resumo da aplicação dos biozoneamentos de referência no limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE.

Figura 9: Interpretação bioestratigráfica do limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ01-SE.

## Lista de Tabelas

Tabela 1: Método cascata para contagem de nanofósseis calcários para 100 campos de visão (modificado de Styzen, 1997)



## SUMÁRIO

Agradecimentos .....	v
Resumo .....	vi
Abstract .....	vii
Lista de figuras .....	viii
Lista de tabelas .....	viii
1 INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Objetivos.....	2
2 BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS .....	3
2.1 Aspectos gerais e localização.....	3
2.2 Evolução tectono-sedimentar.....	4
2.3 Formações Riachuelo e Cotinguiba.....	6
3 NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS .....	9
3.1 Bioestratigrafia .....	10
4 TRABALHOS ANTERIORES NO TESTEMUNHO UFRJ-2-LRJ-01-SE.....	14
5 MATERIAIS E MÉTODOS .....	18
5.1 Material de estudo .....	18
5.2 Seleção e processamento de amostras.....	19
5.3 Análise bioestratigráfica .....	22
6 RESULTADOS .....	26
7 DISCUSSÃO BIOCRONOESTRATIGRÁFICA.....	31
8 CONCLUSÕES.....	35
9 PRÓXIMOS PASSOS.....	37
Referências bibliográficas .....	38
Apêndice A – Lista taxonômica dos nanofósseis calcários identificados no limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE.....	44
Apêndice B – fotomicrografias de táxons identificados no limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE.....	47
Apêndice C – Diagrama de distribuição de nanofósseis calcários no limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE.....	53

## 1 INTRODUÇÃO

A Bacia de Sergipe-Alagoas, localizada no nordeste do Brasil, tem sua história evolutiva ligada aos processos de abertura do Atlântico Sul durante o Mesozoico. Esta bacia sedimentar apresenta um dos mais completos registros estratigráficos entre as bacias da margem continental brasileira, o que a torna importante para o melhor entendimento da evolução do Oceano Atlântico Sul (Souza-Lima *et al.*, 2002; Campos Neto *et al.*, 2007).

Nanofósseis calcários são um grupo fóssil que representa organismos com ampla distribuição no ambiente marinho e altas taxas evolutivas, constituindo uma excelente ferramenta para análises bioestratigráficas de depósitos gerados nesse ambiente (e.g., Sissingh, 1977; Roth, 1978; Perch-Nielsen, 1985; Antunes, 1997; Bown & Young, 1998, Bown *et al.*, 2004). Assim, diversos trabalhos bioestratigráficos com base em nanofósseis calcários têm sido realizados para bacias da margem continental brasileira, visando desenvolver e ampliar o conhecimento biocronoestratigráfico de seções marinhas no Brasil (e.g. Troelsen & Quadros, 1971; Quadros & Gomide, 1972; Quadros, 1981; Gomide, 1982; Antunes, 1984, 1987; Freitas, 1984; Antunes *et al.*, 1986, 1987, 1988; Wanderley, 1987; Oliveira, 1989, Pedrosa, 2013; Silva Jr. *et al.*, 2020).

O testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, perfurado na Bacia de Sergipe-Alagoas, apresenta uma das seções Albiano superior-Turoniano inferior mais completas da América do Sul (Valle *et al.*, 2019a). No entanto, trabalhos recentes (Silva Jr. *et al.*, 2020; Vázquez-García *et al.*, 2021; Silva Jr. *et al.*, 2022) mostram incertezas e incongruências para bioestratigrafia proposta para o limite Albiano/Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, as quais podem estar relacionadas a ausência de marcadores bioestratigráficos e espaçamento amostral. Sendo assim, o presente trabalho busca contribuir para minimizar aquelas incertezas e esclarecer tais

incongruências, ampliando a resolução bioestratigráfica baseada em nanofósseis calcários no intervalo citado.

### **1.1 Objetivos**

Este trabalho tem como objetivo geral aprofundar a nova interpretação bioestratigráfica proposta por Silva Jr. *et al.* (2022), baseada em nanofósseis calcários, através do aumento da resolução amostral no limite Albiano/Cenomaniano no testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, apresentando uma discussão detalhada, que integra análises desenvolvidas no presente trabalho e dados publicados anteriormente por Silva Jr. *et al.* (2020).

Em termos de objetivos específicos, tem-se:

- análise taxonômica dos nanofósseis calcários recuperados em 25 amostras coletadas no intervalo abrangendo o limite Albiano/Cenomaniano do poço UFRJ-2-LRJ-01-SE;

- estudo bioestratigráfico do limite Albiano/Cenomaniano no poço UFRJ-2-LRJ-01-SE, integrando dados taxonômicos relativos às 25 amostras analisadas no presente trabalho e 11 amostras analisadas por Silva Jr. *et al.* (2020).

## 2 BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

### 2.1 Aspectos gerais e localização

A Bacia de Sergipe-Alagoas apresenta área aproximada de 53.000 km<sup>2</sup>, sendo cerca de 13.000 km<sup>2</sup> relativos à sua porção terrestre e 40.000 km<sup>2</sup> à porção submersa, alcançando a cota batimétrica de 2.000m (Lana, 1990; Feijó, 1994). Esta bacia sedimentar tem seus limites norte e sul dados pelo Alto de Maragogi e sistema de falhas Vaza Barris, respectivamente (Figura 1). Neto *et al.* (2007) e Souza-Lima *et al.* (2002) consideram o Alto de Japoatã-Penedo o limite entre as Sub-bacias de Sergipe e Alagoas.

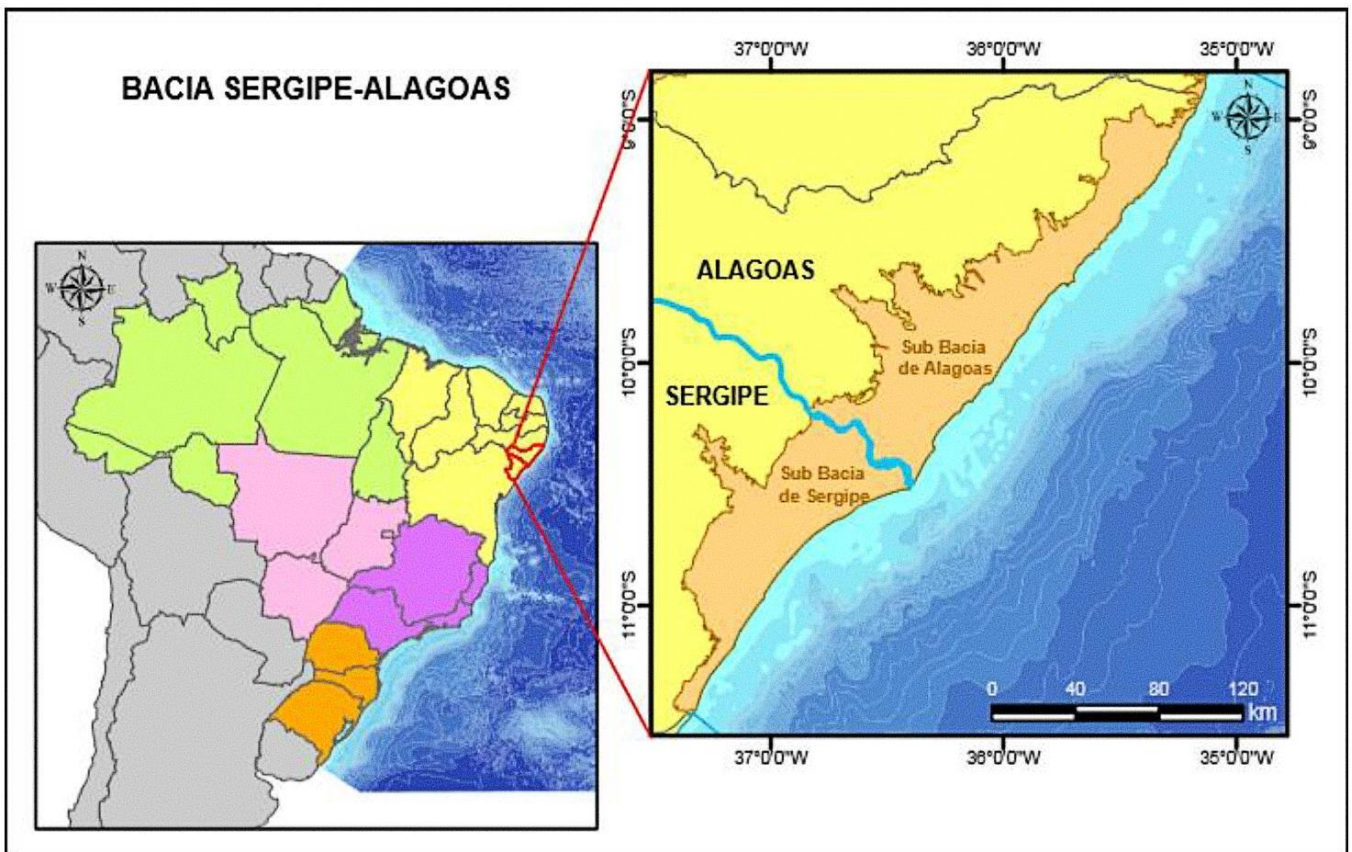


Figura 1: Mapa simplificado da Bacia de Sergipe-Alagoas, com a divisão em sub bacias (Ferreira, 2018).

## 2.2 Evolução tectono-sedimentar

A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Sergipe-Alagoas está ligada aos mecanismos de distensão litosférica que levaram à abertura do Atlântico Sul durante o Mesozoico (Souza-Lima *et al.*, 2002; Lana, 1990).

A Sub-bacia de Sergipe tem o preenchimento sedimentar dividido em cinco supersequências (Campos Neto *et al.*, 2007): Paleozóica, Pré-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Drifte (Figura 2). Estas supersequências serão descritas a seguir.

A Supersequência Paleozóica é formada pelas Sequências Carbonífera e Permiana, depositadas em condições intracratônicas em cenário de sinéclise. A Sequência Carbonífera é composta pela Formação Batinga, constituída por rochas siliciclásticas depositadas em ambiente glacial subaquoso. Essa formação foi individualizada em dois Membros, Mulungu e Boacica. O Membro Mulungu inclui diamictitos formados pelo retrabalhamento de sedimentos glaciais por fluxos de detritos, enquanto o Membro Boacica é formado por rochas siliciclásticas depositados através de leques deltaicos. A Sequência Permiana é composta pela Formação Aracaré. Esta unidade sedimentar é constituída por folhelhos recobertos por arenitos e calcarenitos, depositados em ambiente desértico, litorâneo e deltaico em um ciclo transgressivo-regressivo.

A Supersequência Pré-Rifte é composta pelas formações Bananeiras, Candeeiro e Serraria, depositadas em condições intracratônicas no contexto de depressões formadas por um soerguimento crustal no Neojurássico (Ponte e Asmus, 1976). A Formação Bananeiras é formada por folhelhos vermelhos lacustres, a Formação Candeeiro é composta por arenitos flúvio-deltaicos e a Formação Serraria é constituída por arenitos depositados em ambiente lacustre colmatado por sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico.

A Supersequência Rifte corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia Sergipe-Alagoas, sendo formada por unidades depositadas em condições de atividade tectônica intensa entre o Berriasiano e o Aptiano, o preenchimento sedimentar compreendido principalmente por formações depositadas em ambientes continental e marinho restrito, relacionadas ao intenso controle tectônico em um sistema de vale de rifte (Neto *et al.*, 2007; Souza-Lima *et al.*, 2002). As formações Feliz Deserto, Rio Pitanga, Morro do Chaves e Barra de Itiúba compõem essa Supersequência. A Formação Feliz Deserto é formada por folhelhos esverdeados com delgadas intercalações de arenitos (Schaller, 1969). As rochas que compõem a Formação Rio Pitanga são conglomerados aluviais. Os depósitos da Formação Penedo são constituídos por arenitos alúvio-fluviais. A Formação Morro do Chaves é representada por carbonatos coquinóides e folhelhos. Por fim, a Formação Barra de Itiúba é caracterizada por arenitos, siltitos e folhelhos deltaico-lacustres.

A Supersequência Pós-Rifte retrata o começo da subsidência térmica que teve início no Aptiano, quando a Bacia de Sergipe-Alagoas sofreu um basculamento para sudeste o que ocasionou a primeira grande incursão marinha (Campos Neto *et al.*, 2007). Esta supersequência é constituída pela Formação Muribeca, individualizada nos Membros Carmópolis, Ibura e Oiteirinhos. O Membro Carmópolis é composto por rochas siliciclásticas grossas, que constituem tratos de sistemas de mar baixo e transgressivo. O Membro Ibura é formado por evaporitos, carbonatos microbiais e folhelhos que representam o trato de sistemas de mar alto. O Membro Oiteirinhos é constituído por folhelhos e calcilutitos.

A Supersequência Drifte está associada ao período de subsidência térmica da bacia de Sergipe-Alagoas. De acordo com Feijó (1994) o estágio Drifte teve início no Albiano e sua deposição perdura até o recente. Neste intervalo ocorrem rochas formadas pela evolução de ambientes costeiros, neríticos, batiais e abissais em eventos transgressivos e regressivos. A subida do nível do mar no Albiano desfez as barreiras de restrição estabelecendo a sedimentação

marinha da Formação Riachuelo (Koutsoukos, 1989), que compreende em seu preenchimento depósitos de leque deltaico, rampa carbonática, lagunas e talude. Posteriormente do Neocenomaniano ao Coniaciano ocorreu um grande evento transgressivo que proporcionou a deposição dos sedimentos que constituem a rampa carbonática da Formação Cotinguiba. Após a ocorrência do evento erosivo no final do Coniaciano, denominado de discordância Sub-formação Calumbi, ocorreu outro evento transgressivo que deu início a deposição da sucessão de folhelhos da Formação Calumbi e dos arenitos da Formação Marituba. No início do Paleogeno ocorreu a deposição dos calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro (Feijó, 1994). No Plioceno a ocorrência de outro evento regressivo propiciou a deposição dos sedimentos costeiros da Formação Barrereiras.

A seção alvo deste estudo foi correlacionada às formações Riachuelo e Cotinguiba por Valle *et al.* (2019a), sendo assim, estas unidades sedimentares estão detalhadas a seguir.

### **2.3 Formações Riachuelo e Cotinguiba**

A Formação Riachuelo corresponde a um sistema de plataforma carbonática-siliciclástica, formada a partir do Aptiano superior/Albiano (Campos Neto *et al.*, 2007) devido à subida do nível do mar. Esta formação é composta por três membros: Angico, Maruim e Taquari. O Membro Angico é composto por conglomerados e arenitos siliciclásticos e bioclásticos que foram depositados em um ambiente de leques deltaicos. O Membro Maruim é composto por bancos de oólitos e oncólitos, depositados em uma rampa carbonática desenvolvida em áreas com menor aporte sedimentar. O Membro Taquari, representado no testemunho estudado, é composto por calcilutitos e folhelhos, representa a deposição nas porções mais profundas da bacia, em ambientes deposicionais de lagunas e no talude (Souza-Lima *et al.*, 2002; Campos Neto *et al.*, 2007). De acordo com Valle *et al.* (2019a), as presenças

de materiais terrígenos e resquícios de plantas sugerem constante influência continental associada a uma fase climática mais úmida para o Membro Taquari da Formação Riachuelo.

A Formação Cotinguiba consiste de folhelhos, calcilitos brechoides e margas depositados sob a influência de um grande evento transgressivo global que se iniciou no Cenomaniano e teve seu máximo no Turaniano inicial (Koutsoukos, 1989). Esta unidade sedimentar é dividida em membros Sapucarí e Aracaju (Schaller, 1969). O Membro Sapucarí corresponde à parte proximal da rampa carbonática, sendo composta por calcilitos maciços e brechóides. O Membro Aracaju, o qual é representado no intervalo estudado, corresponde ao talude e à bacia, sendo composta por folhelhos, margas e calcilitos (Souza-Lima *et al.*, 2002; Campos Neto *et al.*, 2007).



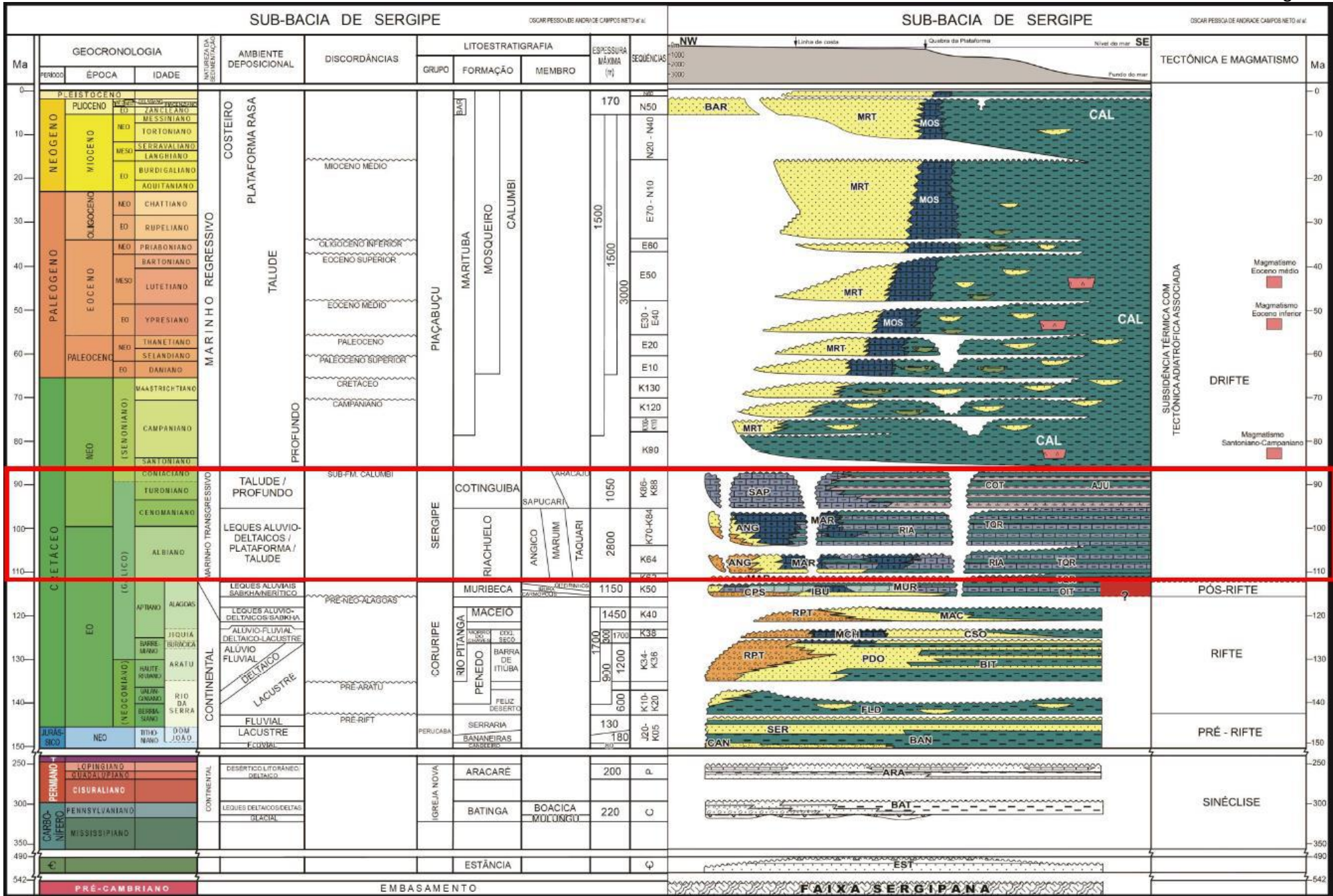


Figura 2: Carta estratigráfica da Sub-Bacia de Sergipe, com as formações Riachuelo e Cotinguiba destacadas (Campos Neto et al., 2007).

### 3 NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS

Nannofósseis calcários são fósseis marinhos com tamanho inferior a 30  $\mu\text{m}$ , constituídos por carbonato de cálcio, o qual pode ser precipitado na forma de calcita, aragonita e vaterita. Esse grupo fóssil é dividido em dois grandes grupos: os cocólitos e os nanolitos (Figura 3).

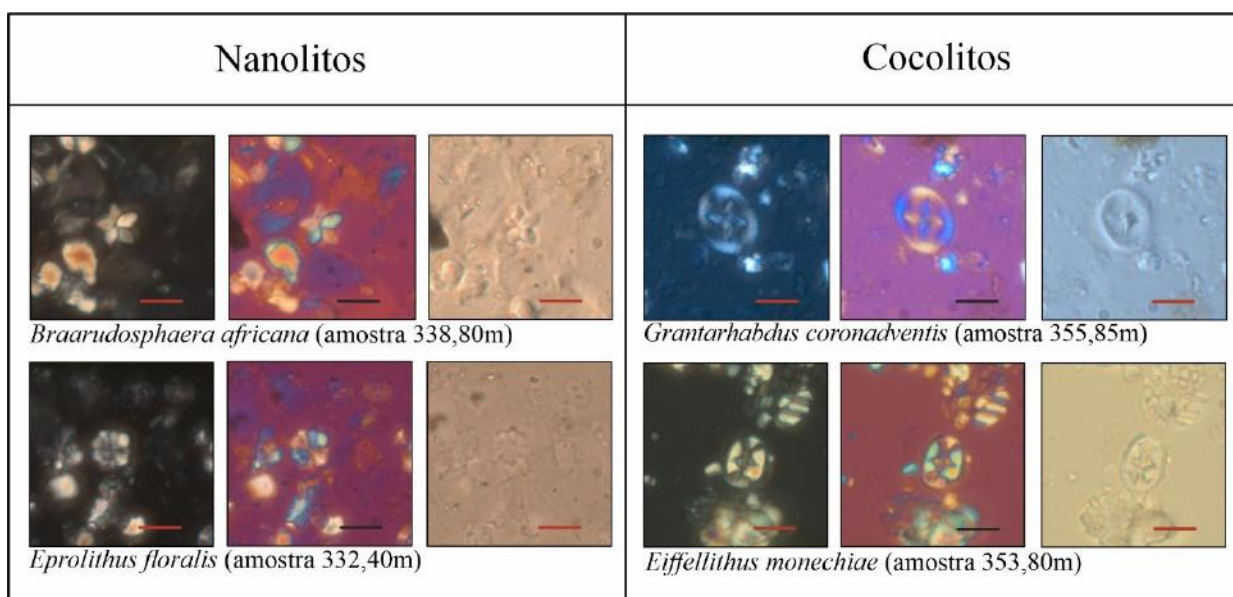


Figura 3: Espécies representando nanolitos e cocólitos (barra de escala 5  $\mu\text{m}$ ).

Os cocólitos são provenientes da desagregação da cocosfera, exoesqueleto carbonático de algas unicelulares fitoplanctônicas predominantemente marinhas chamadas cocolitoforídeos. Geralmente apresentam contornos circulares a elípticos e são formados por duas placas arqueadas, uma convexa de maior tamanho chamada de escudo distal e uma côncava de menor tamanho chamada escudo proximal, ligadas por uma estrutura cilíndrica podendo ser preenchida ou vazia (Antunes, 1997). Estas placas podem conter uma série de ornamentações como perfurações, hastes, espinhos, barras, entre outros. Segundo o arranjo cristalino de seus elementos, os cocólitos são divididos em

heterocóclitos e holocóclitos. Os holocóclitos são formados por cristais que apresentam orientação cristalográfica idêntica, além de serem essencialmente idênticos, tanto em formato quanto em tamanho. Os heterocóclitos, por sua vez, são constituídos por cristais que diferem em forma e tamanho, e cada elemento possui orientação cristalográfica diferente dos elementos adjacentes a ele (Antunes, 1997).

Os nanolitos estão relacionados a partículas orgânicas de origem incerta (*incertae sedis*), possivelmente proveniente de outros grupos orgânicos além dos cocolitoforídeos. Possuem conformação variada, podendo apresentar formas semelhantes a rosetas, estrelas, agulhas, ferraduras, esferas e ogivas, entre outras (Antunes, 1997; Bown & Young, 1998).

Os cocolitoforídeos são algas unicelulares marinhas, de hábito predominantemente planctônico, pertencentes ao Filo Haptophyta, primeiramente caracterizado pela presença de cloroplastos marrom-amarelados, um exoesqueleto formado por placas e um aparato espiralado denominado haptonema. O interior da célula dos cocolitoforídeos é composta pelo núcleo, dois flagelos locomotores, um haptonema, dois ou quatro cloroplastos marrom-amarelados, mitocôndrias, complexo de golgi, responsável pela produção dos cóclitos e vesículas. O ciclo de vida de cocolitoforídeos é complexo e, para muitas espécies, pouco conhecido. Os estudos realizados demonstram que no geral os cocolitoforídeos apresentam dois estágios distintos durante o seu ciclo de vida: um móvel e um não-móvel, durante o qual algumas espécies apresentam hábitos bentônicos. Apenas quando apresentam hábito planctônico, ocorre a produção de cóclitos, além disso os cóclitos produzidos em estágios diferentes não guardam semelhança entre si. Assim como os ciclos da vida, a reprodução dos cocolitoforídeos também ocorre de duas maneiras. Reproduzindo-se através de mitose no estágio móvel, e por meiose quando

apresenta hábito bentônico e formam colônias no estágio não-móvel (Antunes, 1997; Bown & Young, 1998).

### 3.1 Bioestratigrafia

Os nanofósseis calcários tem grande aplicabilidade nos estudos de bioestratigráficos de seções marinhas por apresentarem ampla distribuição geográfica e altas taxas evolutivas (e.g., Sissingh, 1977; Roth, 1978; Perch-Nielsen, 1985; Antunes, 1997; Bown & Young, 1998; Bown *et al.*, 2004).

A utilização deste grupo fóssil na elaboração de arcabouços bioestratigráficos foi sugerida, pela primeira vez, por Bramlette & Riedel (1954). A partir deste trabalho, inúmeros estudos foram realizados com foco na distribuição estratigráfica de vários táxons, o que resultou em diversas propostas de biozoneamentos para o Cretáceo (e.g., Troelsen & Quadros, 1971; Sissingh, 1977; Roth, 1978; Perch-Nielsen, 1985; Bralower *et al.*, 1995; Antunes, 1997; Burnett, 1998).

Sissingh (1977) estabeleceu o primeiro arcabouço bioestratigráfico internacional para nanofósseis calcários, a partir do estudo de diversas seções e estratotipos ao redor do mundo (e.g., Le-cointre, 1959; Séronie-Vivien, 1959; Romein, 1962; Goharian, 1971). Neste biozoneamento o autor propôs 26 biozonas, as quais receberam a codificação de CC.

Em 1978, Roth publicou um novo arcabouço bioestratigráfico para o Cretáceo. O autor realizou análises de nanofósseis calcários nos sítios 390 e 391 da Pernada 44 do *Deep-Sea Drilling Project* (DSDP) perfurados próximo à costa da Flórida, no Oceano Atlântico Norte. Foram propostas 23 biozonas, codificadas de NC1 a NC23.

Perch-Nielsen (1985) reeditou o biozoneamento publicado por Sissingh (1977) com base em estudos de várias regiões do planeta (e.g. Martini, 1976; Perch-Nielsen 1977;

Sissingh, 1977; Roth, 1978; Manivit *et al.*, 1979; Wise, 1983). Como resultado, a autora adicionou uma série de bioeventos que possibilitaram um maior detalhamento bioestratigráfico. As propostas de Perch-Nielsen (1985) implicaram em mudanças no intervalo Albiano–Cenomaniano, as quais consistem na subdivisão da Biozona *Eiffelithus turriseiffelii* (CC9; Albiano superior–Cenomaniano inferior) em três subzonas: CC9a (Albiano superior), CC9b (Albiano superior – Cenomaniano inferior) e CC9c (Cenomaniano inferior). A base da Subzona CC9a foi definida através da primeira ocorrência (PO) de *E. turriseiffelii*. A base da Subzona CC9b foi determinada a partir das últimas ocorrências (UO's) de *Hayesites albiensis* e *Crucicribrum anglicum*. A base da Subzona CC9c foi marcada pela PO de *Corollithium kennedyi* e UO's ocorrências de *Braarudosphaera africana* e *Ellipsagelosphaera britannica* (= *Watznaueria britannica*; Young *et al.*, 2022).

Bralower *et al.*, (1995) propuseram um refinamento do biozoneamento de Roth (1978) fundamentado na correlação de bioeventos de nanofósseis calcários e foraminíferos identificados em poços do *Deep Sea Drilling Project / Ocean Drilling Project* (DSDP/ODP). Este refinamento resultou na subdivisão da Biozona *Eiffelithus turriseiffelii* (NC10; Albiano superior–Cenomaniano) nas subzonas NC10a (Albiano superior) e NC10b (Albiano superior–Cenomaniano). O limite entre estas novas subzonas foi marcado pela PO de *Corollithion kennedyi*.

Burnett (1998) sugeriu um novo biozoneamento com base nanofósseis calcários para o Cretáceo superior. Para isso, o autor utilizou amostras, em sua maioria, do DSDP/ODP de diversas regiões (e.g. Bukry, 1969, 1993, 1994; Perch-Nielsen *et al.*, 1978; Crux, 1982; Shafik, 1990; Concheyro *et al.*, 1991; Wan *et al.*, 1993; Mertiniené, 1993). Essa nova proposta resultou em um arcabouço bioestratigráfico dividido em 21 biozonas e 43 subzonas, codificadas como UC1–UC20.

O primeiro arcabouço bioestratigráfico para margem continental brasileira com base em nanofósseis calcários foi determinado por Troelsen & Quadros (1971). Para construção deste arcabouço os autores utilizaram- 36 amostras de poços localizados em Alagoas, Amapá, Bahia, Espírito Santo, Maranhão, Pará, Rio Grande do Sul e Sergipe. Como resultado, foram propostas cinco zonas de amplitude para o intervalo Aptiano superior ao Maastrichtiano: Biozona *Nannoconus truitti* (Aptiano superior–Albiano inferior), Biozona *Lithastrinus grillii* (Turoniano–Santoniano), Biozona *Aspidolithus parvus* (Campaniano), Biozona *Tetralithus nitidus trifudis* (Campaniano–Maastrichtiano) e Biozona *Arkhangelskiella cymbiformis* (Maastrichtiano).

Antunes (1997) propôs um arcabouço bioestratigráfico para o intervalo Albiano – Maastrichtiano da margem continental brasileira utilizando dados de biozoneamentos realizados anteriormente (e.g. Troelsen & Quadros, 1971; Quadros & Gomide, 1972; Quadros, 1981; Gomide, 1982; Antunes, 1984, 1987; Freitas, 1984; Antunes *et al.*, 1986, 1987, 1988; Wanderley, 1987; Oliveira, 1989; Ritcher *et al.*, 1993). Nesta proposta, o autor definiu uma superzona (N-260), 12 biozonas (N-240; N-250; N-252; N-260.1; N-260.3; N-260.5; N-260.7; N-260.9; N-265; N-270, N-280 e N-290) e duas subzonas (N-290.1 e N-290.3).

#### 4 TRABALHOS ANTERIORES NO TESTEMUNHO UFRJ-2-LRJ-01-SE

O testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, perfurado na sub-bacia de Sergipe, apresenta uma sucessão sedimentar correspondente às formações Cotinguiba e Riachuelo (Valle *et al.*, 2019a), representando uma das seções mais completas do intervalo Albiano superior-Turoniano inferior na América do Sul (Silva Jr. *et al.*, 2020; Vázquez-García *et al.*, 2021). Devido a sua importância, o testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE tem sido objeto de vários e diversificados estudos (Tang, 2017; Monteiro *et al.*, 2019; Valle *et al.*, 2019a,b; Silva Jr. *et al.*, 2020; Vázquez-García *et al.*, 2021; Silva Jr. *et al.*, 2022).

Tang (2017) realizou uma análise cicloestratigráfica no intervalo entre as profundidades 50 e 250 metros do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE. Para realizar a análise espectral foram utilizados dados do perfil de raios-gama de Valle *et al.* (2019a). O autor dividiu o intervalo estudado em cinco partes com 40 metros de espessura cada. No intervalo 50 – 90 m foram identificados cinco ciclos orbitais, resultando na média harmônica das taxas mínimas de acumulação de  $14 \pm 3$  cm/k.a. e no tempo mínimo de deposição de 289,9 k.a. No intervalo 90 – 130m foram identificados cinco ciclos orbitais, obtendo a média harmônica das taxas mínimas de acumulação de  $23 \pm 5$  cm/k.a. e o tempo mínimo de deposição de 175,8k.a.. No intervalo 130 – 170 m foram distinguidos quatro ciclos orbitais, resultando na média harmônica das taxas mínimas de acumulação de  $21 \pm 7$  cm/k.a. e o tempo mínimo de deposição de 193,9k.a.. No intervalo 170 – 210 m foram reconhecidos quatro ciclos orbitais. A média harmônica das taxas mínimas de acumulação foi de  $19 \pm 5$  cm/k.a. e o tempo mínimo de deposição foi de 214,8 k.a.. Por fim, no intervalo 210 – 250 m foram identificados dois ciclos orbitais, obtendo a média harmônica de taxa mínima de acumulação de 20 cm/k.a e tempo mínimo de deposição de 196,3 k.a.. Para o

pacote completo foram identificados que as espessuras de 20 m correspondem aos ciclos de excentricidade curta de 100 k.a.

Monteiro *et al.* (2019) realizaram as descrições litológica e petrográfica, em amostras entre as profundidades 150 e 50 metros do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE. Os autores caracterizaram 11 microfácies (MF.11-MF.1) e traçaram uma evolução ambiental para essa sequência. As microfácies MF.11-8 compreendem dolomitos, calcários e calcários dolomíticos formados em ambientes neríticos profundos. A microfácies MF.7 é composta por um calcirrudito grosso que marca um escorregamento local e uma notável mudança no regime sedimentar. As microfácies MF.6-4 são formadas por calcários, calcários dolomíticos, e dolomitos calcíticos e apresenta maior contribuição da fauna bentônica e episódios de aloctonia mais expressiva. A microfácies MF.3 compreende calcários e calcários dolomíticos, mais nitidamente bioturbados, ocorrendo a ausência de laminação e considerável assembleia bentônica que sugerem rápidas mudanças de oxigenação. A microfácies MF.2 é composta por calcários impuros que registram fragmentos milimétricos de equinoides e peixes, que demonstram ação de aportes sedimentares da rampa interna ou central. A microfácies MF.1 é formada por dolomitos calcíticos impuro a dolomitos, correspondendo provavelmente a regressões marginais.

Valle *et al.* (2019a) estudaram a evolução estratigráfica dos 439 m do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, a partir de análises faciológicas, de perfis de raio gama, bem como de caracterização geoquímica (COT e conteúdo total de enxofre). Os autores identificaram 10 microfácies (MF 10-1). A microfácies MF 10 é composta por argilitos que apresentam abundância de bioclastos, interpretada como um depósito subaquoso de baixa energia. A microfácies MF 9 é formada por argilitos que apresentam bioclastos de plantas, interpretada como um depósito marinho próximo ao continente. A microfácies MF 8 compreende margas com estruturas maciças ou laminadas, interpretada como a



deposição alternada de lama carbonática e terrígena em ambiente subaquoso de baixa energia. A microfácies MF 7 é composta por argilitos com a presença de grãos alóctones, interpretados como um depósito de fluxo de detritos. O intervalo MF 6-5 é formado por argilitos e calcilutitos, interpretado como depósitos carbonáticos e terrígenos em ambiente subaquoso de baixa energia. O intervalo MF 4-2 compreende calcilutitos, interpretado como depósitos de fluxo de detritos na base do talude. A microfácies MF 1 é composta principalmente por dolomita, em que a textura original da rocha não foi preservada pela ocorrência de zonas de fratura. Os autores concluíram que o intervalo trata de uma sucessão Albiana superior-Turoniana inferior depositada em uma plataforma mista carbonática-siliciclastica alterando-se gradualmente para uma rampa carbonática.

Valle *et al.* (2019b) estudaram a ocorrência e a expressão do Evento Anóxico Oceânico 2 (OAE2) no testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE. Foram realizadas análises sedimentológicas, petrográficas, de palinórfos, de conteúdo de carbono orgânico total (COT) e de isótopos de oxigênio e carbono. Todo o Cenomaniano da seção estudada apresenta episódios disóxicos-anóxicos, indicados pelo elevado conteúdo de pirita, altos valores de COT e variação no conteúdo fossilífero. Foi identificado um episódio de anoxia mais intensa no Cenomaniano – Turoniano inicial, sendo correlacionada ao OAE2.

Silva Jr. *et al.* (2020) realizaram o primeiro estudo bioestratigráfico em 78 amostras do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, com base em nanofósseis calcários. Os autores reconheceram 127 espécies. A partir da aplicação dos biozoneamentos referência de Bown *et al.* (1998) e Burnett (1998), e também utilizando alguns bioeventos provenientes de Antunes (1997), os autores reconheceram 11 intervalos bioestratigráficos (BC26 – UC7). Esse trabalho indicou Idade Albiano final – Turoniano inicial para a seção representada no testemunho, além da presença de uma discordância intra-Cenomaniano inferior na profundidade 316 m.

Vázquez-García *et al.* (2021) estudaram a fauna de ostracodes em 44 amostras do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, correspondentes ao intervalo Albiano superior-Cenomaniano inferior? (Silva Jr. *et al.*, 2020). Foram identificadas 52 espécies, distribuídas em 31 gêneros e 16 famílias. Os autores reconheceram a Biozona de ostracodes MAS-1, de Idade Albiano final (Antonietto *et al.*, 2015), e posicionaram o limite Albiano superior/Cenomaniano inferior na primeira ocorrência da espécie *Bythoceratina tamarae* na amostra 315,30 m.

Silva Jr. *et al.* (2022) utilizaram as assembleias de nanofósseis calcários provenientes das análises realizadas por Silva Jr. *et al.* (2020), assim como, dados geoquímicos levantados por Valle *et al.* (2019a), buscando obter uma interpretação paleoambiental para os 439m do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE. Os autores ainda realizaram uma revisão bioestratigráfica do trabalho de Silva Jr. *et al.* (2020) e, com base na primeira ocorrência de *Microrhabdulus decoratus*, indicaram uma nova posição (328 m) e maior amplitude para o hiato registrado em seu trabalho anterior (parte mais superior do Albiano e o Cenomaniano inferior).

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1. Material de estudo

O material de estudo é proveniente do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE ( $10^{\circ}50'49.79''$  S;  $37^{\circ}10'2.34''$  O), perfurado no ano de 2015 pelo LAGESED/Universidade Federal do Rio de Janeiro no âmbito do Projeto SACL, na Pedreira Votorantim, Município de Laranjeiras, estado de Sergipe (Figura 3). Este poço atingiu 439 metros de extensão e obteve 95% de recuperação (Valle *et al.*, 2019a).

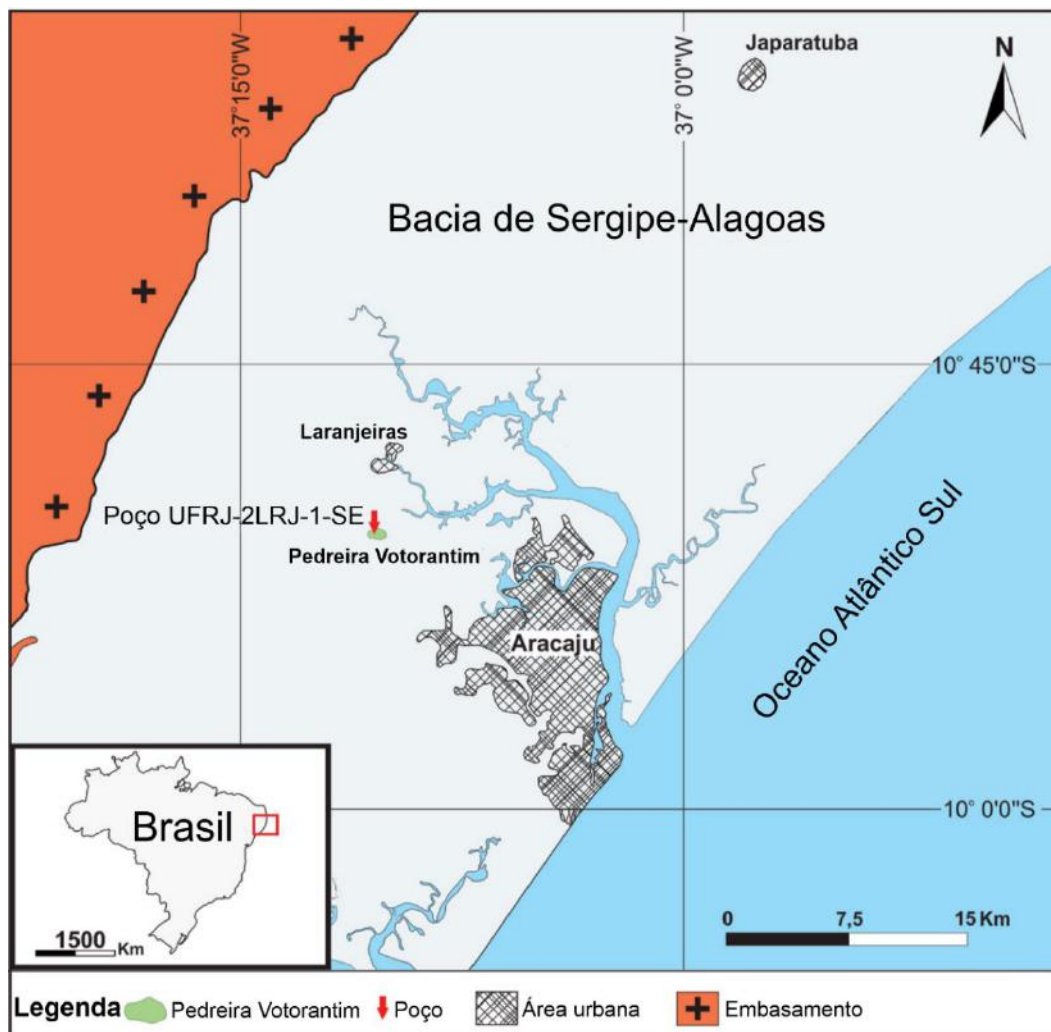


Figura 4: Mapa da Bacia de Sergipe-Alagoas com destaque para a localização do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE (Adaptado de Valle *et al.*, 2019a)

## **5.2 Seleção e processamento das amostras**

Para este estudo foram selecionadas 25 amostras entre as profundidades 366,00 a 300,00 m (Albiano superior - Cenomaniano inferior?) do poço UFRJ-2-LRJ-01-SE. A seleção dessas amostras obedeceu a um espaçamento regular de aproximadamente três metros, priorizando os intervalos argilosos (Figura 4). Além das amostras selecionadas foram incorporadas neste estudo 11 análises de nanofóssies calcários do trabalho de Silva Jr. *et al.* (2020).

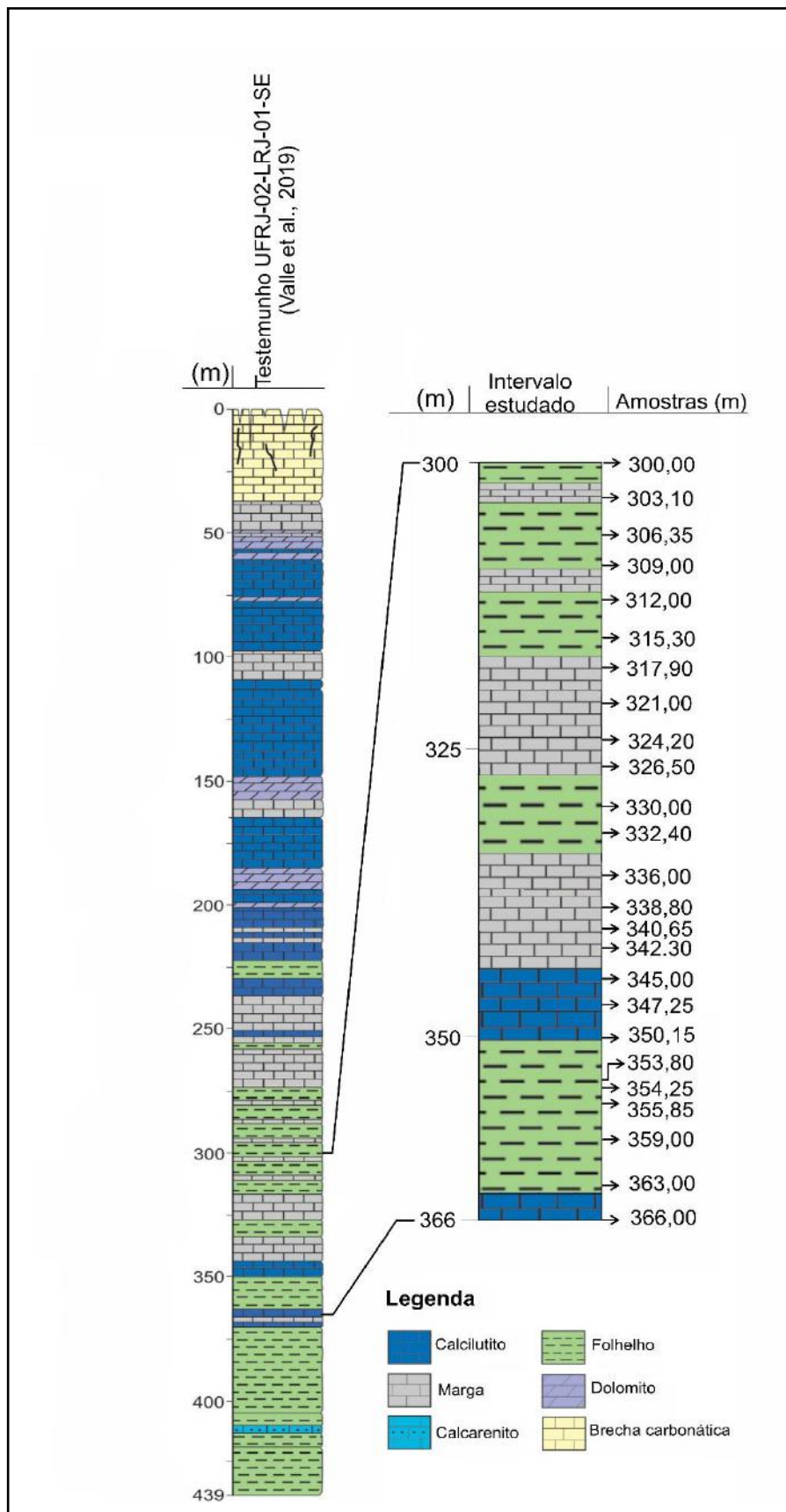


Figura 5: Perfil litológico esquemático do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE, com destaque para o intervalo em que as amostras foram coletadas. (Adaptado de Vázquez-García *et al.*, 2021).

O processamento das amostras foi realizado no Laboratório de Preparação de Microfósseis/Departamento de Geologia (DGEL)/Instituto de Geociências (IGEO)/Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), seguindo metodologias descritas por Bown & Young (1998), visando a preparação de duas lâminas para cada amostra, sendo uma não-centrifugada e uma centrifugada. Para a preparação da lâmina não-centrifugada seguiu-se a técnica *pipette strew slide*, enquanto para a lâmina centrifugada foi seguida a técnica *short centrifuging*, considerando-se as adaptações apresentadas por Alves (2016) e descritas a seguir.

O processamento inicia-se com a maceração das amostras, com auxílio de um martelo. Após a maceração, o material é imerso em água destilada adicionada de um desfloculante (hexametáfosfato de sódio), levado ao banho ultrassônico por 10 minutos, e deixado em descanso por cerca de 12 a 24 horas para que ocorra a desagregação do sedimento. Após o fim do tempo de descanso da amostra, a solução água + sedimento desagregado é homogeneizada e deixada em repouso por um minuto, sendo em seguida despejada uma pequena quantidade desse líquido em um frasco com tampa, o qual é utilizado para preparação da lâmina não-centrifugada (*smear slide*). Posteriormente, repete-se o procedimento, porém, desta vez, o líquido é colocado em um tubo de ensaio para ser submetido ao processo de centrifugação, que consiste em três etapas. Na primeira delas, os tubos de ensaio com a solução água + sedimento desagregado são levados à centrífuga na rotação de 350 rpm por 30 segundos. Após isso, o líquido sobrenadante é transferido para outro tubo de ensaio, sendo o material submetido à segunda etapa de centrifugação, na rotação de 850 rpm por 30 segundos. Desta vez, o líquido em suspensão é descartado e o material no fundo do tubo é mantido. Adiciona-se água destilada a esse material até completar a capacidade do tubo de ensaio, o qual é colocado na centrífuga pela terceira vez, na rotação de 850 rpm por um minuto. Após esse processo, o líquido

em suspensão é descartado e uma pequena quantidade de água destilada é adicionada ao material restante na base do tubo. A solução água destilada + material do fundo é despejada em um frasco com tampa. Com o material pronto nos respectivos frascos realiza-se a confecção das lâminas: em uma placa aquecedora à temperatura de 40° C, despeja-se o líquido sobre uma lâmina de vidro com auxílio de uma pipeta e, após a secagem do líquido cola-se a lamínula utilizando cola ótica Norland 61 (NOA 61).

### **5.3 Análise bioestratigráfica**

A análise dos nanofósseis calcários foi realizada no Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (MicrA)/DGEL/IGEO/UFRJ, utilizando um microscópio óptico *Zeiss Axio Imager.A2m*, sob luz polarizada e com aumento de 1000x. Foi utilizada uma câmera *AxioCam MRC* acoplada ao microscópio e o *software AxioVision LE64* para a aquisição das imagens das principais espécies identificadas no estudo.

Para a classificação do nível de preservação dos nanofósseis calcários foi utilizado o grau de influência de processos diagenéticos (recristalização e dissolução), analisado a partir da facilidade na identificação taxonômica das espécies, como a identificação de espécies quebradas, evidências de dissolução, sobrecrecimento e estado das ornamentações. Desse modo, adotou-se a seguinte classificação: Bom – espécimes de fácil identificação taxonômica, sem indicativo de recristalização e/ou dissolução, permitindo a identificação até nível de espécie; Regular – maioria dos espécimes de fácil de fácil reconhecimento taxonômico, com alguns exemplares apresentando dissolução e/ou recristalização; Ruim – maior parte dos espécimes com indicativos de recristalização e/ou dissolução, dificultando a identificação até o nível de espécie (Silva Jr. *et al.*, 2020).

Primeiramente foi realizada a análise qualitativa do conteúdo nanofossilífero presente nas amostras a partir da leitura de 3 transversais nas lâminas com material centrifugado. Posteriormente, foi realizada a análise quantitativa utilizando as lâminas sem centrifugação, aplicando com modificação o método de cascata de Styzen (1997) para 100 campos de visão (Silva Jr. *et al.*, 2020). Neste método, quando uma espécie atinge o número pré-determinado de espécimes por campo de visão, esse valor é multiplicado por um fator pré-definido, resultando no número total da espécie em 100 campos de visão (Tabela 1).

Tabela 1: Método cascata para contagem de nanofósseis calcários para 100 campos de visão (modificado de Styzen, 1997)

<b>100 Campos de Visão</b>		
<b>Campos de Visão</b>	<b>Número de espécimes</b>	<b>Fator-X</b>
2	50	50
4	30	25
5	20	20
8	16	12,5 arredondar para cima
10	14	10
20	12	5
25	10	4
40	7	2,5 Arredondar para baixo
50	5	2

A identificação taxonômica dos nanofósseis calcários foi embasada nos trabalhos de Perch-Nielsen (1985), Burnett (1998) e no *website* Nannotax3 (Young *et al.*, 2022). Todas as espécies reconhecidas encontram-se listadas em ordem alfabética no Apêndice A e as fotomicrografias dos principais táxons encontram-se no Apêndice B. Os táxons observados neste estudo foram registrados no *software* BugWin e importados para o



*software StrataBugs*, o qual foi utilizado para a confecção dos gráficos e tabelas utilizados nas interpretações bioestratigráficas.

A interpretação bioestratigráfica teve como base os biozoneamentos internacionais propostos por Sissingh (1977) considerando as modificações de Perch-Nielsen (1985), Roth (1978) de acordo com o refinamento proposto por Bralower *et al.* (1995), e Burnett (1998), além do biozoneamento local de Antunes (1997). A escala de tempo utilizada é a de Gale *et al.*, 2020 (Figura 5). Nos resultados serão utilizadas as siglas PO e UO para primeira ocorrência estratigráfica e última ocorrência estratigráfica, respectivamente.

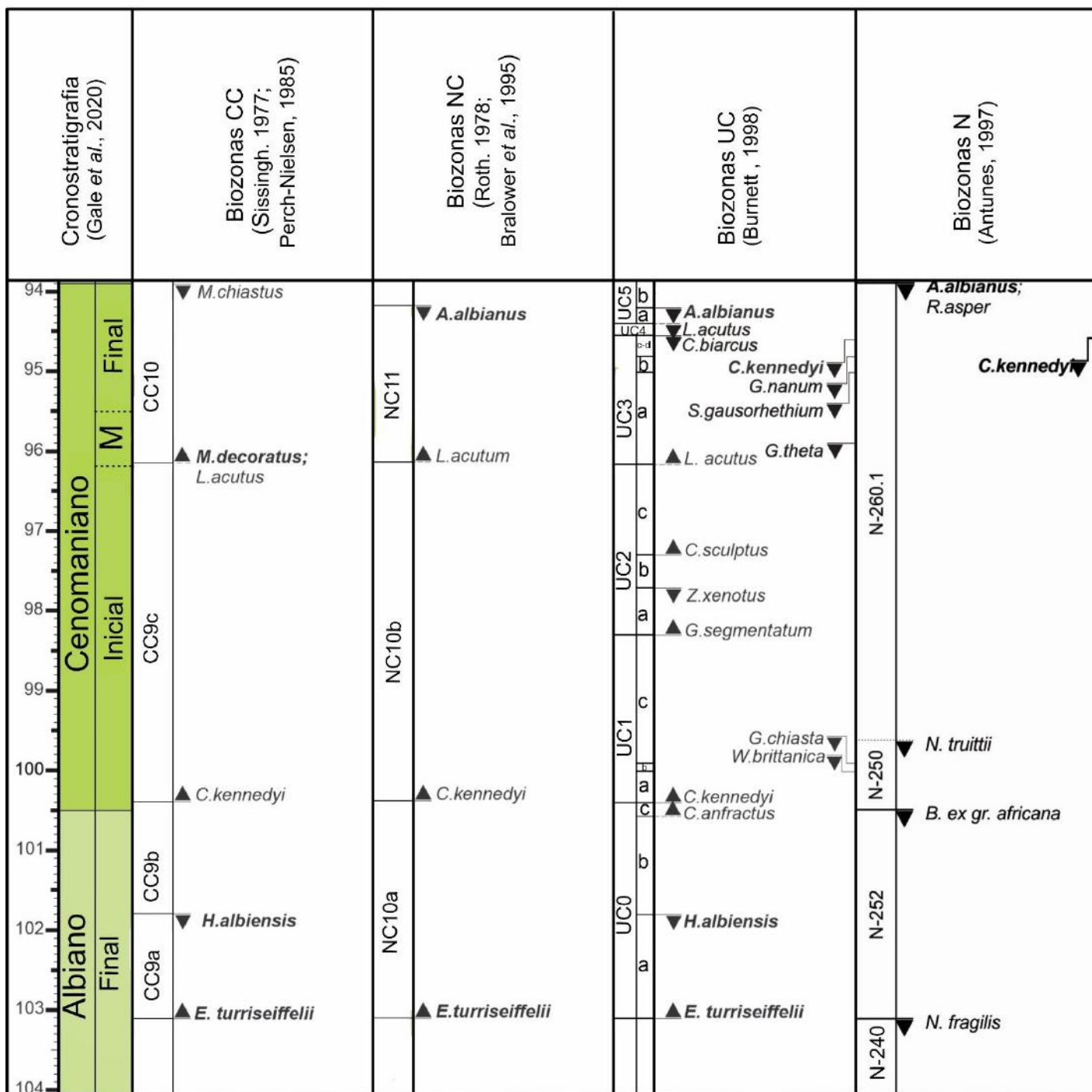


Figura 6: Recorte do intervalo Albiano final – Cenomaniano final dos biozoneamentos de referência utilizados no presente estudo (modificado de Silva Jr. *et al.*, 2020).

## 6 RESULTADOS

A análise taxonômica dos nanofósseis calcários recuperados na seção estudada possibilitou o reconhecimento de ao menos 96 espécies e 43 gêneros (Apêndice C). No geral, ao longo do intervalo estudado do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE a preservação dos nanofósseis calcários varia de boa a regular, exceto na amostra 306,35 m, que apresenta preservação ruim. A abundância das associações de nanofósseis calcários varia de 99 a 3260 espécimes, sendo as amostras 322,00 m (3260 espécimes), 336,00 m (2287) e 332,40 m (2235 espécimes) as mais abundantes, e as amostras 306,35 m (99 espécimes), 364,00 m (149 espécimes) e 358,00 m (284 espécimes) as menos abundantes. A riqueza específica no intervalo varia de 11 a 58 táxons, sendo as amostras 334,00 m (58 táxons), 346,00 m (57 táxons) e 328,00 m (57 táxons) as mais ricas, e as amostras 306,35 m (11 táxons), 315,30 m (32 táxons) e 324,20 m (32 táxons) as menos ricas. As espécies *Watznaueria barneseae* e *Biscutum constans* são as mais abundantes, sendo reconhecidas em todas as amostras analisadas. Espécimes dos gêneros *Eiffellithus*, *Rhagodiscus*, *Nannoconus* e *Zeugrhabdotus* também apresentam abundância significativa no intervalo de estudo.

A aplicação de biozoneamentos de referência de Sissingh (1977) e Perch-Nielsen (1985); Roth (1978) e Bralower *et al.* (1995); Burnett (1998); e Antunes (1997), permitiu reconhecer os bioeventos de PO de *Eiffellithus turriseiffelli*, *Gartnerago segmentatum* e *Microrhabdulus decoratus*, e UO de *Hayesites albiensis*, *Nannoconus fragilis*, *Nannoconus truitii*, *Gartnerago theta*, *Staurolithites gausorhetium* e *Axopodorhabdus albianus*. Registros raros e esparsos de espécimes de *Nannoconus quadriangulus*, espécie que apresenta distribuição estratigráfica restrita ao Aptiano (Perch-Nielsen, 1985), foram

reconhecidos nas amostras 355,85 m; 353,80 m; 346,00 m; 340,00 m; 322,00 m e 316,00 m.

m. A distribuição das espécies mais relevantes no estudo é representada na Figura 6.

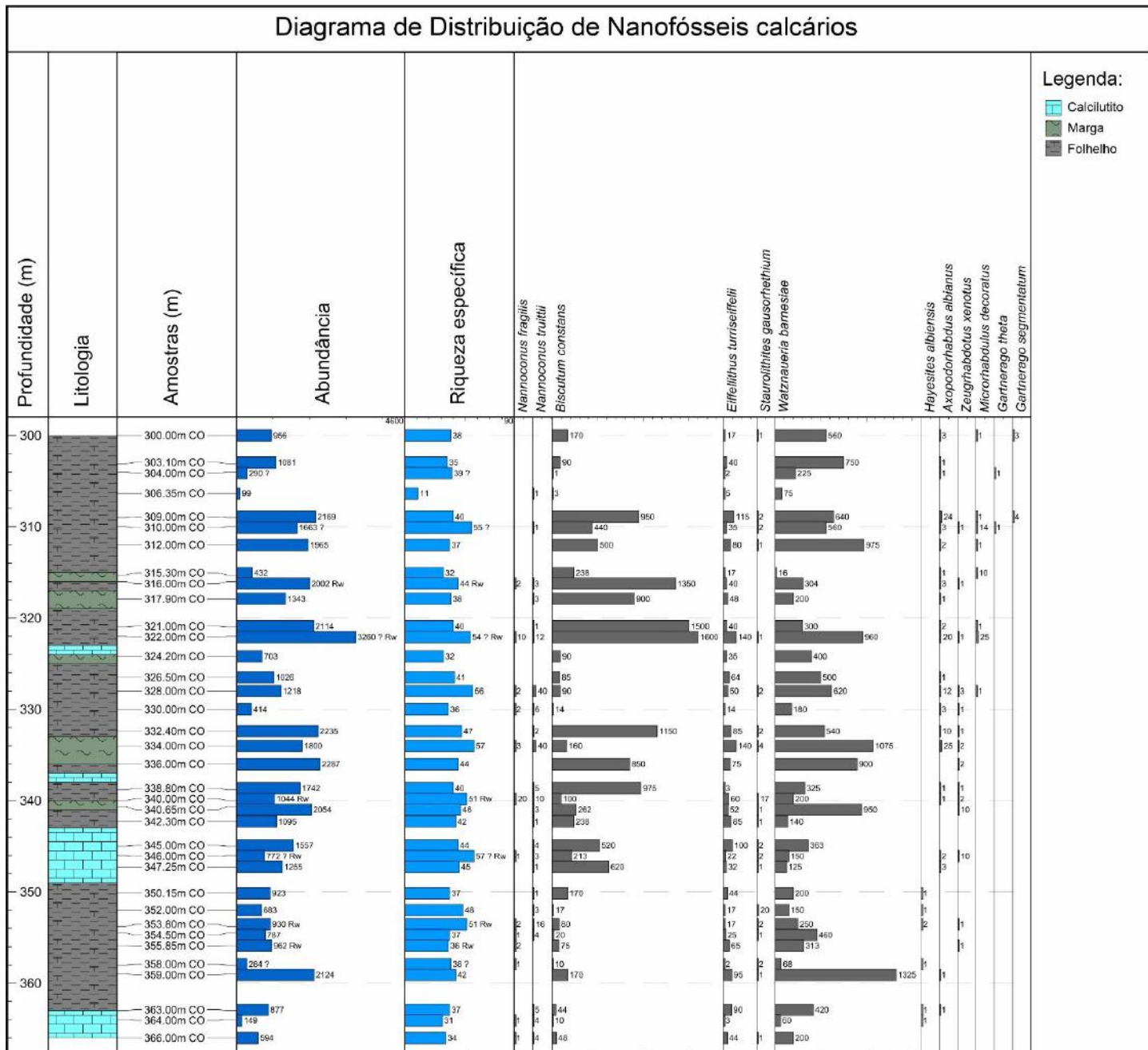


Figura 7: Diagrama de distribuição estratigráfica das espécies de nanofósseis calcários reconhecidos, de maior relevância para o presente estudo, no intervalo Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE.

A seguir, serão detalhadas a aplicação de cada um dos biozoneamentos utilizados para a seção estudada (Figura 7).

Biozoneamento CC (Sissingh, 1977 e Perch-Nielsen, 1985): a ocorrência de *E. turriseiffelii* na amostra mais basal analisada (366,00 m) indica a base da Biozona CC9/Subzona CC9a (Albiano final) no intervalo estudado. Acima da ocorrência de *E. turriseiffelii* foi identificada a UO de *Hayesites albiensis* na amostra 350,15 m. Este bioevento foi utilizado para marcar o limite inferior da Subzona CC9b (Albiano final). A Subzona CC9c não foi reconhecida no estudo devido à ausência de *Corolithion kennedyi*. Por fim, a PO de *Microrhabdulus decoratus* na amostra 328,00 m permitiu marcar a base da Biozona CC10 (Cenomaniano médio-final).

Biozoneamento NC (Roth, 1978; Bralower *et al.*, 1995): a ocorrência de *E. turriseiffelii* na amostra 366,00 m marca a base do intervalo bioestratigráfico NC10-NC11. Não foi possível subdividir as subzonas NC10a e NC10b, nem definir o limite entre as biozonas NC10 e NC 11 devido à ausência, respectivamente, de *C. kennedyi* e *Lithraphidites acutus* no intervalo estudado. O topo do intervalo bioestratigráfico NC10-NC11 foi marcado pela ocorrência da espécie *Axopodorhabdus albianus* na amostra mais superior do estudo (300,00 m).

Biozoneamento UC (Burnett, 1998): o reconhecimento de *E. turriseiffelii* na amostra mais basal (366,00 m) indica a ocorrência da Subzona UC0a (Albiano final) nessa profundidade. A UO de *H. albiensis* na amostra 350,15 m permitiu definir o topo da Subzona UC0a (Albiano final). A subdivisão das subzonas UC0b-c não foi possível devido à ausência de *Calculites anfractus* no intervalo estudado. A Biozona UC1 (UC1a-

c) não foi reconhecida, devido à ausência dos bioeventos marcadores (PO de *C. kennedyi* e UO de *Watsnaueria brittanica* e *Gartnerago chiasta*). O próximo bioevento reconhecido foi a PO de *Gartnerago segmentatum*, o que sugere a base da Biozona UC2 (Cenomaniano inicial) na amostra 309,00 m. A subdivisão da Biozona UC2 não foi possível em razão tanto da UO de *Zeugrhabdotus xenotus* no intervalo ocorrer abaixo da PO de *G. segmentatum*, quanto da ausência da PO de *Cylindralithus sculptus*. A PO de *L. acutus*, a qual marca a base da Subzona UC3a, não foi reconhecida nas amostras estudadas. A base da Subzona UC3b (Cenomaniano médio-final) foi marcada na amostra 304,00 m, através da UO de *G. theta*. A ocorrência de *S. gausorhetium* na amostra mais superior do intervalo estudado (300,00m), sugere que o topo da seção não é mais novo do que o Cenomaniano final, correspondente à Subzona UC3b.

Biozoneamento N (Antunes, 1997): a UO de *Nannoconus fragilis* na amostra 328,00 m foi utilizada para posicionar o limite superior da Biozona N-240 (Albiano final). A Biozona N-252 não foi reconhecida, uma vez que, a UO de *Braarudosphaera africana* foi registrada na mesma profundidade da UO de *N. fragilis*. Na amostra 306,35 m foi reconhecida a UO de *Nannoconus truitii* o que possibilitou marcar o topo da Biozona N-250 (Albiano final – Cenomaniano inicial). A ocorrência de *Axopodorhabdus albianus* na amostra mais superior do estudo, indica que o topo do intervalo estudado é limitado pela Biozona N-260.1 (Albiano final – Cenomaniano).

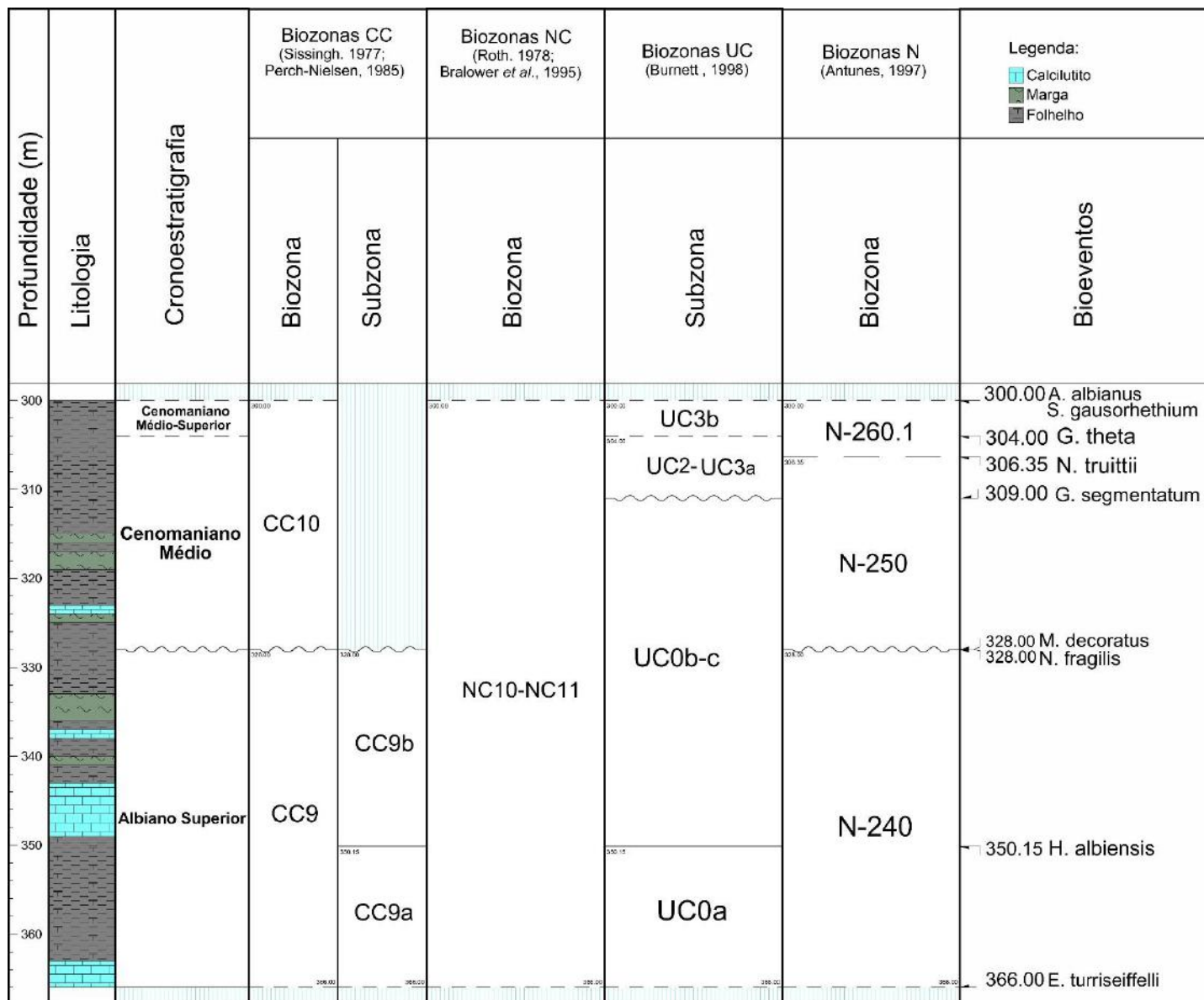


Figura 8: Resumo da aplicação dos biozoneamentos de referência no limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE.

## 7 DISCUSSÃO BIOCRONOESTRATIGRÁFICA

A correlação dos resultados obtidos com a aplicação dos biozoneamentos de referência permitiu atribuir idade Albiano final – Cenomaniano médio-final ao intervalo estudado. Essa interpretação será apresentada e discutida a seguir, focando cada um dos subintervalos cronoestratigráficos reconhecidos (Figura 8).

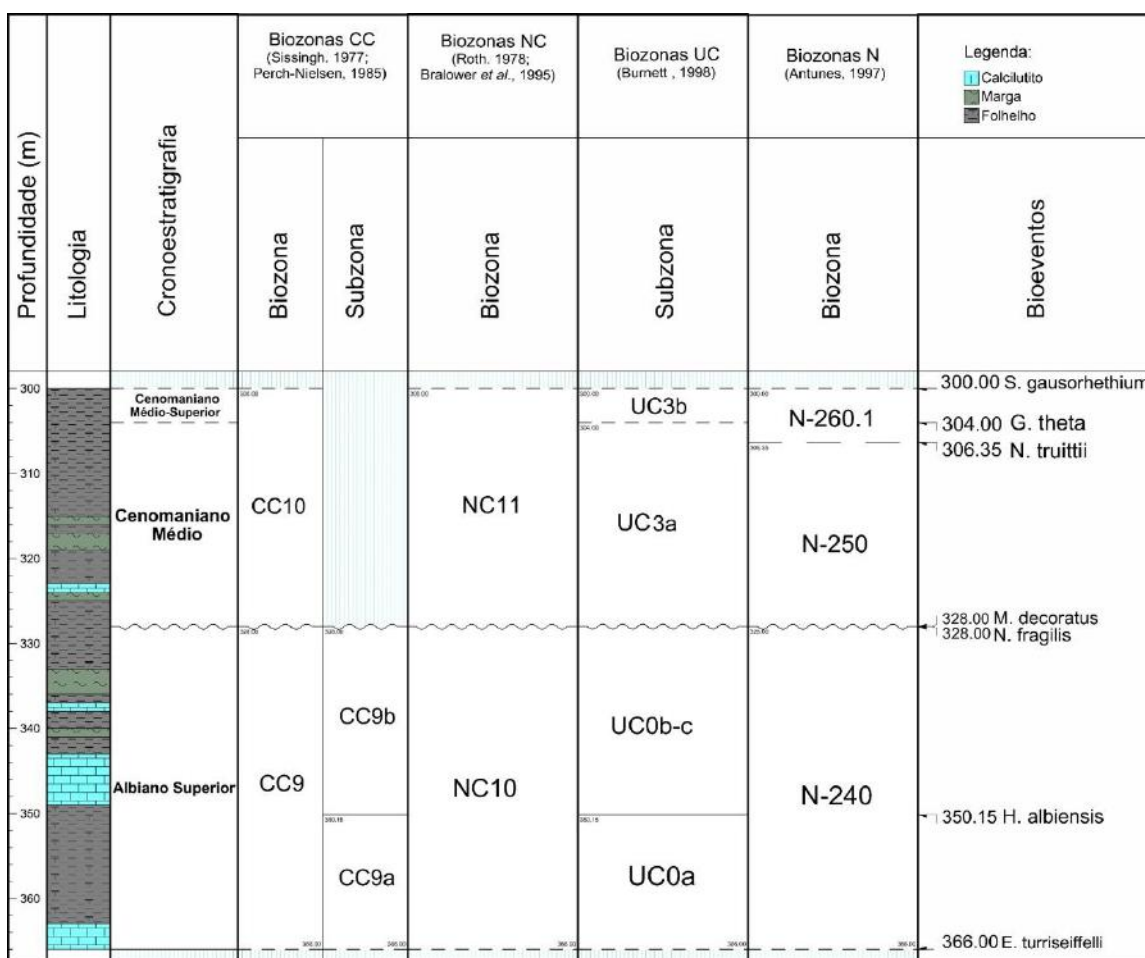


Figura 9: Interpretação bioestratigráfica do limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ01-SE.

O intervalo Albiano superior foi reconhecido de 366,00 m (PO de *Eiffelithus turriseiffelii*) a 328,00 m (UO de *Nannoconus fragilis*). A parte média do Albiano superior



foi reconhecido pela ocorrência das biozonas UC0 (Subzona UC0a) e CC 9 (Subzona CC9a), marcadas através da ocorrência de *E. turriseiffelii* na parte mais basal do intervalo estudado, e da Subzona CC9b (UO de *H. albiensis*). O topo do Albiano foi marcado através do limite superior da Biozona N-240 (Albiano superior), marcado através da UO de *N. fragilis* na amostra 328,00 m. Antunes (1997) sugere que a UO de *N. fragilis* seria coincidente com a PO de *E. turriseiffelii* dos biozoneamentos internacionais de Sissingh (1977), Perch-Nielsen (1985); Roth (1978), Bralower *et al.* (1995); e Burnett (1998). Porém, essa correlação não se aplica na seção estudada, pois a UO de *N. fragilis* foi reconhecida em nível estratigráfico mais acima do que a PO de *E. turriseiffelii*, assim como ocorre nos estudos de Pedrosa (2013) e Silva Jr. *et al.* (2020) também realizados na Bacia de Sergipe-Alagoas. A UO simultânea de *Braarudosphaera africana*, bioevento mais recente, e a UO de *N. fragilis* (Antunes, 1997) na amostra 328,00 m, indica que os espécimes de *N. fragilis*, até essa amostra, respeitam sua devida posição estratigráfica. Desse modo, os espécimes de *N. fragilis* reconhecidos acima dessa profundidade (322,00 e 316,00 m) foram interpretados como resultado de retrabalhamento, devido à ocorrência nessas amostras com *N. quadriangulus*, espécie restrita ao Aptiano. O reconhecimento, por Valle *et al.* (2019a), de fluxos gravitacionais em diversas porções do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE (microfácies 2, 3, 4 e 7) corrobora a ocorrência dos níveis de retrabalhamento reconhecidos pela análise de nanofósseis calcários.

A seção de Mont Risou no sudeste da França foi selecionada como GSSP (*Global Boundary Stratotype Section and Point*) para a base do Cenomaniano, a qual é marcada na PO do foraminífero planctônico *Thalmaninella globotruncanoides* (Gale *et al.* 1996; Gale *et al.*, 2020). Gale *et al.* (2020) posiciona o limite Albiano/Cenomaniano em 100,5 Ma, baseando-se na extrapolação da idade de tufos vulcânicos do Japão (Quidelleur *et al.*, 2011; Takashima *et al.*, 2019), coincidente com a base da subzona de amonoides

*Mantelliceras saxbii*. A partir do estudo de nanofósseis calcários, o limite Albiano - Cenomaniano foi identificado na Subzona CC9b (Gale *et al.*, 1996), sendo a PO de *C. kennedyi*, o bioevento que mais se aproxima do limite Albiano - Cenomaniano (Perch-Nielsen, 1985; Bralower *et al.*, 1995; Burnett, 1998). A ausência, no poço UFRJ-2-LRJ-01-SE, de bioeventos marcadores do Albiano superior e de todo o Cenomaniano inferior, como a PO de *C. kennedyi* (UC1), *G. segmentatum* (UC2) e *C. sculptus* (UC2c), e UO de *W. brittanica* (UC1b), *G. chiasta* (UC1c) e *Z. xenotus* (UC2b), sugere a ocorrência de uma discordância, englobando todo esse intervalo. A existência de tal discordância é corroborada pela PO de *M. decoratus* na amostra 328,00 m, indicando o Cenomaniano médio nessa profundidade. Sendo assim, o limite Albiano/Cenomaniano na seção é discordante, tendo sido marcado na profundidade 328 m. Outros estudos no Atlântico Sul, apontam hiatos no intervalo Albiano - Cenomaniano (Magniez-Jannin & Muller, 1987; Pedrosa, 2013). Para a mesma seção estudada no presente trabalho, Silva Jr. *et al.* (2020) propõe a ocorrência de uma discordância intra-Cenomaniano inicial. No entanto, Silva Jr. *et al.* (2022), apresentaram uma revisão bioestratigráfica que aponta a ausência de parte do Albiano superior e de todo o Cenomaniano inferior no poço UFRJ-2-LRJ-01-SE, hipótese que é corroborada no presente estudo.

O intervalo Cenomaniano médio foi reconhecido de 328,00 m (PO de *M. decoratus*) a 304,00 m (UO de *Gartnerago theta*). Sissingh (1977) propõe que a PO de *M. decoratus* é o bioevento marcador da base da Biozona CC10; posteriormente Perch-Nielsen (1985) definiu esse bioevento como sendo contemporâneo com a PO de *Lithravidites acutus*. Apesar da ocorrência de *L. acutus* não ser reconhecida no intervalo estudado, as biozonas UC3 e NC11 foram inferidas pela correlação com a PO de *M. decoratus*. O reconhecimento da Biozona UC3 na amostra 328,00 m, indica que a PO de *G. segmentatum* no intervalo estudado, que ocorre na amostra 309,00 m e marca a base da

Biozona UC2 (Cenomaniano inferior-médio) segundo o biozoneamento de Burnett (1998), é reconhecida fora da posição estratigráfica esperada. O limite superior do intervalo Cenomaniano médio foi definido através do topo da Subzona UC3a, marcado pela UO de *G. theta* na amostra 304,00 m (Silva Jr. *et al.*, 2020).

O intervalo Cenomaniano médio-superior foi reconhecido de 304,00 m (UO de *Gartnerago theta*) a 300,00 m (ocorrência de *Staurolithites gausorhetium*). A base da Subzona UC3b foi reconhecida através da UO de *G. theta*, enquanto que a ocorrência de *S. gausorhetium* na amostra 300,00 m aponta que o topo da seção estudada não pode ser mais recente que a porção inicial do Cenomaniano final (UC3b).

## 8 CONCLUSÕES

A partir do estudo de nanofósseis calcários realizado no intervalo entre as profundidades 366 – 300 m do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE foram identificados 43 gêneros e 96 espécies de nanofósseis calcários.

A aplicação de biozoneamentos de referência internacionais e local (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985; Roth, 1978; Bralower *et al.*, 1995; Burnett, 1998; Antunes, 1997) permitiu atribuir idade Albiano final – Cenomaniano médio-final, além de dividir a seção estudada em três intervalos cronoestratigráficos: Albiano superior, Cenomaniano médio e Cenomaniano médio-superior.

O intervalo Albiano superior (366 – 328 m) foi marcado a partir do reconhecimento das biozonas UC0/CC9 (PO de *E. turriseiffelii*) e N-240 (UO *N. truittii*) e das subzonas UC0a/CC9a e CC9b (UO de *H. albiensis*).

O intervalo Cenomaniano médio (328 – 304 m) foi definido a partir da identificação das biozonas CC10/UC3 (PO de *M. decoratus*) e da Subzona UC3a (UO de *G. theta*).

O intervalo Cenomaniano médio – superior (304 – 300 m) foi marcado a partir do reconhecimento da Subzona UC3b com a base marcada pela UO de *G. theta* e pela ocorrência de *S. gausorhetium* na amostra mais superior da seção estudada.

A ausência dos bioeventos marcadores da parte mais superior do Albiano superior (PO de *C. anfractus* e UO de *B. africana*) e do Cenomaniano inferior (PO de *C. kennedyi*, *G. segmentatum*, *C. sculptus* e *L. acutus*, e UO de *W. brittanica*, *G. chiasta* e *Z. xenotus*), associada à PO de *M. decoratus* (Cenomaniano médio) na amostra 328m, marca a ocorrência de um hiato na seção estudada que abrange parte do Albiano superior e todo

Cenomaniano inferior. Assim, o presente estudo aprofunda e corrobora a proposta de Silva Jr. *et al.* (2022), em detrimento da proposta anterior de Silva Jr. *et al.* (2020).

## 9 PRÓXIMOS PASSOS

O presente estudo fornece, além de refinamento bioestratigráfico para o intervalo estudado, dados adicionais que podem ser integrados com as diversas outras análises realizadas no poço UFRJ-2-LRJ-01-SE, visando melhor detalhamento bioestratigráfico, paleoambiental e paleoceanográfico do intervalo Albiano-Cenomaniano.

Dessa forma, os próximos passos a serem realizados em continuação ao presente trabalho são:

- aprofundar estudo sobre a distribuição estratigráfica de espécies de nanofósseis calcários no Atlântico Sul utilizando dados bibliográficos;
- aprofundar correlação sedimentológica e bioestratigráfica visando melhor entendimento da distribuição estratigráfica de certas espécies no poço UFRJ-2-LRJ-01-SE e níveis de retrabalhamento;
- realizar estudo paleoecológico do intervalo estudado com base nos dados quantitativos de nanofósseis calcários, aplicando índices de nutrientes e temperatura estabelecidos na bibliografia;
- integrar os dados de nanofósseis calcários com outras ferramentas, como foraminíferos, palinomorfos, carbono orgânico total e isótopos de carbono e oxigênio, com o intuito de aprimorar a interpretação biocronoestratigráfica, bem como melhor compreender o ambiente deposicional do poço UFRJ-2-LRJ-01-SE.

## Referências Bibliográficas

- Alves, T.D. 2016. Bioestratigrafia e Inferências Paleoecológicas com Base em Nanofósseis Calcários do Paleógeno-Neógeno no Norte da Bacia de Campos, Brasil (Poço Campos-01). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado. 68p.
- Antunes, R. L. 1984. Geohistória do paleocanyon de Fazenda Cedro, bacia do Espírito Santo – Brasil, segundo dados biocronoestratigráficos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. 1984, Rio de Janeiro, SBG, 2: 670-684.
- Antunes, R.L. 1987. Bioestratigrafia dos nanofósseis calcários do Meso- e Neocretáceo da porção emersa da Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 1 (1): 3-11.
- Antunes, R.L. 1997. Introdução ao Estudo dos Nanofósseis Calcários. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Série Didática, 115p.
- Antunes, R.L., Freitas, L. C. S. & Shimabukuro, S. 1986. The Cretaceous/Tertiary boundary in the Brazilian marginal basins: calcareous nannoplankton. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 58 (4): 612.
- Antunes, R.L., Sonoki, N. T. & Carminatti, M. 1987. Erosão e preenchimento do Paleocanyon de Enchova: importante episódio de curta duração ao sul da Bacia de Campos – Brasil, durante o Neo-Oligoceno e Eomioceno. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 59 (3): 277.
- Antunes, R.L., Sonoki, N.T. & Carminatti, M. 1988. The Enchova Paleocanyon (Campos Basin, Brazil): its Oligocene-Miocene history based on calcareous nannoplankton stratigraphy and seismostratigraphy. *Revista Brasileira de Geociências*, 18 (3): 283-290.
- Bown, P.R. & Young J.R. 1998a. Introduction. In: BOWN, P.R. (ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Chapman & Hall, p. 1-28.
- Bown, P.R., Lees, J.A. & Young, J. R. 2004. Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. In: *Coccolithophores*. Thierstein, H. R. *et al*, p 482- 508.
- Bralower, T., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M. P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 54: 65–79.
- Bramlette, M. N. & Riedel, W.R., 1954. Stratigraphic value of discoaster and some other microfossils related to recent coccolithophores. *Journal of Paleontology*, 28 (4): 385- 403.
- Bukry, D. 1969. Upper Cretaceous coccoliths from Texas and Europe. *The University of Kansas Paleontological Contributions*. 51 (Protista 2): 1-79.
- Bukry, D. 1993. Cretaceous coccolith correlation for Point Loma Formation outfall test well. San Diego. *US Geological Survey Open-file Report*. 93-567, 1-14.

- Bukry, D. 1994. Coccolith correlation of Late Cretaceous Point Lorna Formation at La Jolla and Carlsbad. San Diego County, California. *US Geological Survey Open-file Report*. 94-678, 1 - 23.
- Burnett, J.A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, British Micropalaeontological Society Publication Series. Chapman & Hall, p. 132–199.
- Campos Neto, O.P., Souza-Lima, W. & Cruz, F.E. 2007. Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2): 405-415.
- Concheyro, A., Olivera, A., Santillana, S., Marensi, S. and Rinaldi, C. (1991) Calcareous nannofossils from the Upper Cretaceous of Marambio Island, Antarctica. In: Congreso Geológico Chileno. Servicio Nacional de Geología y Minería Chile, resúmenes expandidos, 825-828.
- Crux, J.A. 1982. Upper Cretaceous (Cenomanian to Campanian) calcareous nannofossils, in *A Stratigraphical Index of Calcareous Nannofossils*, (ed. A.R. Lord). British Micropalaeontological Society Series, Ellis Horwood Limited, pp. 81 - 135.
- Feijó, F.J., 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8: 149-161.
- Ferreira, D. 2018. Caracterização organofaciológica e organogeoquímica de sedimentos das Formações Muribeca e Riachuelo, Cretáceo inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado. 44pg.
- Freitas, L.C.S. 1984. Nanofósseis calcários e sua distribuição (Aptiano-Mioceno) na Bacia Sergipe-Alagoas. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado. 247p.
- Gale, A.S., Kennedy, W.J., Burnett, J.A., Caron, M., Kidd, B.E., 1996. The Late Albian to Early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Drome, SE France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes). *Cretaceous Research*, 17:515-606.
- Gale, A.S., Mutterlose, J., Batenburg, S., with Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Petrizzo, M.R., contributors), 2020. Chapter 27: The Cretaceous Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G. (Eds.), *The Geological Time Scale*, Book Volume 2, Part III. Geological Periods Phanerozoic, pp. 1023-1086.
- Goharian, F. 1971. Etude, micropaléontologique, du Campanien types Charentes, conséquences stratigraphiques. *Rev. Micropaléont.*, 14: 20-34.
- Gomide, J. 1982. Bioestratigrafia do nannoplankton calcário da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 25: 129-137.



- Gyawali, B. R. Nishi, H., Takashima, R., Herrle, J. O., Takayanagi, H., Latil, J. L., Iryu, Y., 2017. Upper Albian–upper Turonian calcareous nannofossil biostratigraphy and chemostratigraphy in the Vocontian Basin, southeastern France. *Newsletters on Stratigraphy*, 50 (2): 111-139.
- Koutsoukos, E.A.M., 1989. Mid to late cretaceous microbiostratigraphy, paleoecology and paleogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil. Department of Geological Sciences of Polytechnics South West, Plymouth. Tese de Doutorado. 645p.
- Lana, M.C., 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectonosedimentar. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. (Eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Editora Gávea, Rio de Janeiro, 311–332.
- Le-cointre, N.G. 1959. Le Turonien dans sa region-type: La Tourraine. In: C.R. Congr. Soc. Sav., Paris et Depts., pp. 415-423.
- Magniez-Jannin, F. & Muller, C. 1987. Cretaceous Stratigraphic and paleoenvironmental data from the South Atlantic (foraminifers and nannoplankton). *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (2): 100-105.
- Manivit, H. *et al.* 1979. Calcareous Nannofossil events in the Lower and Middle Cretaceous. *INA. Newsletter*, 1(7).
- Martini, E. 1976. Cretaceous to Recent calcareous nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33). *Initial Rep. Deep Sea drill. Proj.*, 33: 383-423.
- Mertiniene, R. (1993) The Upper Cretaceous nannoplankton zones of south-eastern Lithuania. *Geologija*, 14: 153-156.
- Monteiro, R.S., Favoreto, J., Lopes, J.N., Borghi, L. 2019. Análise Microfaciológica de uma seção em testemunho da Formação Cotinguiba, Cretáceo da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Geociências*, 38 (2): 391-407.
- Oliveira, L. C. V. 1989. Ocorrência da Zona de Nanofóssil *Axopodorhabdus albianus* na bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3 (4): 405-408.
- Perch-Nielsen, K. 1977. Albian to Pleistocene calcareous nannofossils from the Western South Atlantic, DSDP Leg 39. *Initial Rep. Deep Sea drill. Proj.*, 39: 699-825.
- Perch–Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch–Nielsen, K. (Ed.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 329–426.
- Perch-Nielsen, K., Sadek, A., Barakat, M.G. and Teleb, F. 1978. Late Cretaceous and Early Tertiary Calcareous nannofossil and Planktonic foraminifera zones

- from Egypt. In: Actes da VI Colloque Africain de Micropaléontologie - Tanis 1974. *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunis, 28: 337-403.
- Ponte, F. C., Asmus, H. E. 1976. The Brazilian margin basins-current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, supl., p. 215-240.
- Quadros, L.P. & Gomide, J. 1972. Nanofósseis calcários na plataforma continental do Brasil. *Boletim técnico da Petrobras*, 15 (4): 339-354.
- Quadros, L.P. 1981. Contribuição à paleoecologia do Cretáceo Superior na área de Brejo Grande (bacia Sergipe/Alagoas): estudo efetuado com base em nanofósseis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 53 (3): 395- 403.
- Quidelleur, Xavier & Fiet, Nicolas & Takashima, Reishi & Tiepolo, Massimo & Desmares, D. & Nishi, Hiroshi & Grosheny, D. 2011. New U-Pb (ID-TIMS and LA-ICPMS) and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints of the Cretaceous geologic time scale calibration from Hokkaido (Japan). *Chemical Geology*, 286 (3-4): 72-8
- Romein, B.J. 1962. On the type locality of the Maastrichtian (Dumont 1849), the upper boundary of that stage and on the transgression of Maastrichtian s.l. in Southern Limburg. *Meded. Geol. Stichting*, n.ser., 15: 77-84
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, (44): 731-760.
- Russo, F. 2014. Calcareous nannofossil revised biostratigraphy of the latest Albian-earliest Campanian time interval (Late Cretaceous). Università Degli Studi Di Milano, PHD tesis, 155p.
- Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe / Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobras*, 12 (1): 21-86.
- Seronie-Vivien, M. 1959. Les localités types du Senonien dans les environs de Cognac et de Barbezieux (Charente). In: C.R. Congr.Soc. Sav., Paris et Depts., pp. 579-589.
- Shafik, S. 1990. Late Cretaceous nannofossil biostratigraphy and biogeography of the Australian western margin. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Report 295: 1 - 164.
- Silva Jr., R., de Moraes Rios-Netto, A., Silva, S. C., Valle, B., Borghi, L., & Abbots-Queiroz, F., 2019. Middle Cretaceous calcareous nannofossils from the cored well UFRJ-2-LRJ-01-SE, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil: New biostratigraphy and paleobiogeographic inferences. *Cretaceous Research*, 106. 104245.
- Silva Jr., R., Erba, E., Rios-Netto, A., Silva, S. C., Alves, T. D., Motta, A. L. G., Valle, B. Borghi, L., Abbots-Queiroz, F. 2022. Calcareous nannofossils and oceanic anoxic event 2 in the South Atlantic Ocean: new paleoecological insights from the

core UFRJ-2-LRJ-01-SE (Sergipe-Alagoas Basin) [Manuscript submitted for publication]

- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, 65 (1): 37–65.
- Souza–Lima, W., Andrade, E.J., Bengston, P., Galm, P.C., 2002. A Bacia Sergipe Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. In: Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, pp. 1–34. Espec. 1.
- Takashima, R., Nishi, H., Yamanaka, T., Orihashi, Y., Tsujino, Y., Quidelleur, X., Hayashi, K., Sawada, K., Nakamura, H., & Ando, T. 2019. Establishment of upper cretaceous bio- and carbon isotope stratigraphy in the northwest Pacific Ocean and radiometric ages around the albian/cenomanian, coniacian/santonian and santonian/campanian boundaries. *Newsletters on Stratigraphy*, 52 (3): 341-376.
- Tang, V.A. 2017. Análise cicloestratigráfica do intervalo Cenomaniano superior-Turoniano inferior (Formação Cotinguiba) da Bacia de Sergipe-Alagoas. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Trabalho de conclusão de curso. 91p.
- Troelsen, J.C. & Quadros, L.P. 1971. Distribuição bioestratigráfica dos nanofósseis em sedimentos marinhos (Aptiano-Mioceno) do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43: 577-609.
- Valle, B.; Dal´Bó, P.F.; Mendes, M.; Favoreto, J.; Rigueti, A.L.; Borghi, L.; Silva Jr., R.P. 2019a. Stratigraphic evolution of a Brazilian carbonate platform during the Cretaceous: the late Albian–early Turonian of the Sergipe–Alagoas Basin. *Facies*, 65 (1): 1-17.
- Valle, B., Dal’ Bó., P.F., Mendes, M., Favoreto, J., Rigueti, A.L., Borghi, L., Mendonça, J.O. & Silva Jr, R. 2019b. The expression of the Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2) in northeast of Brazil (Sergipe-Alagoas Basin). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 529: 12-23.
- Vázquez-García, B., Ceolin, D., Fauth, G., Borghi, L., Valle, B., & Netto, A. D. M. R., 2021. Ostracods from the late Albian–early Cenomanian of the Sergipe–Alagoas Basin, Brazil: New taxonomic and biostratigraphic inferences. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103169.
- Wanderley, M.D. 1987. Estudo de uma seção cretácica da bacia Potiguar com base em nanofósseis calcários. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de mestrado, 162p.

- Wan, X., Burnett, I. & Gallagher, L. 1993. A preliminary correlation between the Cretaceous calcareous nannofloras and foraminifera of southern Tibet. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 25: 41-56.
- Wise, S. W. Jr. 1983. Correlation of Upper Campanian-Lower Maastrichtian calcareous nannofossil assemblages in frill and piston cores from the Falkland Plateau, Southwest Atlantic Ocean. *Initial Rep. Deep Sea drill Proj.* 36: 296-309.

**Apêndice A – Lista taxonômica dos nanofósseis calcários identificados no limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE.**

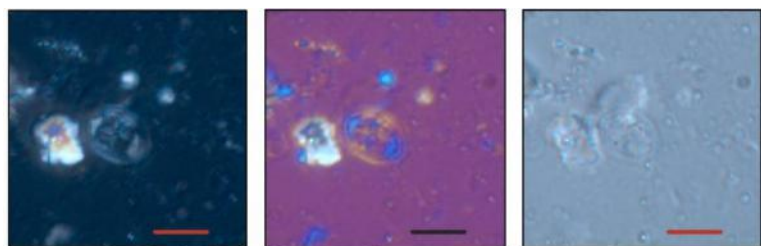
1. *Acuturris scotus* (Risatti, 1973) Wind & Wise in Wise & Wind, 1977
2. *Amphizygus brooksii* Bukry, 1969
3. *Assipetra terebrodentarius* (Applegate *et al.* in Covington & Wise, 1987) Rutledge & Bergen in Bergen, 1994
4. *Axopodorhabdus albianus* (Black, 1967) Wind & Wise 1983
5. *Biscutum constans* (Górka, 1957) Black in Black and Barnes, 1959
6. *Braarudosphaera africana* Stradner, 1961
7. *Braarudosphaera pseudobatilliformis* Alves *et al.* 2017
8. *Braarudosphaera* spp.
9. *Broinsonia enormis* (Shumenko, 1968) Manivit, 1971
10. *Broinsonia galloisii* (Black, 1973) Bown in Kennedy *et al.*, 2000
11. *Broinsonia matalosa* (Stover, 1966) Burnett in Gale *et al.*, 1996
12. *Broinsonia* spp.
13. *Broinsonia stenostaurion* Hill, 1976
14. *Bukryolithus ambiguus* Black, 1971
15. *Calcicalathina alta* Perch-Nielsen, 1979
16. *Calculites anfractus* (Jakubowski, 1986) Varol & Jakubowski, 1989
17. *Calculites percernis* Jeremiah, 1996
18. *Chiastozygus litterarius* (Górka, 1957) Manivit, 1971
19. *Chiastozygus platyrhethus* Hill, 1976
20. *Chiastozygus spissus* Bergen in Bralower & Bergen, 1998
21. *Corollithion signum* Stradner, 1963
22. *Cretarhabdus conicus* Bramlette & Martini, 1964
23. *Cretarhabdus striatus* (Stradner, 1963) Black, 1973
24. *Cylindralithus biarcus* Bukry, 1969
25. *Cylindralithus serratus* Bramlette & Martini, 1964
26. *Discorhabdus ignotus* (Górka, 1957) Perch-Nielsen, 1968
27. *Eiffellithus equibiramus* Watkins & Bergen, 2003
28. *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, 1965
29. *Eiffellithus monechiae* Crux, 1991
30. *Eiffellithus paragodus* Gartner, in Robaszynski *et al* 1993
31. *Eiffellithus praestigium* Watkins & Bergen, 2003
32. *Eiffellithus* spp.
33. *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965
34. *Eiffellithus vonsalisiae* Watkins & Bergen, 2003
35. *Eiffellithus? hancockii* Burnett, 1997
36. *Eprolithus apertior* Black, 1973
37. *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966

38. *Eprolithus* spp.
39. *Flabellites oblongus* (Bukry, 1969) Crux in Crux *et al.*, 1982
40. *Gartnerago nanum* Thierstein, 1974
41. *Gartnerago segmentatum* (Stover, 1966) Thierstein, 1974
42. *Gartnerago theta* (Black in Black & Barnes, 1959) Jakubowski, 1986
43. *Grantarhabdus coronadventis* (Reinhardt, 1966) Grün in Grün and Allemann, 1975
44. *Hayesites albiensis* Manivit, 1971
45. *Helicolithus compactus* (Bukry, 1969) Varol & Girgis, 1994
46. *Helicolithus trabeculatus* (Górka, 1957) Verbeek, 1977
47. *Lithraphidites alatus* Thierstein in Roth & Thierstein, 1972
48. *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, 1963
49. *Lithraphidites* spp.
50. *Loxolithus armilla* (Black in Black & Barnes, 1959) Noël, 1965
51. *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit, 1965) Thierstein, 1971
52. *Microrhabdulus belgicus* Hay & Towe, 1963
53. *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, 1959
54. *Nannoconus elongatus* Brönnimann, 1955
55. *Nannoconus fragilis* Deres and Achéritéguy, 1980
56. *Nannoconus multicaudus* Deflandre & Deflandre-Rigaud, 1959
57. *Nannoconus quadriangulus* Deflandre & Deflandre-Rigaud, 1962
58. *Nannoconus* spp.
59. *Nannoconus troelsenii* Alves, Lima & Shimabukuro 2017
60. *Nannoconus truittii* Brönnimann, 1955
61. *Octocyclus magnus* Black, 1972
62. *Octocyclus reinhardii* Bukry, 1969
63. *Orastrum perspicuum* Varol in Al-Rifaiy *et al.*, 1990
64. *Owenia hillii* Crux, 1991
65. *Placozygus* cf. *fibuliformis*
67. *Prediscosphaera columnata* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1984
68. *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968
69. *Prediscosphaera spinosa* (Bramlette & Martini, 1964) Gartner, 1968
70. *Radiolithus orbiculatus* (Forchheimer, 1972) Varol, 1992
71. *Radiolithus planus* Stover, 1966
72. *Retecapsa crenulata* (Bramlette & Martini, 1964) Grün in Grün and Allemann, 1975
73. *Retecapsa ficula* (Stover, 1966) Burnett, 1997
74. *Rhagodiscus achlyostaurion* (Hill, 1976) Doeven, 1983
75. *Rhagodiscus angustus* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971
76. *Rhagodiscus asper* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1967
77. *Rhagodiscus splendens* (Deflandre, 1953) Verbeek, 1977
78. *Sollasites horticus* (Stradner *et al.* in Stradner & Adamiker, 1966) Cepek & Hay, 1969
79. *Staurolithites aenigma* Burnett, 1997
80. *Staurolithites angustus* (Stover, 1966) Crux, 1991

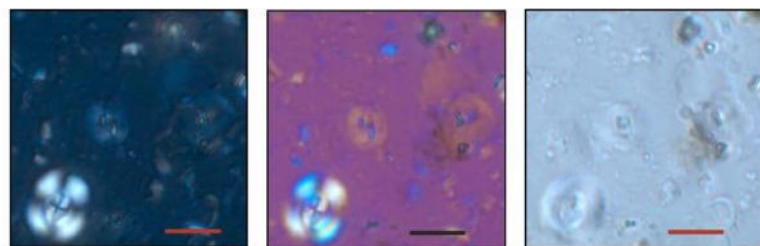
81. *Staurolithites crux* (Deflandre & Fert, 1954) Caratini, 1963
82. *Staurolithites ellipticus* (Gartner, 1968) Lambert, 1987
83. *Staurolithites gausorhethium* (Hill, 1976) Varol & Girgis, 1994
84. *Staurolithites laffittei* Caratini, 1963
85. *Staurolithites* spp.
86. *Stoverius achylosus* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1986
87. *Tegumentum stradneri* Thierstein in Roth & Thierstein, 1972
88. *Tetrapodorhabdus decorus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Wind & Wise 1983
89. *Thoracosphaera* spp.
90. *Tranolithus gabalus* Stover, 1966
91. *Tranolithus minimus* (Bukry, 1969) Perch-Nielsen, 1984
92. *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966a) Reinhardt, 1966b
93. *Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968
94. *Watznaueria biporta* Bukry, 1969
95. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964
96. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown in Bown & Cooper, 1989
97. *Watznaueria ovata* Bukry, 1969
98. *Zeugrhabdotus bicrescenticus* (Stover, 1966) Burnett in Gale *et al.*, 1996
99. *Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Burnett in Gale *et al.*, 1996
100. *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël, 1959) Perch-Nielsen, 1984
101. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965
102. *Zeugrhabdotus howei* Bown in Kennedy *et al.*, 2000
103. *Zeugrhabdotus* spp.
104. *Zeugrhabdotus trivectis* Bergen, 1994
105. *Zeugrhabdotus xenotus* (Stover, 1966) Burnett in Gale *et al.*, 1996

**Apêndice B – fotomicrografias de táxons identificados no limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE (barra de escala: 5  $\mu\text{m}$ ).**

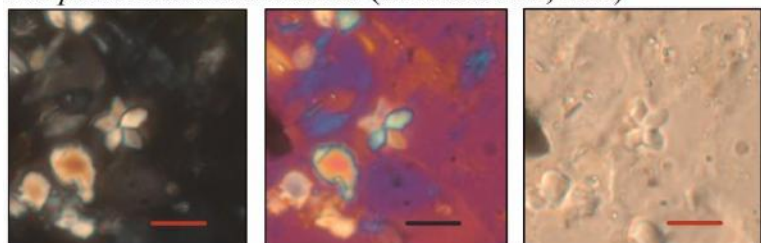




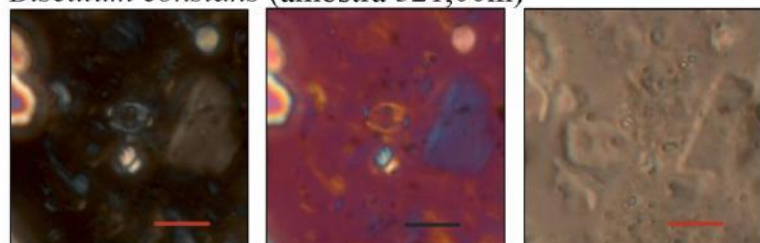
*Axopodorhabdus albiamus* (amostra 332,40m)



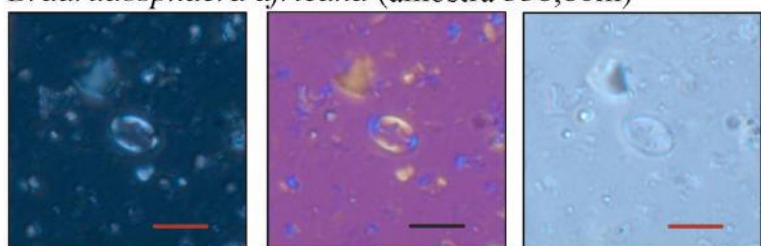
*Biscutum constans* (amostra 321,00m)



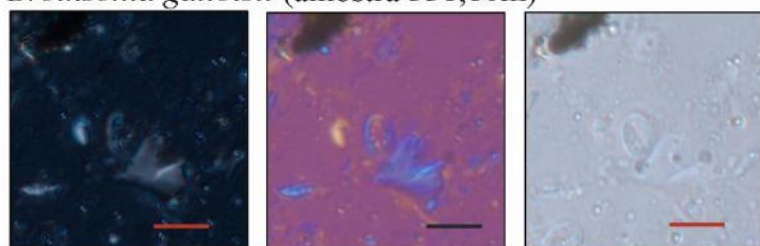
*Braarudosphaera africana* (amostra 338,80m)



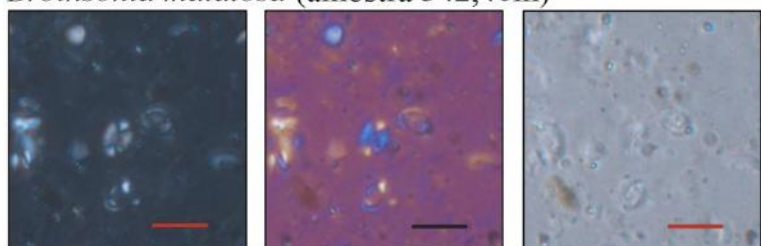
*Broinsonia galloisii* (amostra 338,80m)



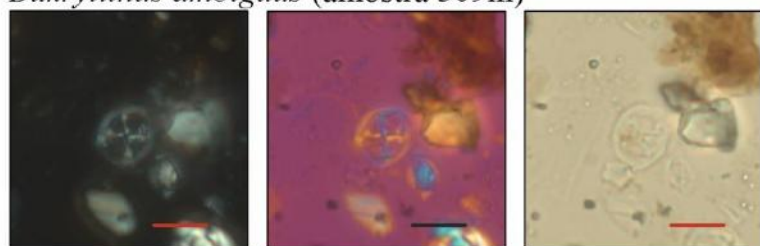
*Broinsonia matalosa* (amostra 342,40m)



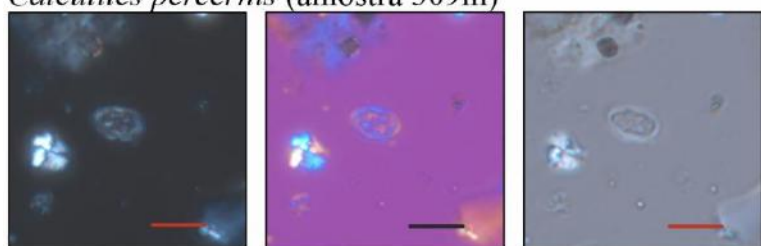
*Bukrylithus ambiguus* (amostra 309m)



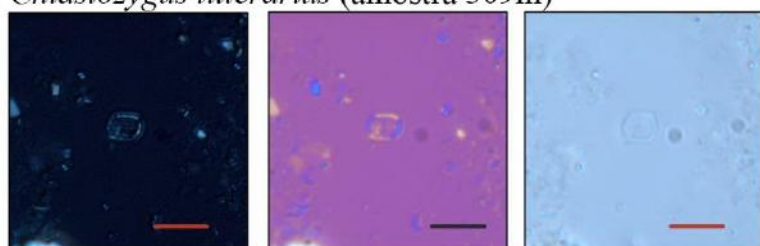
*Calculites percernis* (amostra 309m)



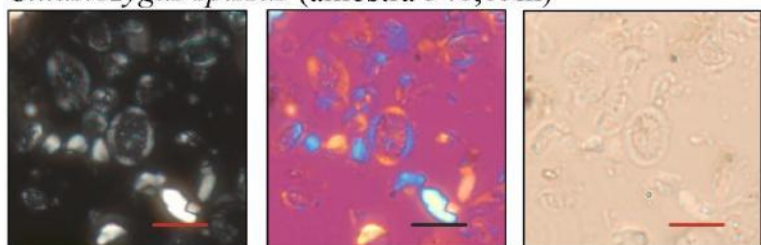
*Chiastozygus litterarius* (amostra 309m)



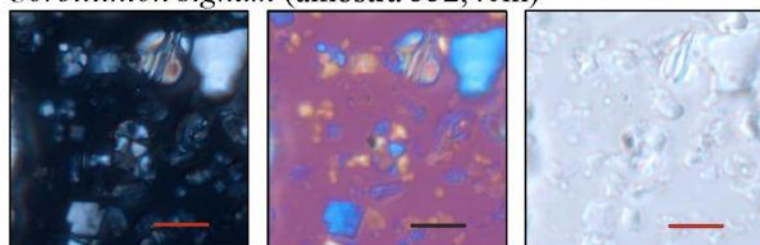
*Chiastozygus spissus* (amostra 340,65m)



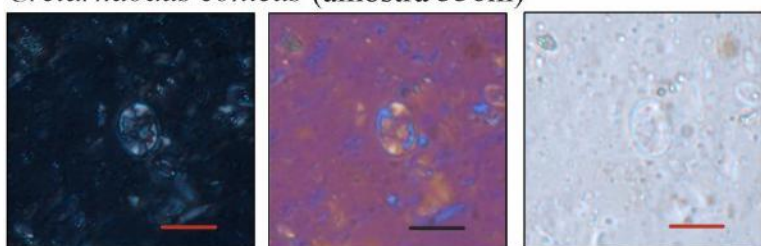
*Corollithion signum* (amostra 332,40m)



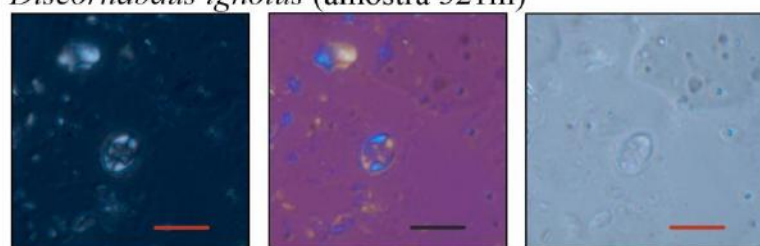
*Cretarhabdus conicus* (amostra 336m)



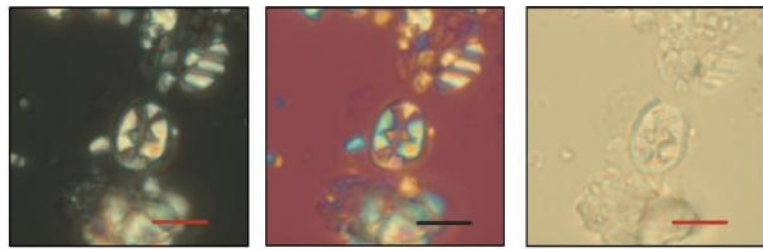
*Discorhabdus ignotus* (amostra 321m)



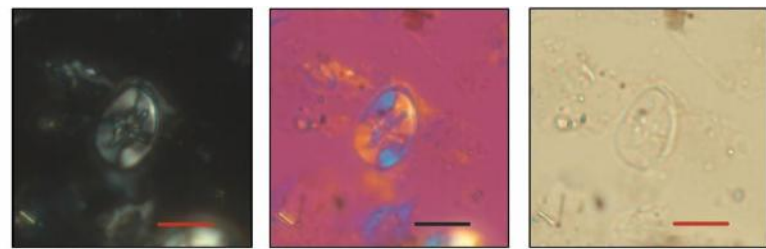
*Eiffellithus equibiramus* (amostra 309m)



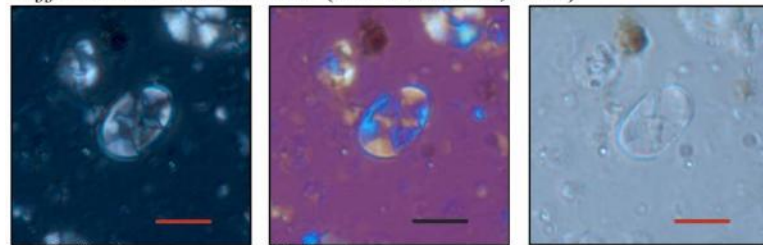
*Eiffellithus gorkae* (amostra 332,40m)



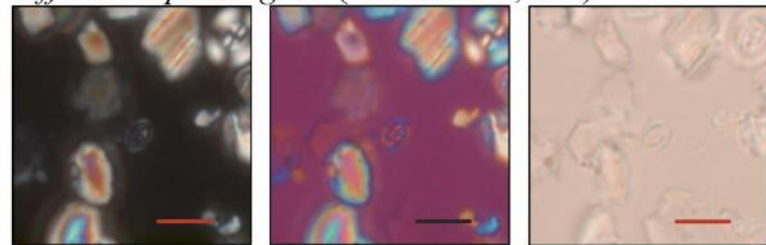
*Eiffellithus monechiae* (amostra 353,80m)



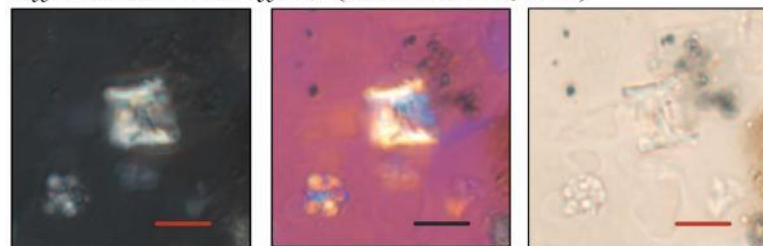
*Eiffellithus praestigium* (amostra 324,20m)



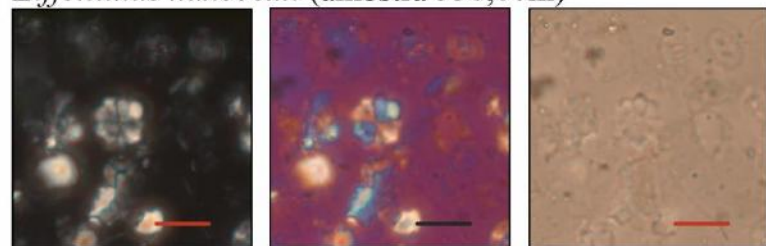
*Eiffellithus turriseiffelii* (amostra 324,30m)



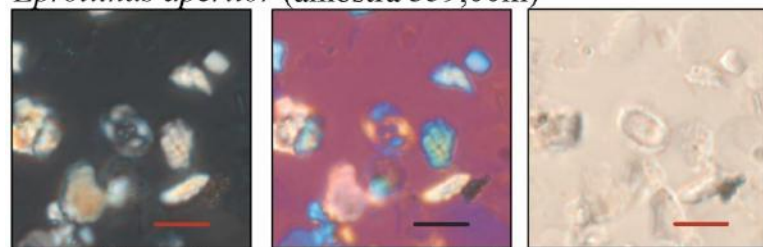
*Eiffellithus hancockii* (amostra 330,00m)



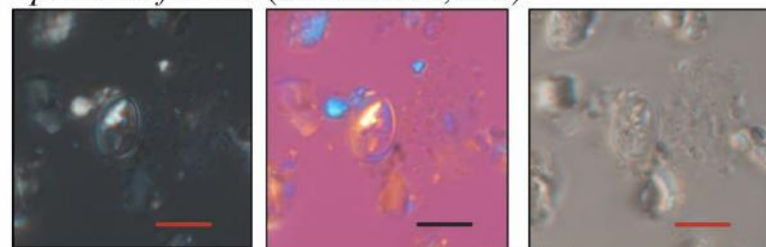
*Eprolithus apertior* (amostra 359,00m)



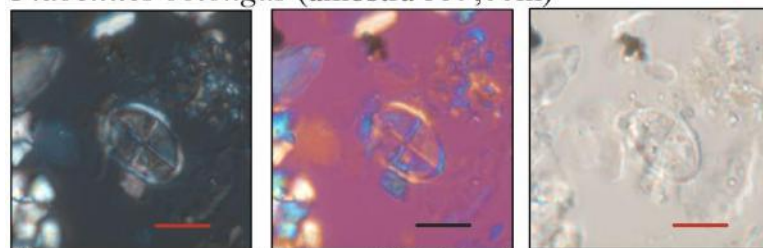
*Eprolithus floralis* (amostra 332,40m)



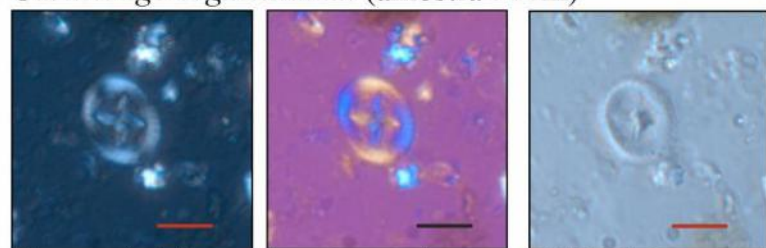
*Flabellites oblongus* (amostra 359,00m)



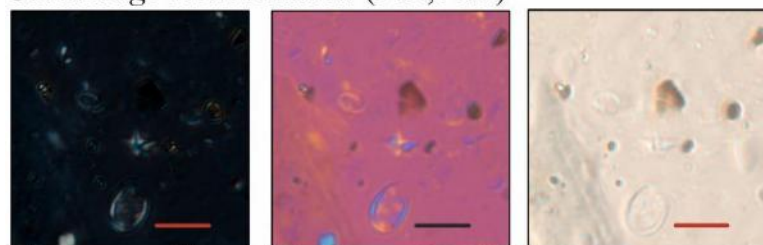
*Gartnerago segmentatum* (amostra 300m)



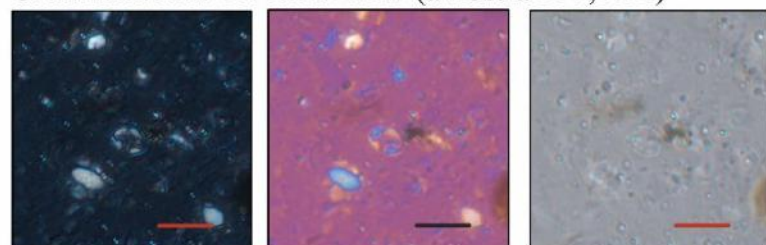
*Gartnerago stenostaurion* (312,00m)



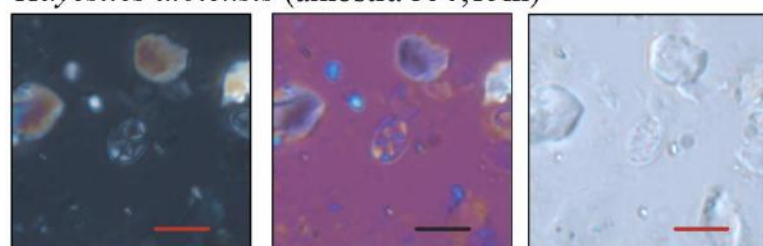
*Grantarhabdus coronadventis* (amostra 355,85m)



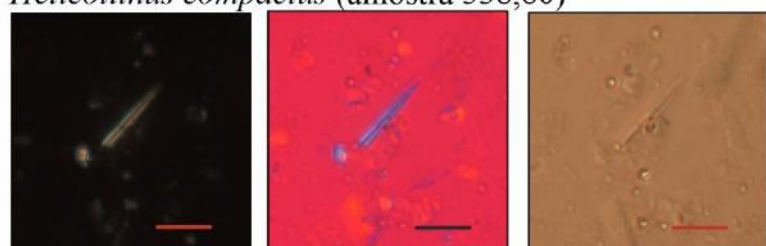
*Hayesites albiensis* (amostra 350,15m)



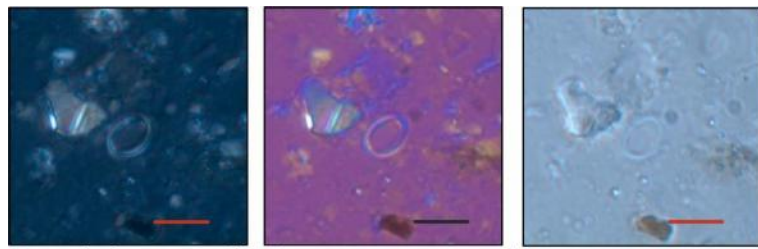
*Helicolithus compactus* (amostra 338,80)



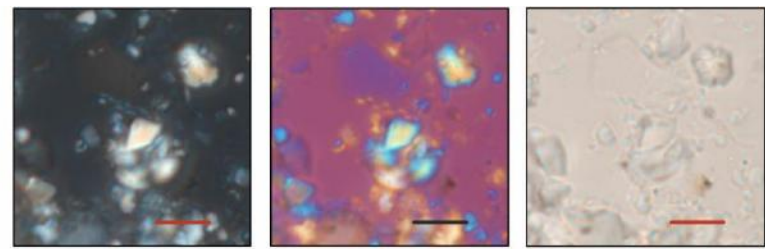
*Helicolithus trabeculatus* (amostra 338,80m)



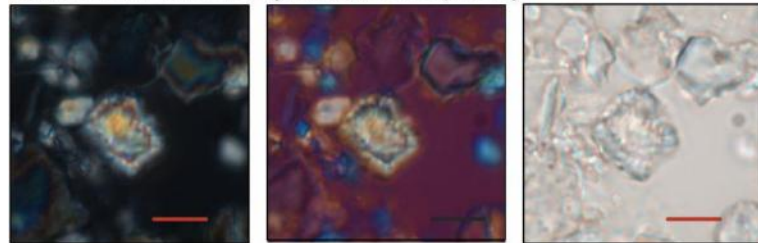
*Lithraphidites carniolensis* (amostra 326,50m)



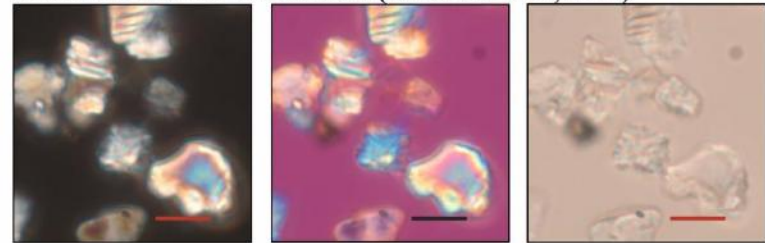
*Loxolithus armilla* (amostra 332,40m)



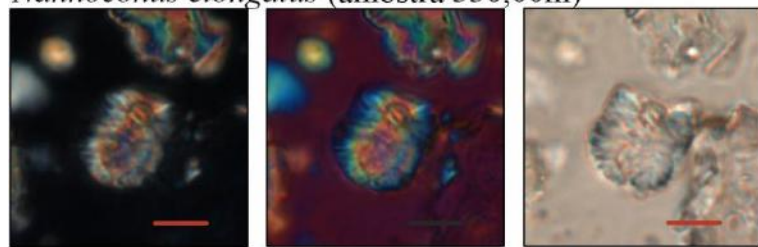
*Microrhabdulus decoratus* (amostra 321,00m)



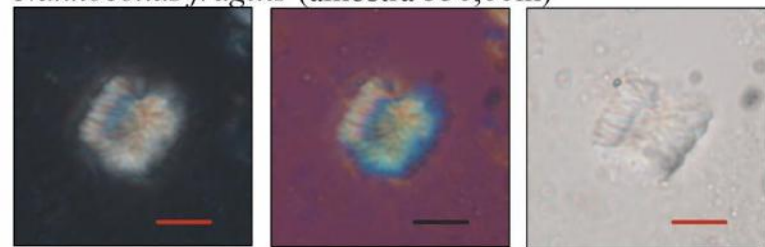
*Nannoconus elongatus* (amostra 330,00m)



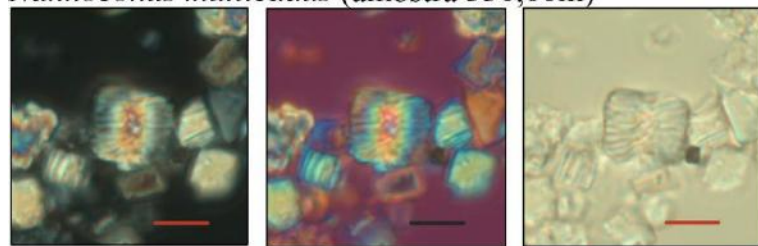
*Nannoconus fragilis* (amostra 330,00m)



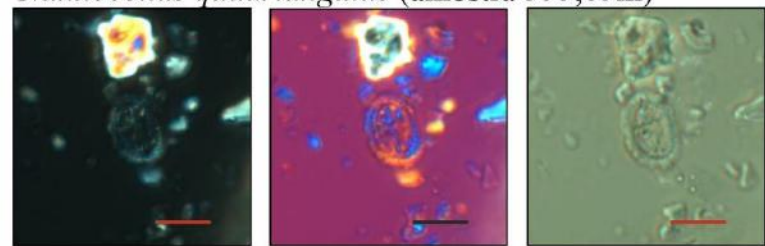
*Nannoconus multicaudus* (amostra 330,00m)



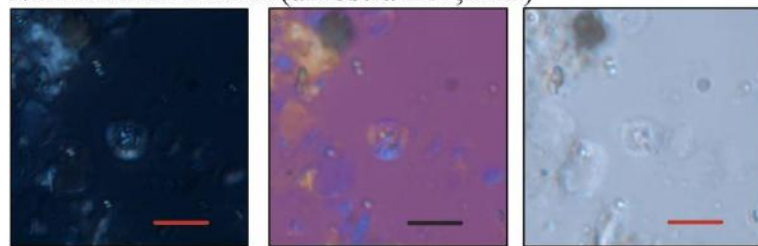
*Nannoconus quadriangulus* (amostra 355,85m)



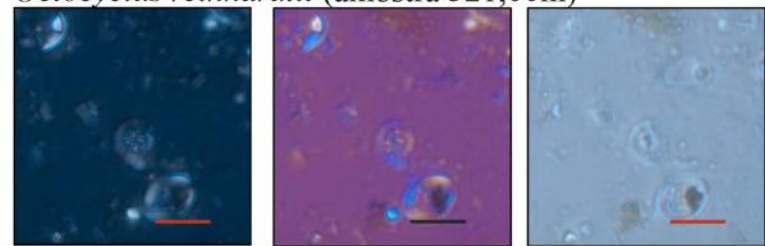
*Nannoconus truitii* (amostra 317,90m)



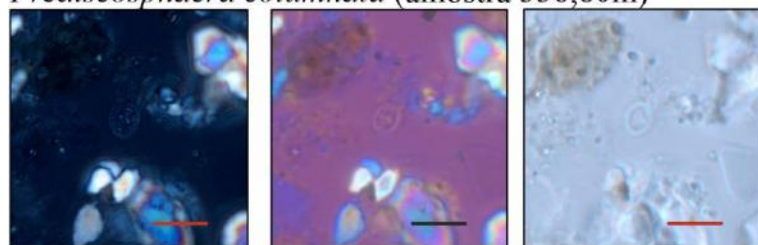
*Octocyclus reinhardtii* (amostra 321,00m)



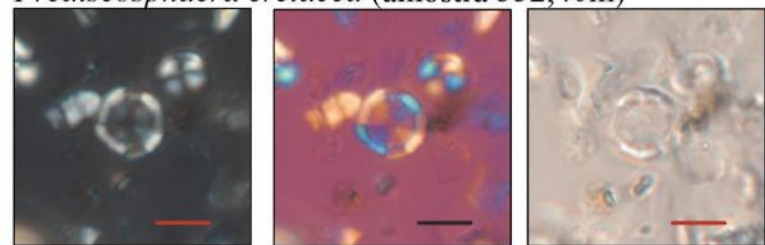
*Prediscosphaera columnata* (amostra 338,80m)



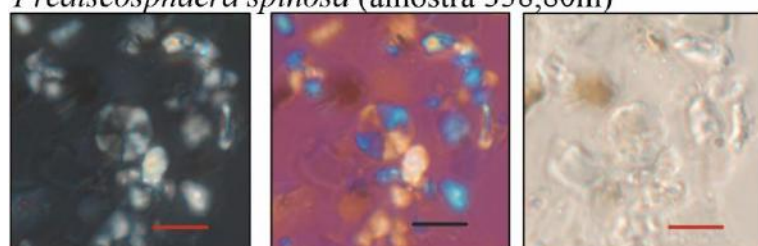
*Prediscosphaera cretacea* (amostra 332,40m)



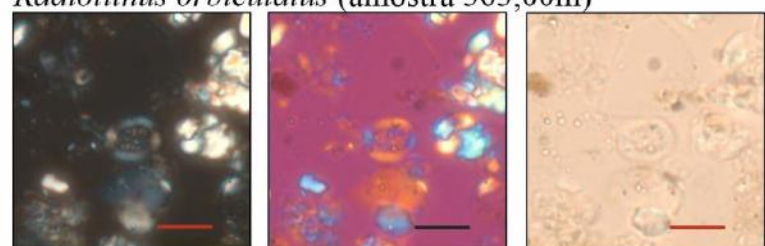
*Prediscosphaera spinosa* (amostra 338,80m)



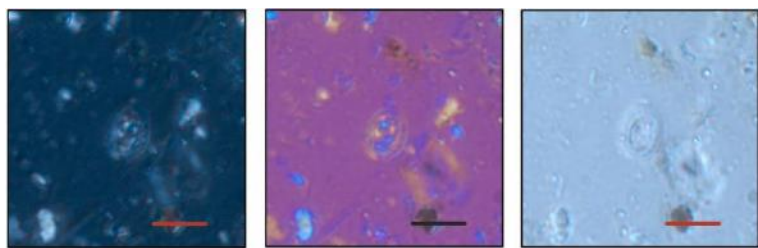
*Radiolithus orbiculatus* (amostra 363,00m)



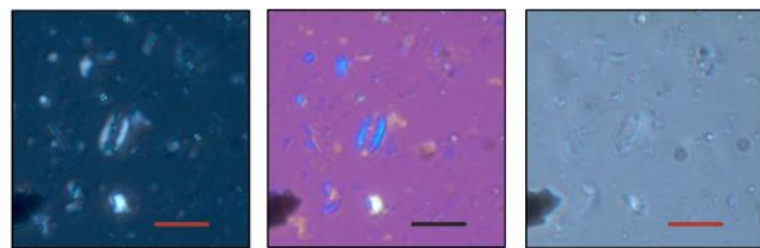
*Radiolithus planus* (amostra 363,00m)



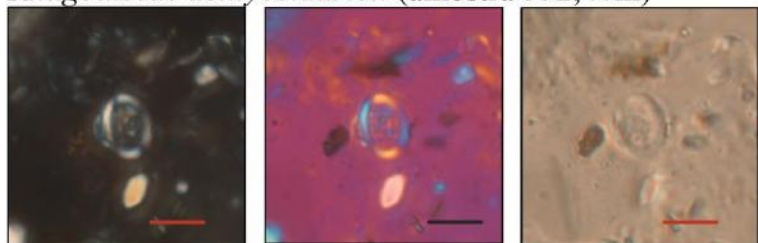
*Retecapsa crenulata* (amostra 336,00m)



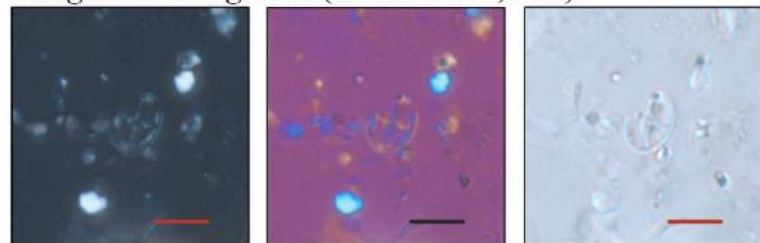
*Rhagodiscus achlyostaurion* (amostra 332,40m)



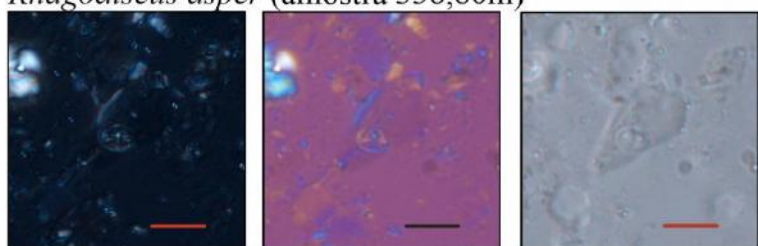
*Rhagodiscus angustus* (amostra 326,50m)



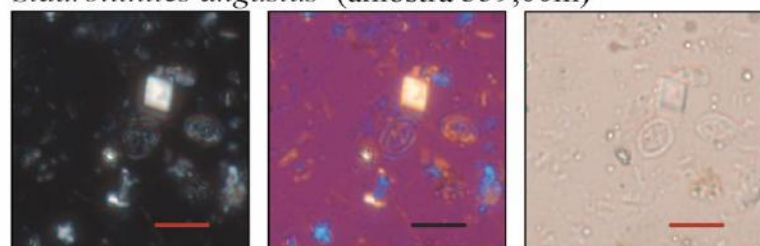
*Rhagodiscus asper* (amostra 338,80m)



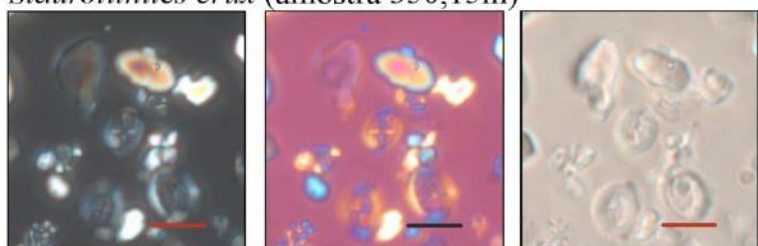
*Staurolithites angustus* (amostra 359,00m)



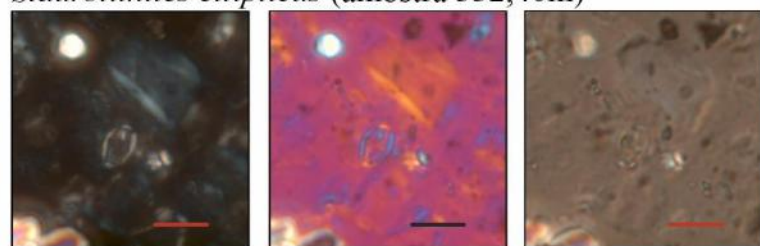
*Staurolithites crux* (amostra 350,15m)



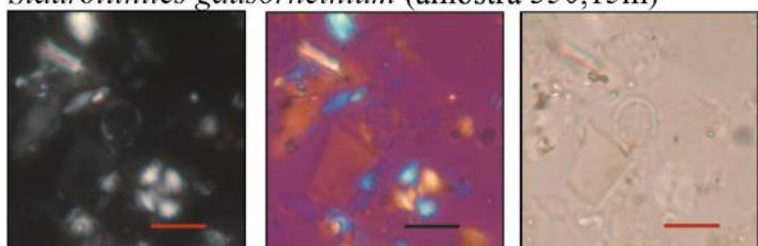
*Staurolithites ellipticus* (amostra 332,40m)



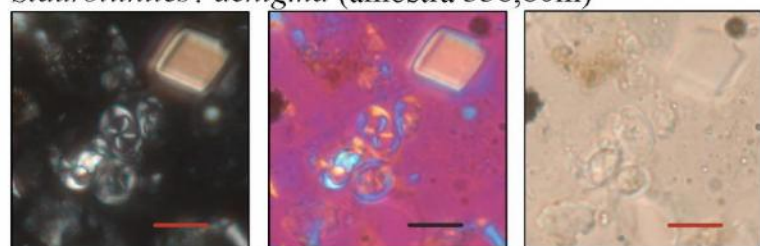
*Staurolithites gausorhethium* (amostra 350,15m)



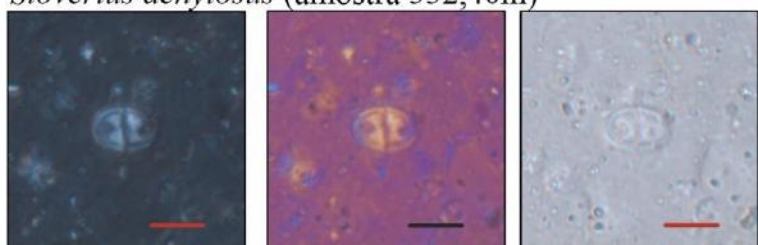
*Staurolithites? aenigma* (amostra 338,80m)



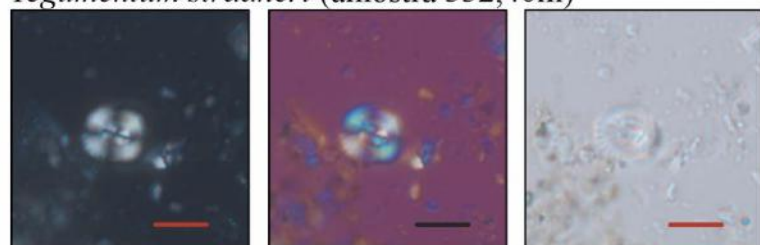
*Stoverius achylosus* (amostra 332,40m)



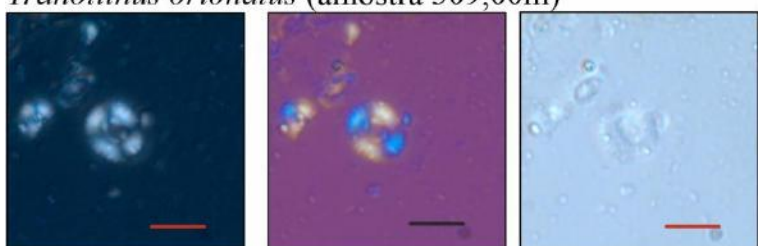
*Tegumentum stradneri* (amostra 332,40m)



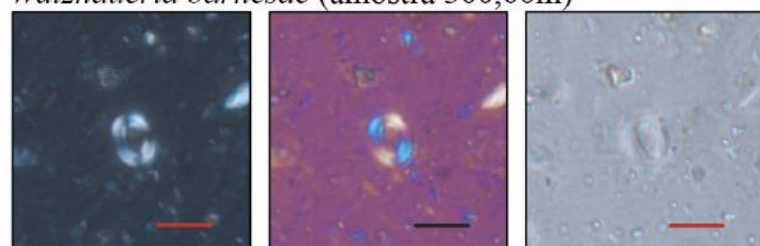
*Tranolithus orionatus* (amostra 309,00m)



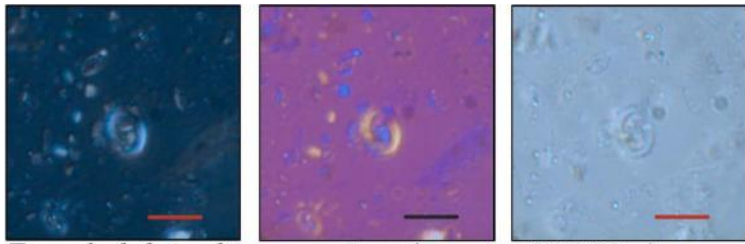
*Watznaueria barnesae* (amostra 300,00m)



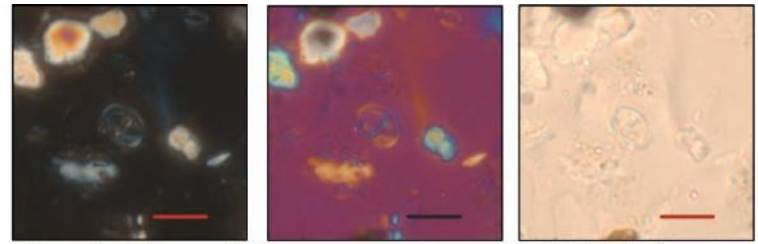
*Watznaueria fossacineta* (amostra 340,65)



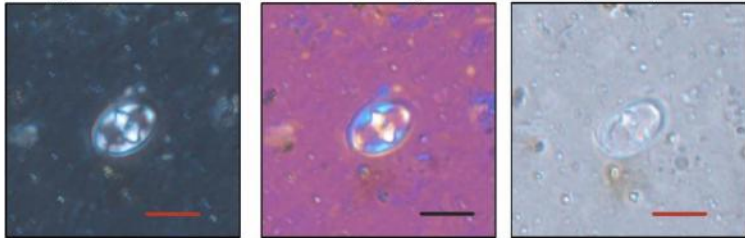
*Watznaueria ovata* (amostra 353,80m)



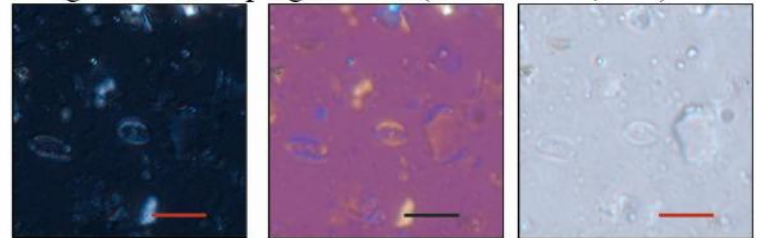
*Zeugrhabdotus bicrescenticus* (amostra 312,00m)



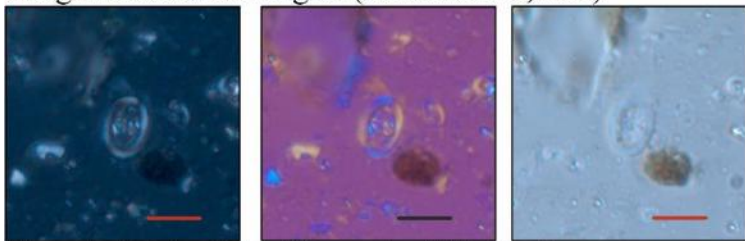
*Zeugrhabdotus diplogrammus* (amostra 326,50m)



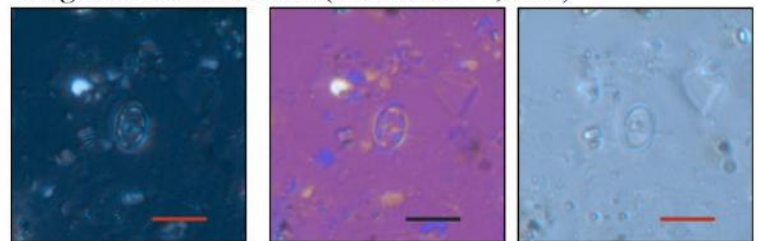
*Zeugrhabdotus embergeri* (amostra 309,00m)



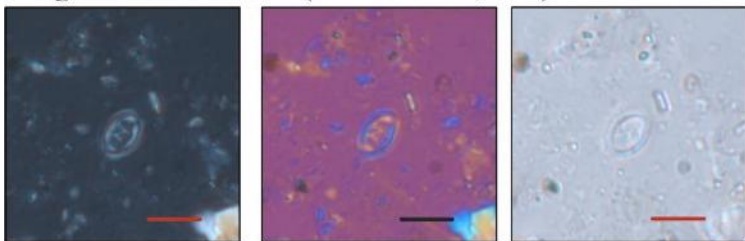
*Zeugrhabdotus erectus* (amostra 342,30m)



*Zeugrhabdotus howei* (amostra 332,40m)



*Zeugrhabdotus trivectis* (amostra 332,40m)



*Zeugrhabdotus xenotus* (amostra 326,50m)

**Apêndice C – Diagrama de distribuição de nanofósseis calcários no limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE.**

Diagrama de distribuição de nanofósseis calcários no limite Albiano-Cenomaniano do testemunho UFRJ-2-LRJ-01-SE

Legenda:  
Calcilito  
Marga  
Folhelho

