



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Stella do Amaral Porthun

**Palinologia do cretáceo superior da formação urucutuca - Bacia de Almada  
(BA): interpretações bioestratigráficas e paleoambientais**

Rio de Janeiro

2020

Stella do Amaral Porthun

**Palinologia do cretáceo superior da formação urucutuca - Bacia de Almada (BA):  
interpretações bioestratigráficas e paleoambientais**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Orientador: Prof. Dr. Rodolfo Dino

Coorientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Luzia Antonioli

Rio de Janeiro

2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC-C

P851 Porthun, Stella do Amaral.  
Palinologia do cretáceo superior da formação urucutuca - Bacia de Almada (BA): interpretações bioestratigráficas e paleoambientais / Stella do Amaral Porthun. – 2020.  
121 f. : il.

Orientador: Rodolfo Dino.  
Coorientadora: Luzia Antonioli.  
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Palinologia – Cretáceo – Teses. 2. Bioestratigráficas – Almada, Bacia de (BA) – Teses. 3. Paleoambientais - Almada, Bacia de (BA) - Teses. I. Dino, Rodolfo. II. Antonioli, Luiza. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU: 902.67

Bibliotecária Responsável: Priscila Freitas Araujo/ CRB-7: 7322

Autorizo para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação.

---

Assinatura

---

Data

Stella do Amaral Porthun

**Palinologia do cretáceo superior da formação urucutuca - Bacia de Almada (BA):  
interpretações bioestratigráficas e paleoambientais**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Aprovada em 31 de março de 2020.

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Rodolfo Dino (Orientador)

Faculdade de Geologia - UERJ

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Luzia Antonioli (Coorientadora)

Faculdade de Geologia - UERJ

---

Dr.<sup>a</sup> Helena Antunes Portela

Faculdade de Geologia - UERJ

---

Dr.<sup>a</sup> Elizabete Pedrão Ferreira

PETROBRAS

Rio de Janeiro

2020

## **DEDICATÓRIA**

Aos meus pais Luiz e Márcia pelo grande incentivo e por todo ensinamento.

## AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-graduação em Análises de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro pelo apoio acadêmico e por toda a infraestrutura disponível para o desenvolvimento deste trabalho.

À CAPES pela concessão da bolsa.

Aos meus queridos orientadores, professor Dr. Rodolfo Dino e professora Dra. Luzia Antonioli que me instruíram com muita dedicação e paciência, além do estímulo e colaboração para elaboração desta dissertação. Agradeço pela confiança.

À Dr. Elizabete Pedrão que participou de forma significativa para a elaboração deste trabalho com sugestões e críticas construtivas ao longo dos seminários apresentados.

Ao Laboratório de Palinomacerais pela estrutura e equipamentos disponíveis para que fossem realizados os procedimentos químicos necessários.

Ao Laboratório de Geoquímica Orgânica (LGQM) pelas análises fornecidas e aos seus funcionários, mais especificamente ao Marcos por toda sua atenção e auxílio prestado.

Às funcionárias da Secretaria do Programa de Pós-Graduação da Faculdade de Geologia (UERJ), Marianni e Jussara, pela eficiência e por sempre estarem solícitas a ajudar-me.

Às queridas Dra. Helena Portela, Dra. Priscila Amaral e Dra. Darlly Reis por todos os conselhos e ajuda durante a dissertação.

Pela disponibilidade do uso do microscópio agradeço ao Laboratórios de Geologia Marinha – LAGEMAR, Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense, especificamente à Dra. Taísa Souza, e ao Departamento de Histologia e Embriologia, Instituto de Biologia, do Hospital Universitário Pedro Ernesto, em especial à Msc. Kíssila Rabelo.

Estendo minha gratidão a minha família e amigos que dos mais diversos modos me incentivaram na execução desta pesquisa.

À todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a elaboração desta dissertação.

## RESUMO

PORTHUN, Stella do Amaral. *Palinologia do cretáceo superior da formação urucutuca - Bacia de Almada (BA): interpretações bioestratigráficas e paleoambientais*. 2020. 121 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

O presente trabalho aborda resultados obtidos com a integração dos dados de palinologia, palinofácies e geoquímica orgânica (COT/S e Pirólise *Rock-Eval*) realizados em 26 amostras de testemunho do poço SST-01. Neste poço foram atravessados 250 metros da Formação Urucutuca na porção *onshore* da Bacia de Almada, localizado no Estado da Bahia, Brasil. Através da caracterização das variações palinofaciológicas com base no conteúdo da matéria orgânica, associada a dados organogeoquímicos e palinológicos foi possível distinguir três tipos de palinofácies, com características de distintos ambientes com influência marinha. A Palinofácies 1 caracteriza-se por alto percentual de fitoclastos (70%) e COT de 1%; já a Palinofácies 2 apresenta maior conteúdo em palinomorfos marinhos (40%) e o menor valor para COT 0,67%. Enquanto que na Palinofácies 3 predomina o grupo da matéria orgânica amorfa (MOA) com percentuais de até (54,1%) e COT de 0,75%. Da análise do ICE, constatou-se valores entre 4 e 5, indicando que a Formação Urucutuca, na área investigada, encontra-se em uma fase inicial da maturação térmica, entrando na janela de geração de hidrocarbonetos. As análises de Carbono Orgânico Total (COT), apresentaram valores oscilando entre 0,04% a 1,85%, de forma heterogênea ao longo de todo o poço. Por meio dos resultados adquiridos com a Pirólise *Rock-Eval* verificou-se que todo o poço apresenta um baixo potencial gerador, com valores de S2 inferiores a 2 (mg/g); e com baixos valores do Índice de Hidrogênio (IH) e Índice de Oxigênio (IO), indicando presença de uma matéria orgânica composta por querogênio do Tipo IV. Conclui-se, assim, que mesmo nos níveis com teores de COT acima de 1% o potencial gerador da área é extremamente baixo. A sucessão palinológica mostra predomínio dos representantes de origem continental, contudo a presença de formas marinhas (dinoflagelados e/ou palinoforaminíferos) fazem-se presentes ao longo de toda a seção. Evidencia-se, ao longo da seção, duas ocorrências expressivas de dinoflagelados, tanto em termos quantitativos quanto em diversidade, nas porções basal e média, sugestivas da presença de eventos transgressivos ou, ao menos de ocorrência de variações do nível marinho. Através das análises palinológicas foram identificadas 46 espécies de palinomorfos, incluindo grãos de pólen, esporos, dinoflagelados e algas. Em termos bioestratigráficos foi possível reconhecer e correlacionar a seção como enquadrável na Zona *Tricornites elongatus* (P-470) da Superzona *Crassitricolporites brasiliensis* (P-450) e atribuir a idade Eomaastrichtiano. Com base nas duas biozonas é possível correlacionar estratigraficamente a porção do Maastrichtiano superior da Formação Urucutuca com outras unidades litoestratigráficas. A integração dos dados palinofaciológicos, organogeoquímicos e palinológicos, permitiu a observação de constantes variações ambientais predominantemente plataformais, ora distal ora mais proximal, com possíveis transgressões e forte influxo de terrígenos durante o Eomaastrichtiano.

Palavras-chave: formação urucutuca; Bacia de Almada; palinologia; maastrichtiano.

## ABSTRACT

PORTHUN, Stella do Amaral. *Palinologia do cretáceo superior da formação urucutuca - Bacia de Almada (BA): interpretações bioestratigráficas e paleoambientais*. 2020. 121 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

The present work addresses results obtained with the integration of palynology, palynofacies, and organic geochemistry data (COT / S and *Rock-Eval* Pyrolysis) performed on 26 core samples from well SST-01. This 250-meters well was drilled through the Urucutuca Formation in the onshore portion of the Almada Basin, located in the State of Bahia, Brazil. Through the characterization of palynofaciological variations based on the content of organic matter, associated with organogeochemical, and palynological data, it was possible to distinguish three types of palynofacies, with characteristics of different marine influence environments. Palinofacies 1 is characterized by a high percentage of phytoclast (70%) and TOC of 1%; Palinofacies 2, on the other hand, has the highest content in marine palynomorphs (40%), and the lowest value for TOC 0.67%. While in Palinofacies 3, the group of amorphous organic matter (MOA) predominates with percentages of up to (54.1%) and TOC of 0.75%. From the ICE analysis, values between 4 to 5 were found, indicating that Urucutuca Formation, in the investigated area, is in the immature stage, although quite close to the hydrocarbon generation window. The Total Organic Carbon (TOC) analyzes presented values ranging from 0.04% to 1.85%, heterogeneously throughout the whole well. Through the results, acquired with the *Rock-Eval* Pyrolysis was found that the whole well has a low oil generating potential, with S<sub>2</sub> values below 2 (mg/g), and low values of Hydrogen Index (HI), and Oxygen Index (OI), altogether indicating that the organic matter present is composed by Type IV kerogen. Consequently, even the levels with TOC above 1%, the area generating potential is extremely low. The palynological succession shows a predominance of continental origin representatives. However, the presence of marine forms (dinoflagellates and/or palynoforaminifera) is present throughout the entire section. Throughout the section, two expressive occurrences of dinoflagellates are evident, both in terms of quantity and diversity, in the basal and middle portions, suggestive of the presence of transgressive events or, at least, of variations in the sea level. Through palynological analysis, 46 species of palynomorphs, including pollen grains, spores, dinoflagellates, and algae were identified. In biostratigraphic terms, it was possible to recognize and correlate the section as fitting in the *Tricornites elongatus* (P-470) Biozone of the *Crassitricolporites brasiliensis* (P-450) Superzone and assign the Eomaastichtian aged. These biostratigraphic units are correlated to proposed zoning for other basins on the Brazilian Atlantic Margin. The integration of palynofaciological, organogeochemical and palynological data, allowed the observation of constant variations in a predominantly platform paleoenvironment, now distal and now more proximal, with possible transgressions.

Keywords: urucutuca formation; Almada Basin; palynology; maastichtian.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da Bacia Camamu-Almada.....	15
Figura 2 – Carta cronoestratigráfica da Bacia de Almada.....	23
Figura 3 – Mapa de localização do poço SST-01.....	26
Figura 4 – Perfil do poço SST-01 com os pontos de amostragem para análises de COT/S, Palinologia e Palinofácies (seta azul) e Pirólise <i>Rock-Eval</i> (seta vermelha).....	28
Figura 5 – Fluxograma de processamento químico das amostras palinológicas e organopalinológicas.....	30
Figura 6 – Esquema de relação proximal-distal para diferentes tipos de fitoclastos.....	37
Figura 7 – Índice de Coloração de Esporos (ICE) e sua relação com outros parâmetros de maturação térmica.....	39
Figura 8 – Fluxograma do método analítico utilizado para COT e S.....	47
Figura 9 – Ciclo de análise e exemplo de registro obtido pela Pirólise <i>Rock-Eval</i> .....	49
Figura 10 – Exemplo da relação entre Cronozona e Biozona de uma espécie “A” (modificado de Código Brasileiro de nomenclatura estratigráfica e Guia de nomenclatura estratigráfica (1986)) .....	53
Figura 11 – Tipos de biozonas.....	55
Figura 12 – Resultado da análise quantitativa dos representantes do grupo dos palinomorfos de acordo com a sua origem.....	61
Figura 13 – Perfil litológico e dados percentuais dos grupos constituintes da matéria orgânica referentes ao poço SST-01.....	67
Figura 14 – Diagrama ternário apresentando os valores percentuais dos três grupos de componentes da matéria orgânica de 26 amostras do poço SST-01.....	67
Figura 15 – Fotomicrografias em luz branca transmitida de partículas do Grupo do Fitoclasto. (A) Fitoclastos opacos corroídos, alongados e equidimensional; (B) Tecido Cuticular; (C) Fitoclasto não opaco bioestruturado; (D) Traqueídeo.....	69
Figura 16 – (A), (B) e (C) Fotomicrografias em luz branca transmitida de partículas de	

Matéria Orgânica Amorfa (MOA); (D) Resina.....	70
Figura 17 – Fotomicrografias em luz branca transmitida de partículas do Grupo do Palinomorfos. (A) Dinoflagelado <i>Adnatosphaeridium sp.</i> ; (B) Pteridófita aquática de <i>Azolla</i> ; (C) Esporo <i>Cicatricosisporites sp.</i> ; (D) Grão de pólen <i>Aquilapollenites magnus</i> .....	71
Figura 18 – Comparação entre os grãos de pólen encontrados no poço SST-01 e a tabela com o Índice de Coloração de Esporos (ICE) e sua relação com os outros parâmetros de maturação térmica.....	73
Figura 19 – Fotomicrografias representando características da Palinofácies 1. (A) fotomicrografia em luz branca transmitida, (B) fotomicrografia em fluorescência.....	74
Figura 20 – Fotomicrografias representando características da Palinofácies 2. (A) fotomicrografia em luz branca transmitida, (B) fotomicrografia em fluorescência.....	75
Figura 21 – Fotomicrografias representando características da Palinofácies 3. (A) fotomicrografia em luz branca transmitida, (B) fotomicrografia em fluorescência.....	76
Figura 22 – Individualização das palinofácies de acordo com os dados de geoquímica orgânica e dos constituintes da matéria orgânica.....	77
Figura 23 – Diagrama do tipo Van Krevelen com os resultados obtidos.....	80
Figura 24 – Litologia e dados geoquímicos do testemunho SST-01.....	81

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação detalhada dos componentes orgânicos particulados (Grupo da Matéria Orgânica Amorfa e Grupo dos Fitoclastos).....	35
Tabela 2 – Classificação detalhada dos componentes orgânicos particulados (Grupo dos Palinomorfos) .....	36
Tabela 3 – Distribuição bioestratigráfica e curva de frequência relativa dos palinomorfos do poço SST-01.....	63
Tabela 4 – Quadro comparativo entre os limites da Zona Tricornrites elongatus das principais bacias brasileiras.....	64
Tabela 5 – Valores percentuais de cada grupo morfológico presente nas amostras do poço SST-01.....	68
Tabela 6 – Dados Geoquímicos do poço SST-01.....	79
Tabela 7 – Dados de Pirólise <i>Rock-Eval</i> do poço SST-01.....	79
Tabela 8 – Compilado de dados e interpretações gerados neste trabalho para o poço SST-01.....	85

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

COT	Carbono orgânico total
FOP	Fitoclasto Opaco
FNOP	Fitoclasto Não-Opaco
HCl	Ácido clorídrico
HF	Ácido Fluorídrico
ICE	Índice de coloração de esporos
IH	Índice de Hidrogênio
IO	Índice de Oxigênio
LGPA	Laboratório Geológico de Processamento de Amostras
MOA	Matéria Orgânica Amorfa
NASC	North American Stratigraphic Code
PETROBRAS	Petróleo Brasileiro S.A.
RI	Resíduo insolúvel
RO	Reflectância da Vitrinita
UERJ	Universidade Estadual do Rio de Janeiro

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	12
1	<b>OBJETIVOS</b> .....	14
2	<b>BACIA DE ALMADA</b> .....	15
2.1	<b>Arcabouço estrutural</b> .....	16
2.2	<b>Evolução tectono-sedimentar</b> .....	16
2.2.1	<u>Supersequência Pré-rifte</u> .....	17
2.2.2	<u>Supersequência Rifte</u> .....	18
2.2.3	<u>Supersequência Pós-rifte</u> .....	19
2.2.4	<u>Supersequência Drifte</u> .....	20
2.3	<b>Formação Urucutuca</b> .....	24
3	<b>MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	26
3.1	<b>Seleção das amostras</b> .....	26
3.2	<b>Preparação das amostras</b> .....	27
3.3	<b>Processamento das amostras para palinofaciologia e palinologia</b> .....	29
3.3.1	<u>Desagregação física</u> .....	31
3.3.2	<u>Dissolução química</u> .....	31
3.3.3	<u>Concentração dos resíduos orgânicos e elaboração das lâminas</u> .....	32
3.4	<b>Métodos de análises de palinofácies e palinologia</b> .....	33
3.4.1	<u>Identificação e análises de Palinofácies</u> .....	33
3.4.2	<u>Análise do Índice de Coloração dos Esporos (ICE)</u> .....	38
3.4.3	<u>Método de análise Palinológica</u> .....	40
3.4.3.1	Principais grupos de palinomorfos.....	41
3.4.4	<u>Inferências paleoambientais por meio das análises dos constituintes orgânicos</u>	42
3.4.4.1	Palinomorfos continentais.....	43
3.4.4.2	Palinomorfos marinhos.....	43
3.4.4.3	Fitoclastos.....	45
3.4.4.4	Matéria Orgânica Amorfa (MOA).....	45
3.4.5	<u>Inferências bioestratigráficas por meio das análises dos constituintes orgânicos</u> .....	46
		47
3.5	<b>Preparação para Carbono Orgânico Total (COT) e Enxofre (S) e Resíduo</b>	

	<b>Insolúvel (RI)</b> .....	47
3.6	<b>Preparação para Pirólise <i>Rock-Eval</i></b> .....	48
4	<b>CONCEITOS BIOESTRATIGRÁFICOS</b> .....	51
4.1	<b>Bioestratigrafia</b> .....	51
4.2	<b>Unidades bioestratigráficas</b> .....	51
4.3	<b>Zona bioestratigráfica (Biozona)</b> .....	52
4.3.1	<u>Tipos de biozonas</u> .....	53
4.4	<b>Arcabouço Bioestratigráfico</b> .....	55
5	<b>RESULTADOS</b> .....	57
5.1	<b>Palinológicos</b> .....	57
5.1.1	<u>Associação Palinológica</u> .....	57
5.1.1.1	Esporos.....	58
5.1.1.2	Grãos de pólen.....	58
5.1.1.3	Dinoflagelados.....	58
5.1.2	<u>Relação estatística dos palinomorfos marinhos e continentais</u> .....	59
5.2	<b>Bioestratigráficos</b> .....	61
5.3	<b>Idade</b> .....	65
5.4	<b>Palinofaciológicos</b> .....	65
5.4.1	<u>Grupo dos Fitoclastos</u> .....	68
5.4.2	<u>Grupo da Matéria Orgânica Amorfa (MOA)</u> .....	69
5.4.3	<u>Grupo dos Palinomorfos</u> .....	70
5.5	<b>Parâmetros Palinofaciológicos</b> .....	71
5.5.1	<u>Razão Fitoclasto Opaco/Fitoclasto Não-Opaco (FOP/FNOP)</u> .....	71
5.6	<b>Maturação Térmica da Matéria Orgânica</b> .....	72
5.7	<b>Individualização das palinofácies</b> .....	74
5.7.1	<u>Palinofácies 1 (prof. 3,15m – 120,35m)</u> .....	74
5.7.2	<u>Palinofácies 2 (prof.120,35m – 159m/225,4m – 245,1m)</u> .....	75
5.7.3	<u>Palinofácies 3 (prof. 159m – 225,4m)</u> .....	75
5.8	<b>Dados geoquímicos</b> .....	78
5.9	<b>Interpretação Paleoambiental</b> .....	82
	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	83
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	86
	<b>APÊNDICE A- Índice das espécies e Estampas</b> .....	96

## INTRODUÇÃO

A micropaleontologia constitui um dos alicerces da pesquisa exploratória das principais bacias petrolíferas do país e em todo o mundo, se tratando de um recurso bastante eficaz na datação relativa de estratos sedimentares. Uma das linhas de pesquisa da micropaleontologia mais utilizada, por conter elementos continentais e marinhos e grande abrangência temporal, é a palinologia. Este termo foi proposto por Hyde & Williams (1944) para estudo da dispersão e aplicações de esporos e grãos de pólen. Jansonius & McGregor (1996) também aplicam o termo palinologia para o estudo de microfósseis orgânicos de restos vegetais inferiores e superiores; protistas; fungos e restos de animais. Manten (1966) sugere a utilização do termo paleopalnologia para o estudo das formas fósseis em escala microscópica.

Os palinomorfos são objetos de estudo da palinologia e, portanto, são unidades encontradas em uma preparação palinológica (Tschudy, 1961). Esses microfósseis são compostos por moléculas orgânicas de alto grau de preservação, resistentes a tratamentos químicos e físicos. Os palinomorfos podem ser oriundos tanto de ambientes continentais terrestres (esporos e grãos de pólen), quanto de ambientes continentais aquosos (algas clorófitas – *Botryococcus* e *Pediastrum* – e algas prasinofíceas - *Tasmanites*), além de serem provenientes também de origem marinha (dinoflagelados, quitinozoários, acritarcos, escolecodontes e palinoforaminíferos). Segundo Dino (1992), os palinomorfos vêm sendo empregados com grande sucesso como indicadores paleoambientais e bioestratigráficos graças à sua origem polifilética.

Na concepção de Tyson (1995) a palinologia, além dos palinomorfos, aborda ainda a análise da matéria orgânica particulada presente nas rochas sedimentares, sendo discriminadas como: (i) fitoclastos - caracterizados pelas partículas derivadas de vegetais superiores ou fungos; (ii) matéria orgânica amorfa - que compreende os componentes orgânicos com ausência de estrutura na escala microscópica e (iii) Zooclastos - um grupo tratado separadamente do grupo palinomorfo, que inclui detritos de exoesqueletos dos artrópodes e ovos de copépoda.

Utilizada em conjunto com outras ferramentas estratigráficas, como a bioestratigrafia e estratigrafia de sequências, a palinologia oferece dados essenciais para o detalhamento do arcabouço estratigráfico das bacias e entendimento da sua história geológica. Promove, assim, correlações estratigráficas, identificação de hiatos deposicionais, caracterização da paleogeografia e definição de paleoambientes. A interpretação correta destes dados é

primordial na avaliação do potencial de exploração econômica em determinados intervalos estratigráficos (Antunes & Melo, 2001).

Diversas contribuições sobre interpretações paleoambientais têm sido também apresentadas através do estudo de palinofácies. Por meio das relações quantitativas e texturais entre fitoclastos, palinomorfos marinhos e continentais, elabora-se o entendimento da dinâmica sedimentar, a determinação e proximidade da área-fonte, natureza do transporte e eventos pós-deposicionais (Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999). Estas informações são imprescindíveis na reconstituição paleoambiental dos depósitos sedimentares de bacias.

A Formação Urucutuca na Bacia de Almada é dominada por folhelhos de talude com turbiditos localizados (Carvalho, 1965; Menezes Filho, 1990; Netto & Ragagnin, 1990; Netto et al., 1994; Gontijo et al., 2007). Tais turbiditos são produtores de petróleo na bacia do Espírito Santo, nos campos de Lagoa Parada e Fazenda (Tatagiba, 2005). Assim, a Bacia de Almada tem despertado o interesse de companhias de prospecção por ser considerada fronteira exploratória (Karam, 2005). Apesar desse possível potencial econômico na região, é demonstrada, pela literatura, a carência de dados geológicos e particularmente bioestratigráficos da Formação Urucutuca nesta área.



## 1 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é posicionar cronoestratigraficamente e caracterizar paleoambientalmente o intervalo do Cretáceo Superior referente ao poço SST-01, situado na porção terrestre da Bacia de Almada, através da análise palinológica e de palinofácies.

Secundariamente, pretende-se:

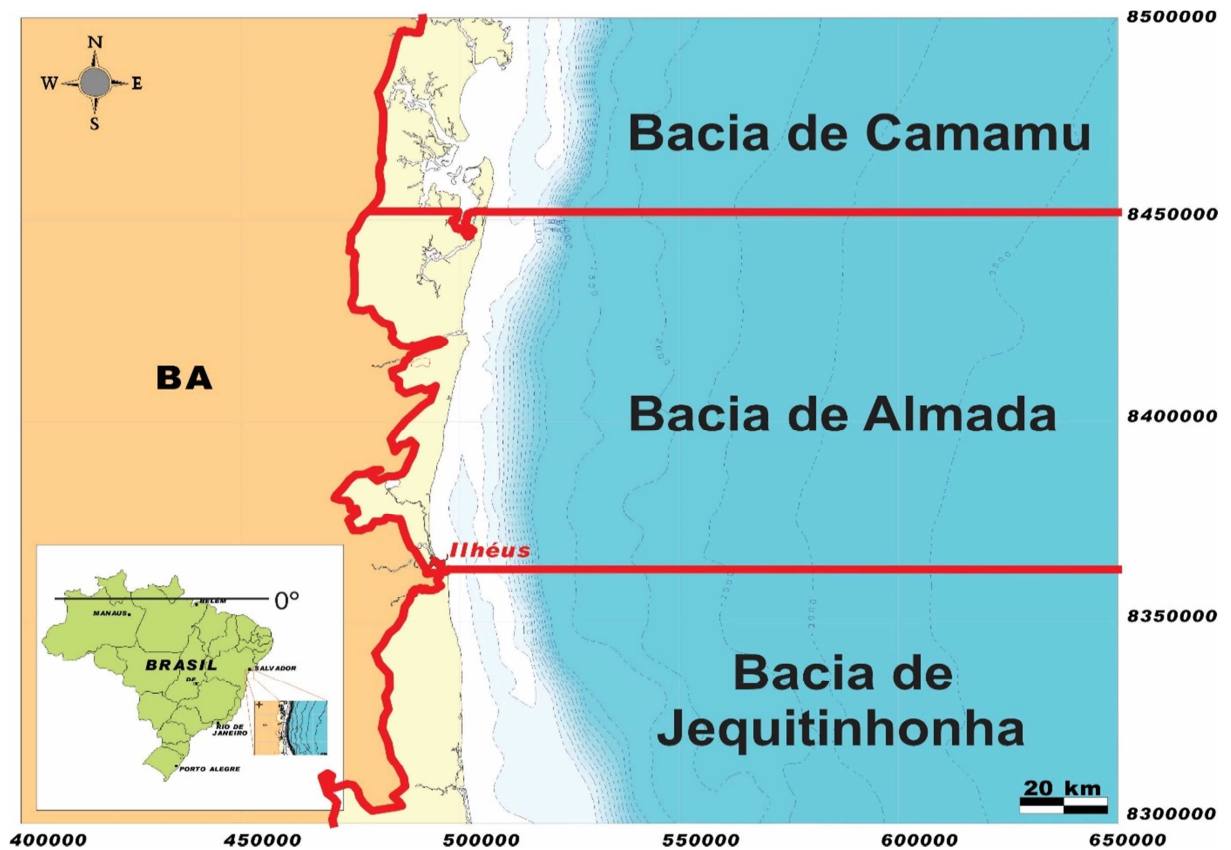
- a) Identificar os palinomorfos e apurar a distribuição estratigráfica;
- b) Reconhecer as espécies-guias visando a identificação de biozonas e, assim, inferir idades relativas, dos estratos investigados;
- c) Verificar a variação composicional dos elementos continentais e marinhos através das palinofácies e das associações palinológicas;
- d) Determinar e analisar os valores percentuais do Carbono Orgânico Total (%COT) e pirólise *Rock-Eval* para auxiliar na interpretação paleoambiental e classificar o tipo de matéria orgânica.

## 2 BACIA DE ALMADA

A Bacia de Almada recebeu esse nome por se situar na desembocadura do Rio Almada, a norte da cidade de Ilhéus. Seu formato é romboédrico curto e compacto, controlado fortemente por lineamentos estruturais N45°, N-S, N120° e N90° (Corrêa Gomes, et al. 2005).

A Bacia de Almada localiza-se na margem leste brasileira, no sul da Bahia, entre os municípios de Itacaré a Norte e Ilhéus a Sul e ocupa uma área de aproximadamente 17.300 km<sup>2</sup>, quando considerado o limite crosta continental-crosta oceânica (Gontijo et al., 2007). Aflora no continente em pequena área aproximadamente a norte-nordeste da cidade de Ilhéus (figura 1). Ainda de acordo com Gontijo et al. (2007), neste trabalho foi considerado o Alto de Taipus como o limite a norte com a Bacia de Camamu. O Alto de Olivença marca o limite ao sul entre as Bacias de Almada e do Jequitinhonha (Netto et al., 1994; Gontijo et al., 2007). A oeste, a seção sedimentar está em contato por não conformidade com o embasamento cristalino e à leste estende-se mar adentro até a crosta oceânica (Adegas et al., 2012).

Figura 1 – Mapa de localização da Bacia de Almada



Fonte: A autora, 2020.

A Bacia de Almada juntamente com as bacias de Jacuípe, Camamu, Jequitinhonha e Cumuruxatiba fazem parte do conjunto de pequenas bacias geograficamente localizadas na margem leste brasileira. Essas bacias apresentam uma evolução geológica comum e seguem um padrão sistemático bem definido. A Bacia de Almada, portanto, apresenta tanto uma história evolutiva, quanto um arranjo estratigráfico, suscetíveis à comparação com as demais bacias marginais brasileiras (Gontijo et al., 2007).

## **2.1 Arcabouço estrutural**

A Bacia de Almada repousa sobre rochas arqueanas do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e neoproterozoicas do Orógeno Araçuaí. A história policíclica destes dois orógenos deixou uma herança de cinturões de dobramentos e zonas de cisalhamento quilométricas, possivelmente reativadas durante a instalação do sistema de riftes cretáceos (Ferreira et al., 2009).

A referida bacia está localizada no ponto onde o sistema rifte foi abortado ao norte, formando as bacias interiores do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Magnavita, 1992). Durante o rifteamento da bacia, no Mesozoico, a anisotropia do embasamento refletiu no desenvolvimento do sistema de falhamentos, na estrutura da bacia e, conseqüentemente, no preenchimento sedimentar da mesma (Caixeta et al., 2007; Gontijo et al., 2007).

A Bacia de Almada exhibe um arcabouço de falhas da fase rifte enraizadas no embasamento cristalino, refletindo as anisotropias do mesmo na orientação e estilo de desenvolvimento do rifte. Este arcabouço estrutural influenciou significativamente a sedimentação nas fases rifte e transicional da bacia (Ferreira et al., 2009).

## **2.2 Evolução tectono-sedimentar**

Devido à evolução interligada com outras bacias marginais, pode-se afirmar que a Bacia de Almada se encontra no sistema de riftes que marcaram o início da separação entre os continentes Sul-Americano e Africano, iniciada no Mesozoico, no Jurássico (Asmus & Ponte, 1973). A Bacia de Almada apresenta fases de evolução tectono-sedimentar caracterizadas por

quatro supersequências: (i) Afinamento crustal ou pré-rifte; (ii) Ruptura ou rifte; (iii) Evaporítica, transicional ou pós-rifte; e (iv) Subsidência térmica, margem passiva ou drifte (Gontijo et al., 2007).

### 2.2.1 Supersequência Pré-rifte

A fase pré-rifte é caracterizada por um estágio inicial, onde há o predomínio do estilo de sinéclise intracontinental no período Neojurássico a Cretáceo basal, constituindo a sequência sedimentar mais antiga da bacia.

Esta supersequência representa a fase intracratônica do supercontinente Gondwana, que precede o rifteamento entre o continente Africano e Sul-Americano. Está inserida, originalmente, sobre uma grande extensão geográfica, a chamada Depressão Afro-Brasileira, com unidades correlacionáveis com as bacias vizinhas (Camamu, Recôncavo, Tucano, Jatobá, Sergipe e Alagoas) (Gontijo et al., 2007). Em termos litoestratigráficos, está representada pelas Formações Sergi e Itaípe, do Grupo Brotas. Estes depósitos podem ser relacionados ao estágio inicial de flexura da crosta, em resposta aos esforços distensionais que originaram o sistema de riftes do Eocretáceo (Gontijo et al., 2007).

A Formação Sergi, base da sequência, é composta predominantemente por arenitos finos a conglomeráticos depositados por sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico (Viana et al., 1971). Ao longo do espesso pacote arenoso, intercalam-se camadas delgadas de folhelhos e siltitos. Essa Formação é datada do Neojurássico e, na cronoestratigrafia local, posiciona-se no Andar Dom João. Em Almada, a Formação Sergi está assentada diretamente sobre o embasamento (Gontijo et al., 2007).

Diferentemente da formação anterior, a Formação Itaípe de idade Eorrio da Serra, definida originalmente por Netto et al. (1994), é predominantemente formada por folhelhos, com alternâncias de arenitos, siltitos e calcilutitos. A seção é essencialmente argilosa e o ambiente deposicional considerado para essas rochas sedimentares é o flúvio-lacustre. A Formação Itaípe tem limite transicional com a Formação Sergi, na base, mas discordante no topo com a Formação Morro do Barro e está restrita à Bacia de Almada (Gontijo et al., 2007).

### 2.2.2 Supersequência Rifte

Nessa fase o regime distensivo do tectonismo é intenso e ocorre a ruptura do Gondwana Oeste, do Berriasiano ao Aptiano, relacionado à extensão litosférica (Chang & Kowsmann, 1987). A quebra do Gondwana deu-se a partir de grandes lineamentos proterozoicos e paleozoicos que são reconhecidos atualmente em cinturões de dobramentos, províncias e crátons proterozoicos, e bacias sedimentares continentais paleozoicas (Chang et al., 1991).

A sedimentação rifte ocorreu durante os andares Rio da Serra e Alagoas, na cronoestratigrafia local; correspondendo, grosso modo, no intervalo de tempo do Berriasiano ao Aptiano. Os sedimentos do Grupo Almada juntamente com a porção basal do Grupo Camamu compõem essa supersequência que é subdividida em três sequências de terceira ordem: **K10-K20**, **K30** e **K40**. Assim como Gontijo et al. (2007), neste trabalho é admitido que a base da seção rifte é a discordância entre a Formação Itaípe e a Formação Morro do Barro.

O início da fase principal do rifte no Cretáceo Inferior (Berriasiano) é responsável pela configuração do arcabouço estrutural principal desta bacia, com blocos tectônicos basculados, separados por falhas normais sintéticas e antitéticas e formando diversos sistemas de grábens e horsts (Ojeda, 1983). A Formação Morro do Barro representa os depósitos mais basais dessa fase, constituindo a Sequência **K10-K20**. Netto et al. (1994) definiram os membros Tinharé e Jiribatuba constituintes desta Formação. O Membro Tinharé é formado por arenitos muito finos a médios e conglomerados variados. O Membro Jiribatuba compõe-se de folhelhos calcíferos, comumente ricos em matéria orgânica, contendo intercalações de arenitos. O contexto deposicional é identificado como predominantemente subaquoso, onde dominam processos relacionados a fluxos gravitacionais, dando origem a fan-deltas, fluxos de detritos e turbiditos (Barroso, 1984). Embora alguns testemunhos também sugerirem a presença de depósitos de planície e frente deltaica.

A discordância que separa a Sequência **K10-K20** da posterior, **K30**, é bem delimitada no registro bioestratigráfico pela ocorrência de truncamentos erosionais aferido nas seções sísmicas (Gontijo et al., 2007).

A Sequência **K30** abrange os andares locais Aratu, Buracica e Jiquiá e é composta pela Formação Rio de Contas definida pelos Membros Mutá e Ilhéus.

Correlativo à Formação Morro do Barro, a Formação Rio de Contas é caracterizada pela grande variabilidade litológica, no entanto o conteúdo fossilífero é substancialmente mais abundante. O Membro Mutá é composto por conglomerados e arenitos finos a conglomeráticos, com intercalações de marga, biocalcarenito e dolomita, especialmente na sua porção inferior. O Membro Ilhéus é formado por folhelhos associados a arenitos muito finos. Interpreta-se para a seção um contexto deposicional possivelmente relacionado a leques subaquosos junto à borda falhada de um lago com sedimentação predominantemente pelítica. Ambientes fluvial e deltaico deverão ocorrer na borda flexural. Áreas relativamente altas no interior do lago apresentam hiatus deposicionais na base da sequência (Gontijo et al., 2007).

A última unidade do estágio rifte é definida pela Sequência **K40**, depositada durante o Aptiano ou, na cronoestratigrafia local, Andar Alagoas. Em Almada, essa sequência foi amostrada apenas em águas rasas, onde é caracterizada pelo Membro Itacaré que engloba uma expressiva seção conglomerática polimítica, arenitos muitos finos a grossos e folhelhos. Essa sedimentação predominantemente clástica grossa reflete o gradativo assoreamento do lago, cuja borda oeste migra em direção ao centro da bacia, expondo sedimentos das sequências mais antigas. Evidências geoquímicas e paleontológicas sugerem, localmente, uma influência marinha ao tempo da deposição basal, mais argilosa, da Sequência **K40** (Lana & Pedrão, 2000a, b).

### 2.2.3 Supersequência Pós-rifte

Esta supersequência transicional marca a passagem da fase rifte para a fase drifte, ocorrendo as primeiras incursões marinhas nas bacias costeiras. Esta fase é marcada pela parada do estiramento e rifteamento da crosta continental e o desaparecimento das atividades de falhas envolvendo o embasamento (Silva, 2005).

Os membros Serinhaém e Igrapiúna da Formação Taipus Mirim (Netto et al., 1994) são as unidades litoestratigráficas que compõem a Sequência **K50**, depositada ao final do Neo-aptiano (Neo-Alagoas). Nesta sequência ocorrem pacotes de arenitos, às vezes maciços, nas porções proximais, além, de intercalações de arenitos, folhelhos e conglomerados (Membro Serinháem) e carbonatos subordinados. Porém, são os evaporitos que determinam a identificação desta sequência. O Membro Igrapiúna composto por pacotes de halita e anidrita com intercalações subordinadas de folhelhos e arenitos.

Com relação aos sistemas deposicionais, as associações faciológicas com predominância de arenitos caracterizam sistemas marginais lacustres proximais e fluviais; as associações com predominância de folhelhos indicam sistemas lacustres distais; os conglomerados estão relacionados aos sistemas de leques associados aos falhamentos e os evaporitos e sucessões faciológicas siliciclásticas foram depositados em ambiente marinho raso, marcando indícios da primeira incursão marinha na bacia corroborando Netto et al. (1994) (Küchle, 2004).

Nesta sequência ocorre uma importante província de domos de sal que abrange quase toda a extensão da bacia na região de águas profundas. Contudo, a sucessão salífera nessa bacia é demasiadamente mais fina em comparação com as camadas de sal depositadas em outras bacias marginais brasileiras, como por exemplo, as Bacias de Santos, Campos, Espírito Santo e Mucuri. Em águas rasas, a ocorrência da sequência supracitada é restrita. (Gontijo et al., 2007).

#### 2.2.4 Supersequência Drifte

Na última fase, que se iniciou no Albiano, ocorre a deriva continental e a instalação de uma margem passiva. A gradual abertura da estreita faixa marinha do proto-oceano Atlântico Sul, devido ao continuado espalhamento do fundo oceânico propiciou a deposição de espesso pacote de sedimentos marinhos (Chang et al., 1991). A supersequência de margem passiva é geralmente de natureza transgressiva durante o Neocretáceo, caracterizada pela subida do nível do mar e predominantemente por ambientes deposicionais siliciclásticos (Koutsoukos et al., 1991).

As próximas sequências descritas compõem a última Supersequência e, assim, completam o Grupo Camamu e integram o Grupo Espírito Santo.

Na Formação Algodões (Albiano até Cenomaniano) pertencente a sequência **K60-K84** (a última sequência constituinte do Grupo Camamu), a sedimentação da bacia passa a ser francamente marinha e majoritariamente química. Esta formação é subdividida em dois membros. O Membro Germânia é caracterizado por uma notável ocorrência de terrígenos associados a calcarenitos e, secundariamente, calcilutitos. O Membro Queipe é constituído por calcilutitos com foraminíferos planctônicos e margas e, minoritariamente, por folhelhos,

calcarenitos e arenitos. Os contatos com a Formação Taipus Mirim (inferior) e com a Formação Urucutuca (superior) são discordantes.

As Sequências **K88-K90** e **K100-K130** subdividem a seção neocretácea pós-cenomaniana, representadas pela Formação Urucutuca. Folhelhos, por vezes piritosos e fossilíferos, com intercalações de arenitos turbidíticos relacionados a rebaixamentos do nível do mar compõem esta formação. A deposição da Formação Urucutuca identifica o aprofundamento da bacia e a substituição dos depósitos plataformais, pertencentes à Formação Algodões, por pelitos de ambiente batial. Durante o Santoniano/Campaniano ocorreram importantes eventos erosivos, onde plataforma e talude foram escavados, dando origem a cânions com orientação geral W-E e NW-SE. Dentre estas feições erosivas destaca-se o Cânion de Almada, definido pela primeira vez por Ferradaes & Souza (1972), situado no sul da bacia e cuja porção mais proximal aflora junto à cidade de Ilhéus. Analisando dados sísmicos, juntamente com o mapa geológico da porção emersa da Bacia de Almada, observa-se que os sedimentos aflorantes da Formação Urucutuca representam uma porção exumada da seção de preenchimento do Cânion de Almada (Bruhn & Moraes, 1989).

Os cânions anteriormente citados permaneceram em áreas preferenciais para a transferência de areias para águas mais profundas, ao longo das Sequências **E10**, **E20** e **E30-E50**. O registro sedimentar é pontuado por discordâncias de expressão regional, melhor manifestadas em águas profundas através de truncamentos erosivos, feições de onlap e associação de sistemas de canais submarinos. Essas discordâncias datam do Eopaleoceno à base do Mesoeoceno. As sequências supracitadas são representadas predominantemente por folhelhos, com intercalações de arenitos, margas, calcilutitos e calcarenitos. Esta associação caracteriza o ambiente nerítico profundo a batial sob o qual depositou-se a Formação Urucutuca. Em áreas proximais, margas e calcarenitos marcam a base da seção progradante que culmina com a deposição dos carbonatos plataformais da Formação Caravelas a partir do Neoeoceno/Eo-oligoceno.

A deposição das Sequências **E60-E70**, **E80-N30** e **N40-N50** identificam uma sedimentação de caráter regressivo, implantada a partir do Neoeoceno e representada pela progradação dos sedimentos plataformais relacionados às Formações Rio Doce e Caravelas sobre as fácies distais pertencentes à Formação Urucutuca. O complexo Caravelas/Rio Doce ocorre com a composição clássica, alternando clásticos grossos, de origem continental, com carbonatos, geralmente bioclásticos. Na Bacia de Almada, a Formação Barreiras é registrada apenas próximo ao limite com a Bacia de Camamu (Martin et al., 1980). A origem continental comumente atribuída às rochas sedimentares que a caracterizam é questionada quando

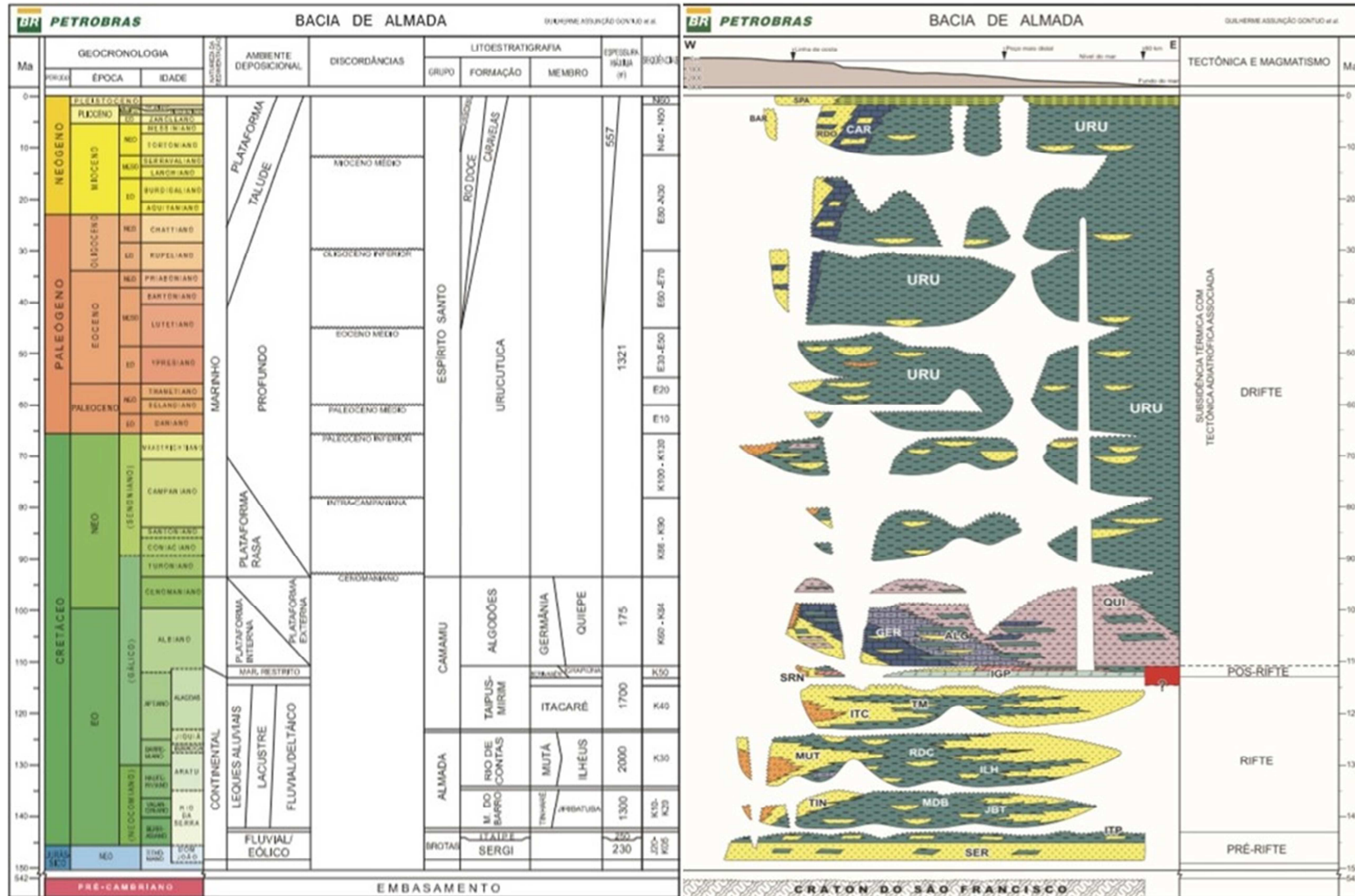


consideradas evidências sedimentológicas e paleontológicas (Arai, 2005). Gontijo et al. (2007) optam por posicionar a Formação Barreiras no Mioceno Superior/Plioceno, acima da grande discordância do Tortoniano, comumente identificada em seções sísmicas, nas bacias da margem continental.

A última sequência, denominada **N60**, de idade pleistocênica a holocênica abrange os sedimentos clásticos de praias e aluviões que compõem a fisiografia atual da Bacia de Almada. Arenitos e folhelhos são relacionados às planícies de inundação dos Rios Almada e de Contas, bem como os depósitos estuarinos e deltaicos que ocorrem na foz destes rios. Argilas ainda não consolidadas recobrem toda a extensão da porção submersa da bacia (Gontijo et al., 2007).

Todas as sequências supracitadas estão devidamente posicionadas na carta estratigráfica na figura 2.

Figura 2 – Carta cronoestratigráfica da Bacia de Almada



Fonte: Gontijo et al., 2007.

### 2.3 Formação Urucutuca

Em 1965, em um trabalho sobre a geologia da então chamada "bacia sedimentar do Rio Almada", Carvalho observou uma sequência de sedimentos ricos em microfósseis, principalmente foraminíferos, e litologicamente não correlacionáveis com as formações do Cretáceo Inferior da bacia. Aferidas as características litológicas bem distintas e mapeáveis, juntamente com a ocorrência desses sedimentos em uma extensa área, Carvalho (1965) definiu esta sequência supracitada como Formação Urucutuca.

A formação é composta por uma alternância de folhelhos, calcários, siltitos, arenitos e conglomerados. Na porção basal apresenta uma fácies argilosa caracterizada pela uniformidade litológica na bacia, já na porção superior da formação, há o predomínio dos conglomerados com finas intercalações de folhelhos sílticos, siltitos e arenitos argilosos (Carvalho, 1965). Bruhn & Moraes (1989) em estudos da seção aflorante definiram os conglomerados presentes na formação como turbiditos.

Determinações paleontológicas posteriores, baseadas principalmente em foraminíferos, constataram tratar-se de sedimentos marinhos e sugerem condições de mar aberto. Dados litológicos aliados à rica fauna de foraminíferos contida na formação sugerem condições redutoras em ambiente nerítico de deposição (Carvalho, 1965).

A predominância de sedimentos finos aliada à ausência de clastos grosseiros na parte basal da formação parece denunciar rápida transgressão marinha. A uniformidade e homogeneidade litológica da espessa coluna de folhelhos, na porção mais basal da formação (região estudada neste trabalho), possivelmente indicam um mar calmo, que ocupava a área de deposição da formação durante um longo período de tempo (Campaniano Superior ao Maastrichtiano). A presença de conglomerados grosseiros, com intercalações de folhelhos e siltitos violáceos, marrons, na parte superior da formação, indica deposição de sedimentos litorâneos durante a fase regressiva do mar (Carvalho, 1965).

Carvalho (1965) admitiu que os sedimentos da Formação Urucutuca devem ser provenientes das rochas sedimentares preexistentes e/ou do embasamento.

Ferradaes & Souza (1972) definiram pela primeira vez o atualmente denominado Cânion de Almada, uma grande feição erosiva, pós-cenomaniana, preenchida por uma coluna de sedimentos campano-maastrichtianos da Formação Urucutuca. As rochas aflorantes da Formação Urucutuca são, portanto, consideradas uma porção exumada de preenchimento do Cânion de Almada. Entretanto, vale ressaltar que a partir da visualização da carta

estratigráfica da bacia (Gontijo et al., 2007), constata-se que nas porções mais distais da bacia ocorrem espessas camadas de folhelhos, datados como de idade Eoalbio a Plioceno, e considerados como pertencentes à Formação Urucutuca.

Como perfil de referência da Formação Urucutuca, adotou-se o poço 1-ESS-32, perfurado em 1979 pela Petrobras na Bacia do Espírito Santo. Esta unidade pode ser correlacionada com as formações Ubatuba (Campos), Itajaí-Açu e Marambaia (Santos), Calumbi (Sergipe/Alagoas), Ubarana (Potiguar), entre outras (Vieira et al., 1994). Infelizmente pela escassez de informações na literatura não foi possível relacionar o poço 1-ESS-32 com os dados obtidos neste trabalho do poço SST-01.

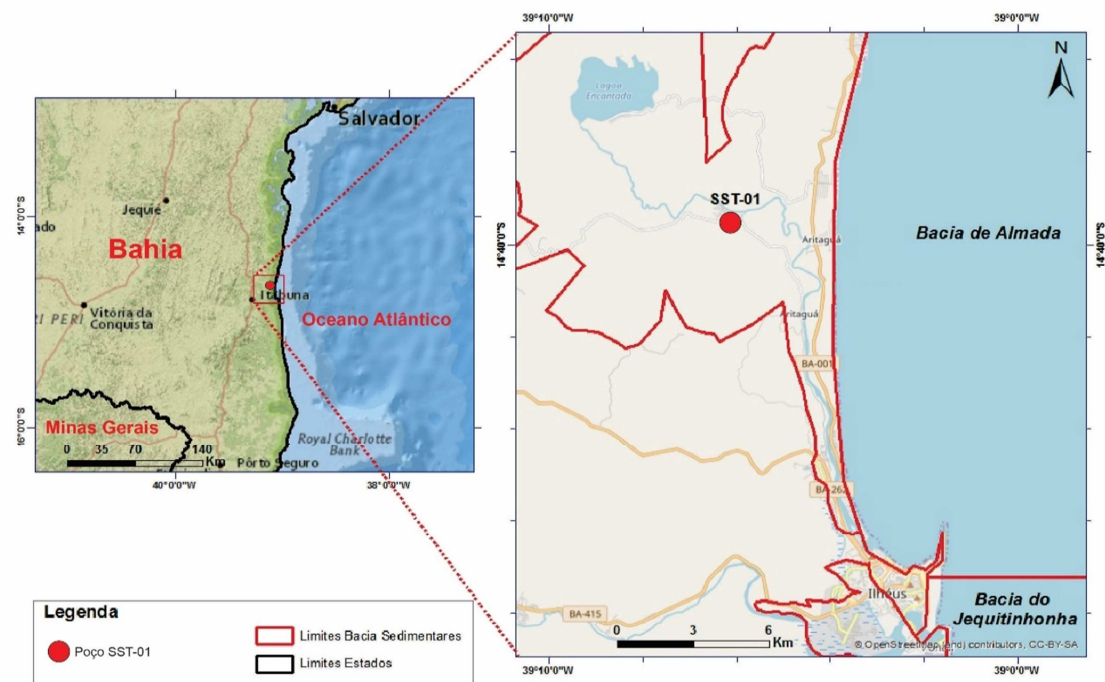
### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 Seleção das amostras

As amostras aqui estudadas são provenientes de um furo de sondagem com testemunhagem contínua de 250 metros de espessura (poço SST-01), perfurado em 2004 em um Projeto intitulado “Turbiditos da Bacia de Almada/Bahia: Pesquisas Geológicas e Geofísicas” entre a Petrobras, a Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e a Universidade Estadual do Norte Fluminense (UENF). As amostras encontram-se acondicionadas na Litoteca do Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia – UERJ.

Este poço está localizado na porção *onshore* da Bacia de Almada, no sul do Estado da Bahia, à 200km à sul da cidade de Salvador e 15km à norte da cidade de Ilhéus, nas coordenadas N8379.425 e E0489.082 (figura 3).

Figura 3 – Mapa de localização do poço SST-01



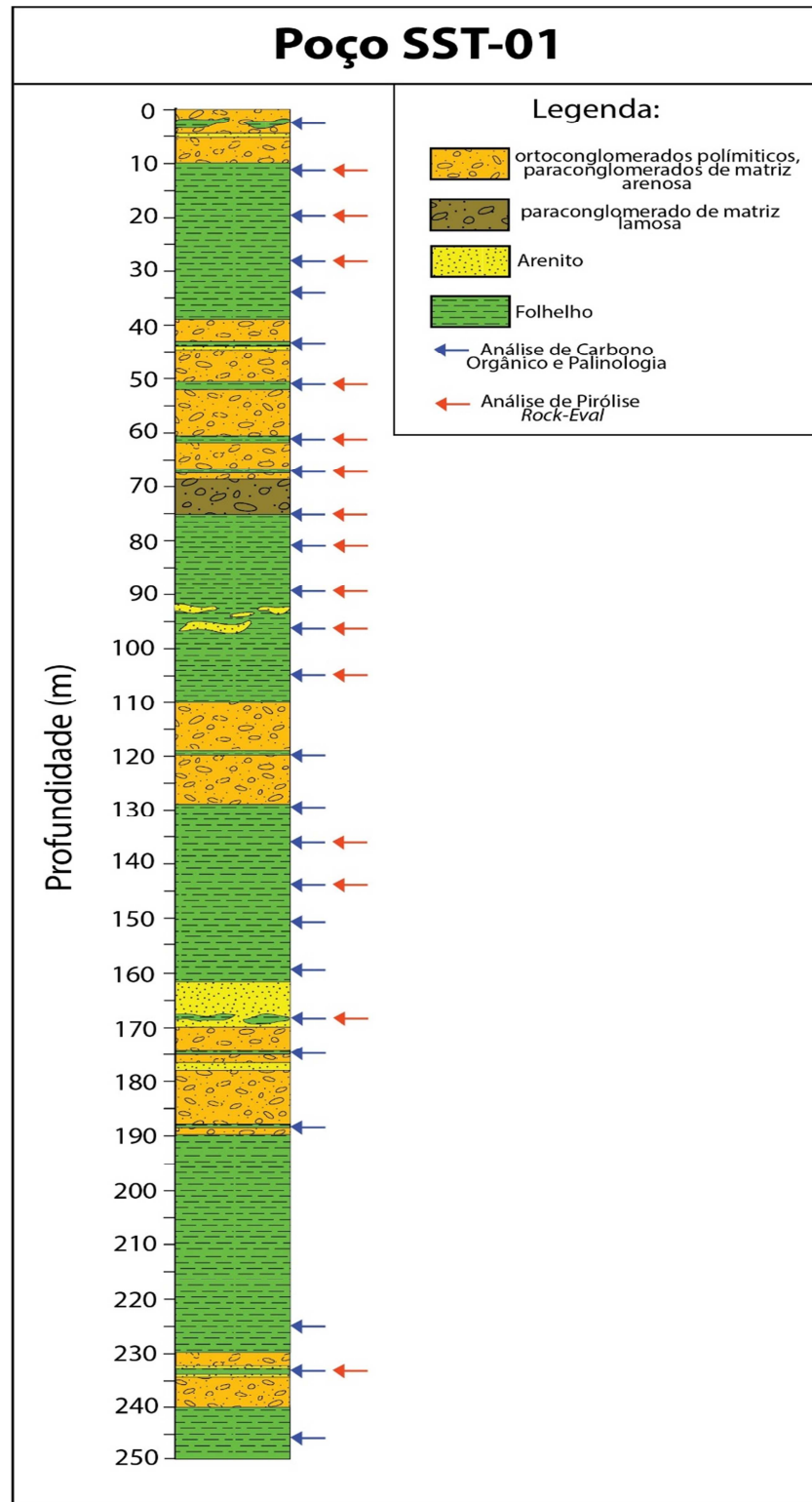
Fonte: A autora, 2020.

### 3.2 Preparação das amostras

Foram selecionadas 26 amostras, tanto para os estudos palinológico e palinofaciológico quanto para a análise geoquímica. Deu-se preferência para os folhelhos, com coloração cinza médio à escuro, contidos no intervalo correspondente às profundidades de 3,15 até 245,1 metros (figura 4).

Todos os procedimentos laboratoriais como o tratamento físico e químico das amostras para confecção das lâminas palinológicas e palinofaciológicas e obtenção de dados de Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise *Rock-Eval* foram realizados nos Laboratórios de Palinomacerais e de Geoquímica Orgânica da FGEL/UERJ seguindo as metodologias abaixo apresentadas.

Figura 4 – Perfil do poço SST-01 com os pontos de amostragem para análises COT/S, Palinologia e Palinofácies (seta azul) e Pirólise *Rock-Eval* (seta vermelha).



Fonte: A autora, 2020.

### **3.3 Processamento das amostras para palinofaciologia e palinologia**

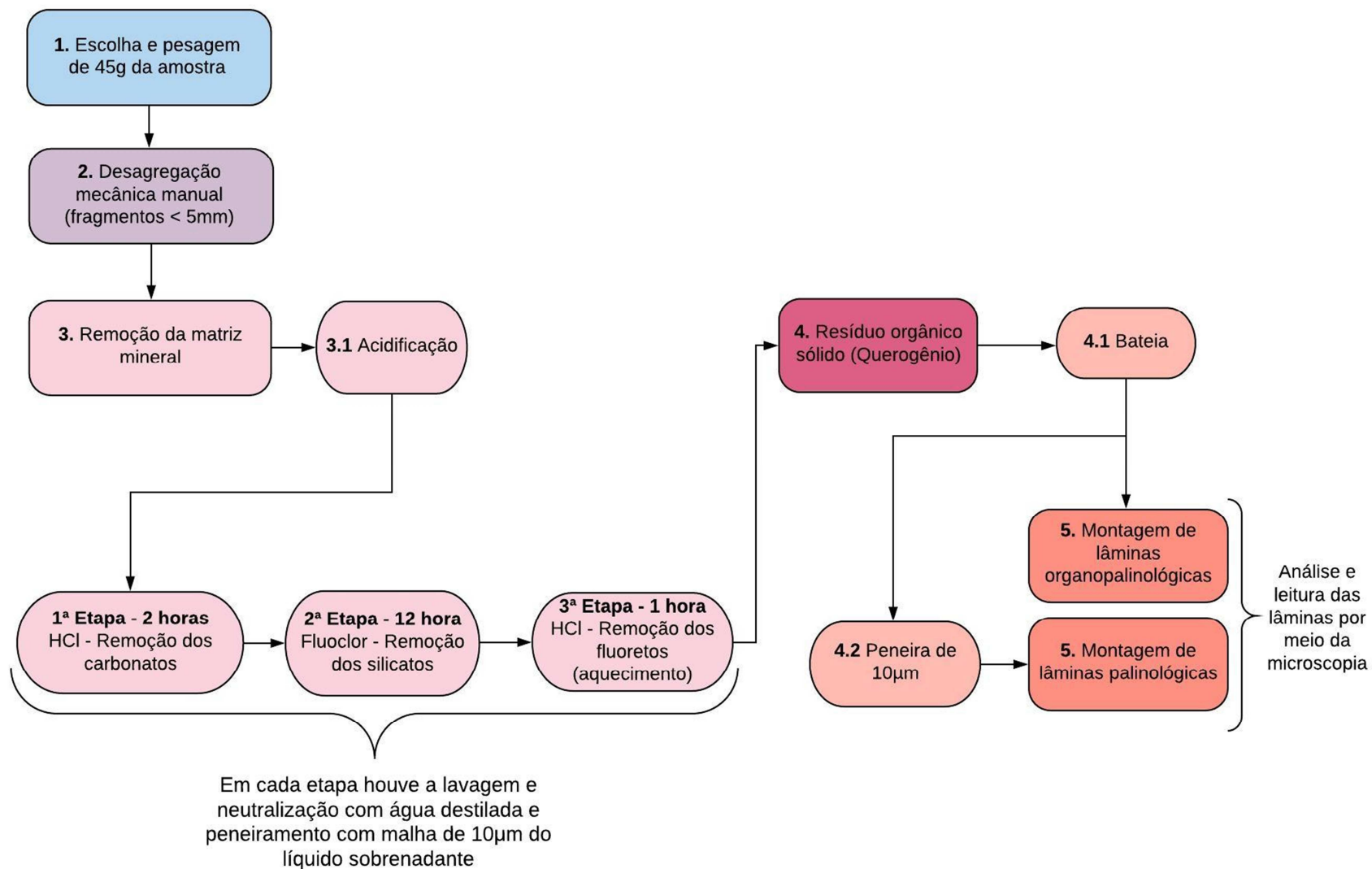
Os procedimentos para preparação das amostras palinofaciológicas e palinológicas envolvem etapas de acidificação utilizando ácidos não oxidativos tendo como produto um material orgânico concentrado (querogênio).

Utilizando-se do inovativo método de preparação química para processamento palinofaciológico e palinológico proposto por Antonioli, et al. (2018), observadas na figura 5, foram executados os preparos necessários para a confecção das lâminas.

Todas as lâminas estão armazenadas no Laboratório de Palinomacerais da Faculdade de Geologia na Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Os códigos registrados dessas lâminas podem ser facilmente acessados a partir da numeração 17363 até 17388.



Figura 5 – Fluxograma de processamento químico das amostras palinológicas e organopalinológicas



Fonte: Antonioli et al., 2019.

### 3.3.1 Desagregação física

A primeira etapa consiste na desagregação física do material em elementos menores, objetivando uma reação mais eficaz com os ácidos. Para tal, foi realizada a fragmentação de aproximadamente 45 gramas de cada amostra em tamanhos próximos à 5,0 mm. As amostras foram dispostas em béqueres de polipropileno, devidamente identificados, e levados à capela para serem submetidos aos processos de acidificação detalhados a seguir.

### 3.3.2 Dissolução química

Os procedimentos descritos a seguir envolve utilização de produtos químicos altamente tóxicos e que tem propriedades de dissolução e eliminação de minerais inorgânicos presentes nas rochas tendo como produto final a concentração de material orgânico (querogênio). Vale salientar que é imprescindível o uso de equipamentos de proteção individual, para que o operador não tenha nenhum contato direto com os ácidos utilizados.

As etapas de acidificação seguem a seguinte ordenação:

1º passo - Acidificação com ácido clorídrico (HCl 37%): Adiciona-se uma quantidade suficiente de ácido para cobrir todo o material, com o objetivo de eliminar a possível fração mineral carbonática presente na amostra. Após 2 horas em repouso, as amostras foram lavadas em água destilada para a eliminação do ácido e neutralização do meio. Repetiu-se esta etapa por mais duas vezes. Para evitar perda de material, especificamente dinoflagelados, realizou-se peneiramento do sobrenadante em malha de 10 $\mu$ m, assim, retornando com o material retido na peneira ao becker.

2º passo - Acidificação com fluorclor: Da mesma forma como na adição do ácido clorídrico, é adicionado um volume de ácido fluorclor suficiente para cobrir por completo todo o material. Nessa operação, as amostras ficaram em repouso por 24 horas a fim de remover a fração siliciclástica. Análogo à etapa anterior, as amostras foram neutralizadas com água destilada e peneiradas com malha de 10 $\mu$ m, por três vezes.

Vale ressaltar que o processamento organopalínológico padrão (Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999 e Menezes et al., 2008) utiliza o ácido fluorídrico nessa etapa, para a remoção da matriz silicática. No entanto, sua venda está sob o comando do exército brasileiro,

limitando assim a sua aquisição. Sendo assim, Antonioli et al. (2019) criaram um novo método de preparação química fazendo a substituição do ácido fluorídrico pelo fluorclor, possibilitando, principalmente, a continuidade das pesquisas acadêmicas em palinofaciologia e palinologia.

3º passo - Acidificação com ácido clorídrico (HCl 37): Após a neutralização das amostras com água destilada, foram adicionados aproximadamente 50ml de HCl a 37% a quente com temperatura em torno de 40°C. O tempo de ataque dependeu da quantidade de floursilicatos presentes nas amostras. Aconselha-se deixar em ataque até a total remoção de cristais de floursilicatos, que no presente caso durou aproximadamente 2-4 horas. Novamente as amostras foram neutralizadas com água destilada e procedeu-se aos peneiramentos com malha de 10µm para descarte do líquido sobrenadante.

### 3.3.3 Concentração dos resíduos orgânicos e elaboração das lâminas

Com o resíduo já neutralizado na etapa anterior, dois tipos de lâminas foram confeccionadas: uma organofaciológica e outra palinológica. A preparação destas lâminas foi executada a partir de "bateia", com utilização de vidro de relógio para melhor concentração do resíduo orgânico. As lâminas organopalínológicas foram confeccionadas a partir da "bateia" do resíduo total. As lâminas palínológicas foram obtidas a partir do peneiramento do resíduo em peneira de *nylon* de 10µm, e posteriormente, foram "bateadas", a fim de melhor concentrar os palinomorfos.

Na confecção de cada lâmina, duas lamínulas (24x32mm) foram colocadas sobre uma chapa aquecedora, com uma temperatura aproximada de 40-50 °C. Objetivando obter um melhor manuseio na confecção, fez-se necessária à fixação da lamínula na chapa por meio de uma gota de água disposta diretamente na chapa aquecedora. Uma das lamínulas recebeu o resíduo orgânico peneirado em malha de poliéster de 10µm, e a outra lamínula recebeu o resíduo orgânico não peneirado. Depois de secas, as duas lamínulas foram retiradas da chapa e dispostas na capela para posterior colagem em lâminas de vidro (24x76mm) previamente identificadas, com o composto Entellan.

### 3.4 Métodos de análises de palinofácies e palinologia

#### 3.4.1 Identificação e análises de Palinofácies

As análises palinofaciológicas foram aqui aplicadas a fim de caracterizar as condições deposicionais e paleoambientais ocorridas durante a sedimentação desses estratos.

O conceito de palinofácies foi criado por Combaz (1964) para representar os constituintes de uma assembleia total de matéria orgânica particulada contida nos sedimentos e rochas sedimentares, seguida da remoção da matriz mineral com os ácidos clorídrico e fluorídrico.

Tyson (1995) introduziu o conceito moderno de palinofácies tratando-se de um corpo de sedimento contendo uma assembleia distinta de matéria orgânica que reflete um conjunto específico de condições ambientais. Este corpo sedimentar poderia estar associado ou não a um potencial de geração de hidrocarbonetos. Ampliou-se, assim, o conceito do termo palinofácies, fazendo com que o mesmo não fosse tão restrito como anteriormente definido.

Ainda de acordo com Tyson (1995), a análise de palinofácies consiste na caracterização quantitativa e qualitativa dos componentes orgânicos envolvendo o estudo integrado de todos os aspectos morfológicos da matéria orgânica, que incluem: a identificação dos componentes particulados individuais, a avaliação das suas proporções absolutas e relativas, tamanho e estado de preservação das partículas.

Neste estudo, para a identificação e classificação do material orgânico particulado foram adotadas as metodologias proposta por Tyson (1995) e Mendonça Filho et al. (2010a, 2011, 2012), as quais baseiam-se, primeiramente, na morfologia e no estado de preservação utilizando-se microscopia óptica sob luz branca transmitida e modo fluorescência.

As análises quantitativas do material seguiram a metodologia estabelecida por Mendonça Filho et al. (2011) que consiste na contagem de 300 partículas orgânicas por lâmina. A contagem foi realizada fazendo-se uma cobertura da lâmina, através de seções transversais verticais, por meio de uma ocular com retículo cruzado graduado e uma objetiva de aumento de 20x. Os dados quantitativos foram registrados manualmente em folhas de contagem baseados na classificação exposta nas tabelas 1a e 1b, proposta por Tyson (1995), e Mendonça Filho et al. (2002, 2010a, b, e 2012). A identificação das partículas dos grupos e subgrupos da matéria orgânica particulada foi realizada de acordo com as tabelas 1a e 1b,

através de técnicas de microscopia de luz branca transmitida e luz azul incidente (fluorescência).

Todos os resultados obtidos serão apresentados sob a forma de tabelas, figuras e gráficos.

Tabela 1 – Classificação detalhada dos componentes orgânicos particulados (Grupo da Matéria Orgânica Amorfa e Grupo dos Fitoclastos).

Grupos e Subgrupos		Descrição			
<b>Matéria Orgânica Amorfa</b>	“MOA” – Material orgânico derivado de ataque microbiológico		Material não estruturado com formato variado; cor: amarela-laranja-vermelho, laranja-marrom, cinza; pode ter intrusões de palinomorfo, fitoclasto, pirita. Pode exibir ou não fluorescência.		
	<b>Bacteriana</b> (esteiras microbiais) – Material orgânico derivado da produtividade microbiológica		Material não estruturado, intensamente fluorescente de origem bacteriana. Pode ser fina, ‘pelicular’ (Combaz, 1964), com impressões de ‘crateras’ pela dissolução de minerais carbonáticos da matriz inorgânica no processo de isolamento por maceração ácida. Pode também estar sob a forma de placas densas, compactas, com contornos angulares.		
	<b>Resina</b> – Derivado de vegetais terrestres superiores de florestas tropicais e subtropicais.		Partícula não estruturada, hialina, usualmente arredondada, homogênea. Pode exibir ou não fluorescência.		
<b>Fitoclasto</b>	Derivado de tecidos de vegetais terrestres superiores ou fungos	Opaco	Equidimensional	Partícula preta de forma quadrática. Sem bioestruturas internas.	
			Alongado	Partícula preta de forma alongada. Comprimento 3 vezes maior do que a largura. Usualmente não apresente estruturas internas, mas podem apresentar perfurações.	
			Corroído	Partícula preta com contornos difusos e irregulares.	
	Derivado de tecidos de vegetais terrestres superiores ou fungos	Não Opacos	<i>Não degradado</i> Contorno nítido ou levemente irregular ou <i>Degradadas</i> Contorno irregular, por vezes difuso ou <i>Pseudoamorfos</i> Margens gradacionais, não exibe fluorescência ou <i>Amorfizados</i> Contornos irregulares e possíveis inclusões Ou <i>Em decomposição</i> Perda da integridade física	Hifas de fungo	Filamentos individuais do micélio da fase vegetativa dos fungos.
				Não-bioestruturado	Partícula de cor marrom não-bioestruturada
				Cutícula	Partícula de cor amarelo-pálido a marrom claro, delgadas, com estrutura celular. As vezes com estômatos visíveis. Ocasionalmente, podem ocorrer materiais cuticulares mais espessos, nesse caso a cutícula está associada às camadas mais internas do vegetal, como por exemplo, córtex ou epiderme.
			Membrana	Partícula de cor amarelo-pálido, comumente transparentes, sem estrutura celular.	
			Bioestruturado	Partícula de cor marrom bioestruturada, pode ser: estriado, listrado, bandado, perfurado.	
	Esclereído	Células que forma o tecido esclerenquimático, com parede secundária espessada e impregnadas de lignina. São encontradas em diferentes partes do vegetal (raiz, caule e folha) e têm a função de sustentação e resistência. Podem ocorrer total ou parcialmente carbonizados por processos de combustão e/ou oxidação. Podem ser classificados como componentes opacos (pretos) ou não-opacos.			

Fonte: Tyson (1995), Mendonça Filho et al. (2002; 2010a, b; 2012).

Tabela 2 – Classificação detalhada dos componentes orgânicos particulados (Grupo dos Palinomorfos).

Grupos e Subgrupos		Descrição		
<b>Palinomorfo</b>	Esporomorfo	Esporo	Palinomorfo terrestre produzido por pteridófitas, briófitas e fungos.	Formato triangular ou circular, apresenta a marca trilete (“Y”) ou monolete (cicatriz). Ornamentação variada. Além de isolado pode ocorrer como mássulas, aglomerados e tétrades. Ordoviciano-Recente.
		Grão de pólen	Palinomorfo terrestre produzido por gimnospermas e angiospermas.	Apresenta morfologia complexa a simples, usualmente esférico a subsférico, ornamentação variada. Usualmente apresenta aberturas. Além de isolado pode ocorrer como aglomerados e tétrade. Carbonífero inferior-Recente
	Micro-plâncton de água doce	<i>Botryococcus</i>	Algas Chlorococcales	Colônias globulares irregulares, de 30 à 2000µm. Usualmente com vários lóbulos; laranja-marrom. Carbonífero-Recente.
		<i>Pediastrum</i>		Algas verdes coloniais, radialmente simétricas, 30 à 300µm. Células internas podem ser de forma irregular com espaço entre elas ou compactadas. Jurássico(?)-Recente.
	Micro-plâncton marinho	Dinocistos	Restos de cistos produzidos durante a parte sexual do ciclo de vida do Classe Dinophyceae.	Principal característica é a paratabulação que divide a teca do cisto em placas retangulares ou poligonais separadas por suturas. Três morfologias principais: proximado, cavado e corados. Muitas vezes com uma abertura (arqueópilo), através do qual ocorre o encistamento. Triássico-Recente. Existem espécies de água doce.
		Prasinófitas	Microfósseis produzidos por pequenas algas quadriflageladas (Divisão Pyhophyta).	Maioria como <i>Tasmanites</i> , são esféricas; diâmetro 50 à 2000µm. Pré-Cambriano-Recente. Existem espécies atuais de água doce.
		Acritarcos	Algas sem <i>status</i> taxonômico, afinidade incerta. A maioria está relacionada a cistos de algas fotossintéticas microscópicas	São um grupo de palinomorfo cujo nome significa “origem incerta”. Organismos de pequena dimensão (5 à 150µm). Forma simétrica e com ornamentação variada. Surgem no final do Pré-Cambriano e atingem o auge no Ordoviciano-Devoniano.
	Zoomorfo	Palinoforaminífero	Película interna quitinosa que reveste a carapaça de foraminíferos	Em luz branca transmitida apresenta luz branca transmitida, a cor amarela até ao castanho-escuro, contudo as câmaras externas têm paredes mais finas e translúcidas. Apresentam fluorescência de cor amarela e laranja.
		Escolecodonte	Elemento disperso do aparelho bucal de anelídeos poliquetas bentônicos.	Peça bucal, composta por quitina. Ordoviciano inferior-Recente.
		Quitinozoário	Vesícula em formato de frasco, pequenas garrafinhas ocas (30 à 2000µm). Afinidade incerta.	Constituem um grupo extinto de organismos marinhos dotados de parede orgânica. Ordoviciano-Devoniano.
<b>Outros</b>	Exemplos: <i>Spongiophyton</i> ; Zooclastos (detritos do exoesqueleto dos artrópodes, ovos de copépoda, entre outros).			

Fonte: Tyson (1995), Mendonça Filho et al. (2002; 2010a, b; 2012).

De acordo com Tyson (1995), quanto maior a distância da área fonte, maior a tendência em se acumular os fitoclastos opacos, uma vez que, são partículas muito resistentes e apresentam equivalência hidrodinâmica com sedimentos de tamanho silte até areia fina, levados por flutuação a ambientes mais distais. A figura 6 mostra uma relação dos tipos de fitoclastos e seu grau de preservação à medida que são transportados para regiões cada vez mais distantes da sua área fonte (Tyson, 1995; Vicent, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho et al., 2010a, b).

Figura 6 – Esquema de relação proximal-distal para diferentes tipos de fitoclastos



Fonte: Tyson, 1995; Vicent, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho et al., 2010a, b.






















### 3.4.2. Análise do Índice de Coloração dos Esporos (ICE)

O ICE permite avaliar a maturação térmica por meio de atribuição de valores numéricos em relação às variações de coloração que ocorrem em alguns componentes orgânicos, como os esporos e grãos de pólen.

Essa determinação foi efetuada em microscopia óptica de luz branca transmitida e para comparação utilizou-se a tabela de lâminas padrão de *Robertson Research International Limited* (Tyson, 1995), com uma escala de 1 a 10 que determina a variação de cor do amarelo claro ao preto (figura 7).

A mudança da coloração original destes componentes orgânicos está diretamente relacionada com a temperatura à qual os mesmos foram submetidos. A variação é dada por um amarelo pálido que corresponde a baixas temperaturas, passando por castanho até atingir a cor preta, que corresponde a altas temperaturas (carbonização).

Figura 7 – Índice de Coloração de Esporos (ICE) e sua relação com outros parâmetros de maturação térmica

ESTÁGIOS DE EVOLUÇÃO TÉRMICA	GRAU DE MATURAÇÃO	VARIÇÃO DE CORES EM ESPOROS	INDICADORES DE MATURAÇÃO TÉRMICA				
			ICE	% Ro	IAT	Fluoresc. palinomorfos	T-máx °C
D I A G NÓSE	IMATURO	 incolor amarelo pálido	1	0.2			
		 amarelo claro	1,5		1		
		 amarelo	2		1.5	verde amarela	
		 amarelo ouro amarelo escuro	2,5	0.3			
		 amarelo escuro laranja	3		2		
	TRANSIÇÃO	 amarelo escuro laranja	3,5				
		 amarelo escuro laranja	4	0.4			430
		 amarelo escuro laranja	4,5				
		 laranja	5	0.5		amarela laranja	
		 laranja	5,5	0.6	2.5		440
C A T A G NÓSE	MATURO	 laranja	6			laranja	
		 laranja escuro	6,5	0.7			
		 laranja escuro	7	0.8			
		 laranja escuro	7,5	0.9		laranja marrom	
		 marrom escuro	8	1.0			
		 marrom escuro	8,5	1.3	3		
		 marrom escuro preto	9	2.0	3.5		
M E T A G NÓSE	SUPERMATURO	 marrom escuro preto	9,5		4		
		 preto	10	3.0	5	ausente	450

Fonte: Barnard et al., 1981 (baseado em *Robertson Research International Limited*).

### 3.4.3 Método de análise Palinológica

A palinologia foi um termo proposto por Hyde & William (1944) e é uma ferramenta micropaleontológica, usualmente utilizada nos estudos de exploração de hidrocarbonetos e carvão, voltada para a bioestratigrafia, por fornecer informações valiosas sobre a datação relativa e correlação de rochas sedimentares, aplicável tanto em seções continentais quanto marinhas. Hyde & William (1944) foram os primeiros a utilizarem essa técnica e a partir de então, tornou-se uma ferramenta importante para biologia, geologia e, principalmente, paleontologia. No entanto, apenas em 1952 foi definida como ciência por Erdtman e limitava-se a análise das paredes de grãos de pólen e de esporos recentes em detrimento ao conteúdo vivo. Por outro lado, Manten (1966) sugeriu o uso do termo paleopalínologia para o estudo das formas fósseis.

O termo palinomorfo cunhado por Scott (1960) foi introduzido por Tschudy (1961) para tratar os elementos orgânicos encontrados em uma preparação palinológica. Os palinomorfos possuem dimensões essencialmente entre 5 a 500µm e são recuperados de rochas sedimentares, particularmente pelíticas. Esses microfósseis são compostos por moléculas orgânicas resistentes a tratamentos químicos e físicos, sendo em função do grupo que as originou: a) esporopolenina – esporos, grãos de pólen, acritarcos, alga clorófitas e prasinofíceas; b) dinosporina – dinoflagelados; c) quitina – órgãos de fungos, órgãos de artrópodes, quitinozoários e palinoforaminíferos; e d) pseudoquitina – quitinozoários (Jansonius & McGregor, 1996; Traverse 2007).

A grande quantidade, variabilidade morfológica e distribuição em praticamente toda a seção fanerozoica da coluna geológica e em diversos tipos de ambientes tornam os palinomorfos excelentes para a elaboração de arcabouços bioestratigráficos, reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas (Traverse, 2007).

Ainda de acordo com Traverse (2007), a associação de palinomorfos continentais permite fazer reconstituições de eventos paleoclimáticos e inferências na vegetação do entorno da bacia. A análise dos palinomorfos continentais juntamente com os marinhos pode indicar proximidade ou não de linhas de costa, variações ambientais relacionadas a flutuações do nível do mar, transgressões e regressões e fluxo sedimentar, além das variações paleoclimáticas.

Os palinomorfos têm sido amplamente aplicados nos estudos bioestratigráficos das seções continentais e marinhas das bacias brasileiras. Como marco para a palinoestratigrafia

brasileira, destacam-se os trabalhos de Regali et al., 1974 (a, b), que propuseram palinozonamentos, que com pequenas variações, são ainda hoje, válidos para todas as bacias mesocenoicas da margem continental brasileira.

Os dados para a contagem de frequência relativa foram obtidos pela contagem dos primeiros 200 palinórfos encontrados na lâmina, por estar de acordo com as argumentações de Chang (1967), onde o autor demonstrou que ao contar-se 200 espécimes, a margem de erro será de apenas 5% da população presente; margem bastante aceitável para os objetivos propostos.

Essas análises foram realizadas com a utilização de microscópio da marca Carl Zeiss com fonte de luz branca transmitida e fluorescência (lâmpada de mercúrio HBO – 100 W), com oculares de aumento de 10x e objetivas com aumentos de 10x, 20x, 40x, 50x e 100x. Para as fotomicrografias utilizou-se objetivas de 40x, 50x e 100x, utilizando câmera AxioCamMRc.

#### 3.4.3.1 Principais grupos de palinórfos

Nas associações palinológicas são registrados diferentes *taxa*, cujos ciclos de vida, preferências ambientais e climáticas são distintas. A seguir apresenta-se um sumário das características dos principais grupos de palinórfos identificados no presente estudo: esporos, grãos de pólen e dinoflagelados.

Os esporos são unidades reprodutivas duráveis, unicelulares microscópicas produzidas por algas, fungos, briófitas e pteridófitas (Playford & Dettman, 1996; Raven et al., 2007).

As características morfológicas utilizadas para identificação dos esporos são: marcas de deiscência do tipo monolete e trilete, âmbitos, tipos de lados e ângulos e estruturas além de ornamentações da exina (Faegri & Iversen, 1975; Playford & Dettman, 1996).

O grão de pólen é uma unidade fecundante masculina gerado dentro da antera de gimnospermas e angiospermas (Raven et al., 2007).

Os parâmetros morfológicos utilizados para a classificação desses elementos são aberturas germinais (sacos, no caso das gimnospermas e poros, colpo ou combinação de ambos, no caso das angiospermas), as quais variam em número, posição e distribuição. A estrutura e escultura da parede e seu tamanho também são utilizados (Erdtman, 1952, 1969; Faegri & Iversen, 1975; Jarzen & Nichols, 1996). Os grãos de pólen podem ser encontrados

dispersos em sedimentos depositados a partir do topo do Carbonífero Inferior = Mississippiano (Cruz, 2004).

Os dinoflagelados são organismos unicelulares eucariontes pertencentes ao Reino Protista. O indivíduo em vida possui dois flagelos distintos e um núcleo contendo numerosos cromossomos que se mantêm condensados e visíveis ao longo de seu ciclo de vida (Dodge & Greuet, 1987; Rizzo, 1987; Fensome et al., 1993).

Dentre as espécies atuais conhecidas, 90% são marinhas, constituindo cerca de 20% do fitoplâncton marinho (Taylor, 1987a, b).

Muitos dinoflagelados produzem cistos (dinocistos) durante seu ciclo de vida que são preservados e são encontrados em forma de fósseis em sedimentos antigos. Os dinocistos podem ser de constituição orgânica (diasporina), calcária ou silicosa. Neste trabalho foram considerados apenas os cistos dinosporínicos, já que o material estudado passou pela preparação palinológica, na qual os componentes carbonáticos e silicáticos são dissolvidos pela dissolução química (Arai, 2007).

#### 3.4.4 Inferências paleoambientais por meio das análises dos constituintes orgânicos

Os palinomorfos possuem equivalência hidrodinâmica com argila e silte, tornando-se favoráveis para uma interpretação de uma gama de ambientes continentais, transicionais e marinhos. Nos mais diversos ambientes continentais como pântanos, leques aluviais, planícies de inundação são encontrados elementos provenientes de vegetais inferiores (esporos), vegetais superiores (grãos de pólen) e algas clorófitas. Os ambientes transicionais e marinhos são representados por protistas (dinoflagelados, acritarcos e palinoforaminíferos), algas prasinofíceas e restos de anelídeos (escolecodontes) (Tyson, 1995).

Para o presente estudo palinológico realizou-se a identificação e classificação dos grupos de palinomorfos pertencentes ao material de origem continental (esporos e grãos de pólen provenientes de ambientes terrestres; algas clorofíceas e pteridófitas aquáticas provenientes de ambientes aquáticos) e os componentes de origem marinha (dinoflagelados e palinoforaminíferos). Posteriormente ao reconhecimento taxonômico dos morfotipos encontrados, procedeu-se a individualização de cada grupo constituinte da matéria orgânica. Os representantes dessa associação estão descritos a seguir quanto à sua origem, suas inferências paleoclimáticas e paleoambientais.

#### 3.4.4.1 Palinomorfos continentais

##### Esporos e Grãos de pólen

A identificação do paleoambiente com as mudanças climáticas e sucessões ecológicas são caracterizadas e identificadas pelos palinogramas característicos de cada época. Cruz (2004), afirma que os esporos e grãos de pólen podem ser de grande importância na interpretação da origem dos sedimentos e do tempo de sedimentação.

Os palinomorfos de origem continental podem ser transportados a longas distâncias por rios e correntes oceânicas. A abundância e padrão de distribuição destes elementos nos sedimentos são fortemente influenciados por alguns fatores, como distância da área fonte, granulometria dos sedimentos e taxa de sedimentação (Muller, 1959).

Muller (1959), advoga ainda que a abundância dos esporos e dos grãos de pólen nos sedimentos marinhos decresce abruptamente à medida que se afasta da linha de costa. Heusser (1988) observou que o maior aporte de esporos e grãos de pólen para uma bacia marinha coincidia com o período de maior descarga sedimentar através dos rios, e não com a época de maior produtividade polínica registrada na área.

#### 3.4.4.2 Palinomorfos marinhos

##### Dinoflagelados

A maior parte dos espécimes de dinoflagelados desenvolve-se no plâncton marinho, principalmente em ambientes neríticos de baixas a médias latitudes, onde fatores como oxigenação, luminosidade, disponibilidade de nutrientes, temperatura e salinidade são mais favoráveis a seus ciclos de vida (Evitt, 1985; Stover & Evitt, 1978; Stover et al., 1996; Taylor, 1978a, b; Wall et al., 1977).

Estudos de abundâncias absolutas de dinocistos nos sedimentos marinhos demonstram que existe uma relação no aumento das concentrações com o perfil batimétrico "proximal-distal", refletindo simultaneamente no aumento da salinidade e diminuição da diluição siliciclástica (Muller, 1959). Este aumento é notável ao longo da plataforma até atingir concentrações máximas na plataforma externa e na parte superior do talude continental. Após estes máximos, as concentrações decaem significativamente com o aumento da profundidade

e da distância da linha de costa (Davey & Rogerys, 1975). No entanto, esta relação não ocorre de maneira linear, pois é afetada por outras variáveis como mencionadas por Arai & Lana (2004), tais como padrões de circulação das correntes marinhas e retrabalhamento de sedimentos.

Os altos índices de diversidade de dinoflagelados relacionam-se a lâminas de água mais profundas, por outro lado, índices baixos a paleobatimetrias mais rasas, possivelmente tais variações representam episódios de transgressão/regressão (Masure, 1984).

### Palinoforaminíferos

Os palinoforaminíferos são exclusivamente marinhos, de forma que a ocorrência do grupo tem sido interpretada como importante indicador da sedimentação em ambientes marinhos, segundo estudos realizados por Tschudy (1969). Entretanto, apesar de seu fácil reconhecimento no material palinológico, poucos trabalhos documentam sua distribuição e relação com os foraminíferos que os produzem (Mathison & Chmura, 1995).

Muller (1959) verificou que o padrão de distribuição dos palinoforaminíferos demonstrou maiores concentrações em ambientes marinhos plataformais em comparação com ambientes sedimentares estuarinos e litorâneos, sob forte influência de sedimentação deltaica, onde estão praticamente ausentes. Segundo Tyson (1995), essa tendência ocorre devido ao efeito de diluição por constituintes orgânicos ou inorgânicos terrígenos, ou reflete condições de maior produtividade em condições mais distais, livres da contribuição terrígena.

Cross et al. (1966) argumentam que apesar das altas concentrações serem provavelmente favorecidas pela disponibilidade de nutrientes em áreas de ressurgências sazonais, parecem estar relacionadas mais diretamente com as altas salinidades do meio, condições atuantes mesmo na ausência de ressurgência.

Embora estes microfósseis sejam mais abundantes em áreas da plataforma livres da influência de terrígenos, como já discutido anteriormente, suas concentrações decrescem à medida que se avança para águas mais profundas do talude e bacia (Melia, 1984).

### Escolecodontes

De acordo com Szaniawski (1996), os escolecodontes ocorrem e vários tipos de sedimentos marinhos, mas são muito mais abundantes em margas, carbonatos e folhelhos depositados em águas rasas. São raros em fácies recifais e em sedimentos de água profunda. A aplicação paleoecológica dos escolecodontes refere-se ao uso de ocorrências dos mesmos para

distinção entre fácies anóxicas e disóxicas em sedimentos mesozoicos (Courtinat & Méon, 1991).

#### 3.4.4.3 Fitoclastos

Com relação aos fitoclastos não-lenhosos, ricos em celulose, possuem menor potencial de preservação e são menos resistentes ao transporte. Portanto, em áreas proximais é esperada uma maior concentração destes elementos associados aos fitoclastos lenhosos. Já nas partes mais distais da bacia, os fitoclastos não-lenhosos apresentam-se em menor quantidade em comparação aos lenhosos, que segundo Mann (1988), por serem quimicamente estáveis, são mais resistentes ao transporte, redeposição e degradação microbiana.

#### 3.4.4.4 Matéria Orgânica Amorfa (MOA)

Segundo Antunes & Mello (2001), a MOA comprovadamente marinha (autóctone), em princípio, é homogênea ao longo de toda a parte superficial do corpo aquoso (zona fótica). No entanto, devido a questão da energia hidrodinâmica do meio, a sua deposição e preservação ocorre preferencialmente em regiões mais distais. Lana (1997) afirma que o comportamento hidrodinâmico da MOA é comparável ao dos palinórfos pequenos e mais leves, de maior poder de suspensão e transporte, de forma que sua deposição ocorre de forma mais intensa ao longo da coluna d'água.

A distinção e análise quantitativa dos elementos alóctones e autóctones são elementos importantes nos estudos paleoambiente de uma sequência sedimentar (Antunes & Mello, 2001).



### 3.4.5 Inferências bioestratigráficas por meio das análises dos constituintes orgânicos

Os esporos e grãos de pólen expressam grande relevância estratigráfica para a datação de sedimentos continentais lacustres, fluviais e deltaicos (Cruz, 2004), visto que são notáveis em sedimentos do Paleozoico até o Recente, indicando incontestavelmente a presença de uma antiga flora terrestre (Traverse, 1988).

Nos depósitos subaquosos de uma bacia, grãos de pólen e esporos são considerados elementos alóctones. Em função dessa característica juntamente com a dispersão acentuada, esses grãos são os únicos elementos microflorísticos que permitem correlações cronoestratigráficas entre depósitos formados em diferentes contextos ambientais. Dessa forma, conclui-se que depósitos de plataforma e depósitos fluviais são contemporâneos se apresentarem, nas suas fácies mais finas, mesmo conteúdo esporo-polinico (Antunes & Mello, 2001).

Diversos trabalhos vêm sendo publicados demonstrando a importância destes microfósseis na correlação de sedimentos de todo o Mesozoico (Antonioli, 2001; Arai, 1992, 1994, 2007; Arai & Botelho Neto, 1996; Arai et al., 2000; Lana, 1997; Lana & Botelho Neto, 1989; Lima, 1978a; Pedrão, 1995; Pedrão et al., 2002; Regali et al., 1974 a, b; Rios-Netto, 2011).

Os dinoflagelados, no entanto, têm o seu surgimento datado do Triássico superior. A partir do Jurássico o grupo demonstra intensa diversificação, sendo o ápice no Cretáceo e Paleógeno e diminui de forma considerável no Quaternário e Recente (Cruz, 2004).

Segundo Cruz (2004), a rápida evolução morfológica dos dinocistos, aliada ao hábito plânctônico de seus genitores e às distribuições cosmopolitas de espécies em eventos de surgimento e extinção conhecidos, confere aos dinoflagelados um significativo potencial bioestratigráfico.

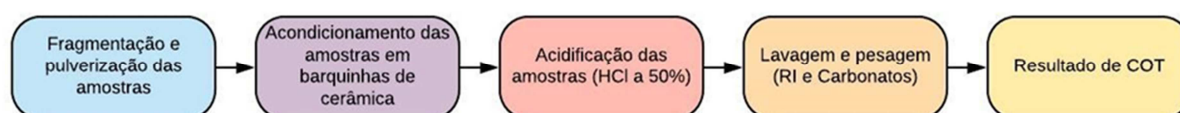
A coleta de dados a partir de poços exploratórios de petróleo fez com que fossem construídos esquemas de zoneamento bioestratigráficos baseados em dinocistos. Na literatura encontra-se trabalhos que são tidos como referência clássica (Williams & Bujak, 1985; Helby et al., 1987; Powell, 1992) No Brasil, os trabalhos de Regali, 1971; 1980; Regali et al., 1974a, b; deram início as aplicações bioestratigráficas baseadas em dinoflagelados. Porém, a partir dos anos 90 houve a proposição dos esquemas baseados exclusivamente em dinocistos (Arai, 1992; 1994; Arai & Botelho, 1996; Lana, 1997; Lana & Pedrão, 2000a, b; Lana & Roesner,

2002; Lana et al., 2002; Pedrão & Lana, 2000; Premaor et al., 2017; Rios-Netto, 2011; Sarkis et al., 2002).

### 3.5 Preparação para Carbono Orgânico Total (COT), Enxofre (S) e Resíduo Insolúvel (RI)

O primeiro método a ser adotado no estudo, foi a preparação das amostras a fim de se obter os valores percentuais de COT; Enxofre total e o Resíduo Insolúvel. Este processamento envolve algumas etapas que estão simplificadas no fluxograma da figura 8.

Figura 8 – Fluxograma do método analítico utilizado para COT e S



Fonte: A autora, 2020.

As 26 amostras previamente selecionadas passaram por um processo de pulverização em *graal* de porcelana e peneiramento com uma malha de 80 *mesh*. O material que ficou retido na peneira foi descartado e apenas a parte mais fina que 80 *mesh* foi utilizado para análises de carbono orgânico e enxofre total no equipamento *Leco* e, posteriormente, pirólise *Rock-Eval*.

O próximo passo foi a pesagem de aproximadamente 0,25 gramas de cada amostra pulverizada em "barquinhas" de cerâmica porosa (filtrante). Para o processo de acidificação com ácido clorídrico (50%) por capilarização essas "barquinhas" foram dispostas em um suporte de acrílico que foi colocada em uma bandeja de vidro temperado para serem levadas à capela. A adição do HCl nas amostras, tem como objetivo a eliminação dos possíveis carbonatos presentes.

Após 24 horas, tempo suficiente para eliminação desses possíveis carbonatos, as amostras foram lavadas por no mínimo 4 ou 5 vezes: a primeira lavagem com água destilada quente (100° C) e as demais lavagens com água a temperatura ambiente. Essa etapa visa eliminar todos os cloretos presentes formados durante a acidificação com o ácido clorídrico.

Em seguida o suporte com as "barquinhas" é colocado sob banho de luz com lâmpadas incandescentes com temperatura em torno de 80° C, para secagem das amostras.

Por fim, depois de secas as amostras são levadas para uma nova pesagem, para que sejam calculadas as quantidades de carbonatos eliminados e assim obter a razão de resíduo insolúvel (RI). Os resultados são obtidos por meio das fórmulas a seguir:

$$\text{- RI (\%)} = \frac{\text{Massa do insolúvel} \times 100}{\text{Massa inicial da amostra}}$$

$$\text{- Teor de carbonato (\%)} = 100 - \text{RI}$$

Para combustão, as amostras foram colocadas no analisador LECO SC 632 e indicou-se no programa do equipamento o valor da massa inicial (massa antes da acidificação). No aparelho, as "barquinhas" foram levadas a um forno numa atmosfera de oxigênio à temperatura de 1350° C. As amostras sofreram combustão total devido à combinação da temperatura com o fluxo de oxigênio. Todo carbono e enxofre contidos nas amostras sofreram oxirredução neste processo, formando, respectivamente, CO<sub>2</sub> e SO<sub>2</sub>. A célula de infravermelho realizou a leitura dos gases e as concentrações foram obtidas em porcentagem. Os resultados são apresentados em tabelas.

### 3.6 Preparação para Pirólise *Rock-Eval*

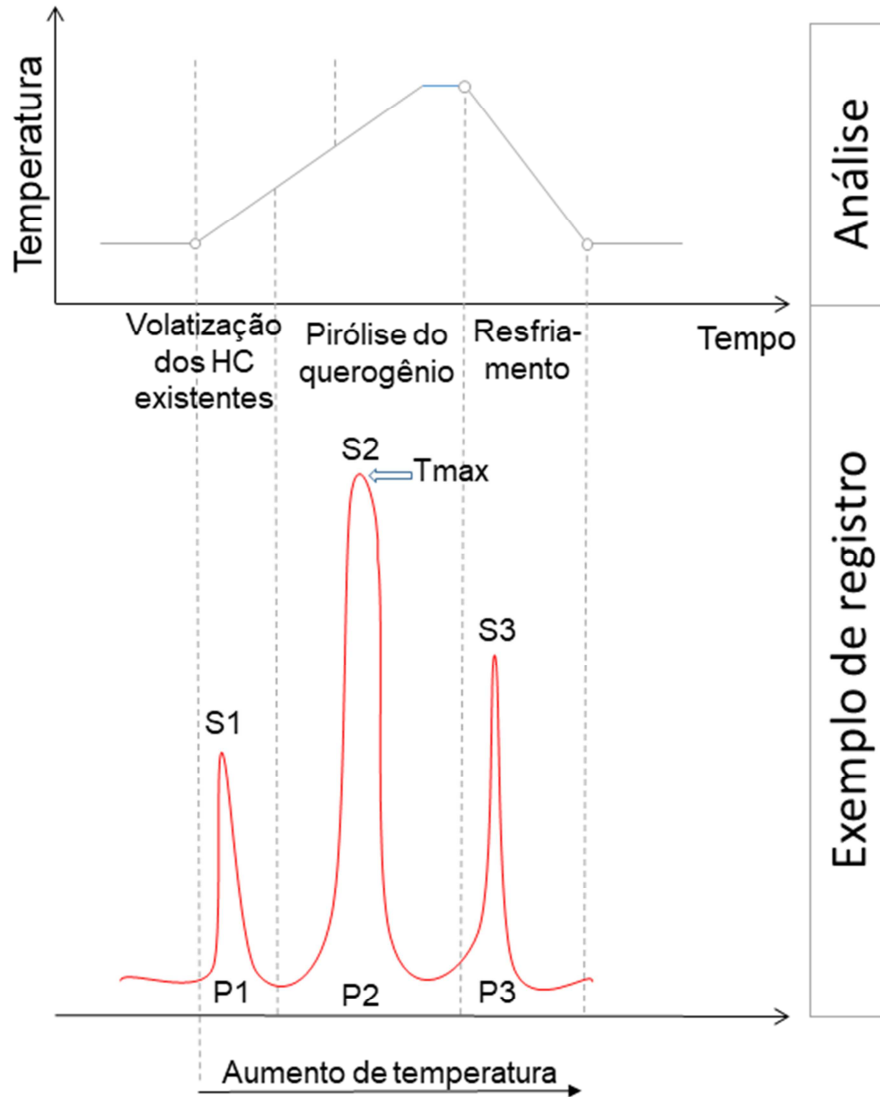
Das 26 amostras selecionadas, 15 apresentaram teores de COT variando de 0,82 a 1,85% que são valores considerados representativos para serem enviadas para processamento e obtenção das análises de pirólise *Rock-Eval*.

Pirólise *Rock-Eval* é o método mais utilizado para caracterizar tipos de querogênio, para determinação do nível de maturação térmica inferindo quanto ao grau potencial gerador de hidrocarbonetos de uma rocha.

Proposto por Espitalié et al. (1977), o método consiste na simulação da alteração térmica do querogênio em um sistema livre de oxigênio, a partir da submissão de cerca de 100 mg da amostra a temperaturas entre 300 e 550° C, com uma taxa de acréscimo de cerca de 25° C por minuto. O processo é automático e perdura 21 minutos. Os hidrocarbonetos e o

CO<sub>2</sub> liberados são medidos, respectivamente, por detectores de ionização de chama e de condutividade térmica e são representados por três picos (S1, S2 e S3), como ilustrado na figura 9. Os resultados são expressos em mg hidrocarboneto/g rocha ou mg CO<sub>2</sub>/ g rocha.

Figura 9 – Ciclo de análise e exemplo de registro obtido pela Pirólise Rock-Eval



Fonte: Tissot & Welte, 1984.

Os principais parâmetros obtidos por esta técnica são S1, S2, S3 e Tmax:

- S1 (mg HC/g rocha): representa os hidrocarbonetos livres presentes na amostra, ou seja, a quantidade de hidrocarbonetos gerados na natureza e anteriormente contidos na amostra.
- S2 (mg HC/g rocha): indica os hidrocarbonetos que são gerados durante a pirólise, o que representa o potencial de hidrocarbonetos que a rocha pode gerar, caso seja submetida a

condições ideais de temperatura e pressão. A partir deste pico obtém-se também a  $T_{max}$  ( $^{\circ}C$ ), que indica a temperatura na qual a máxima quantidade de hidrocarbonetos foi gerada.

- S3 (mg  $CO_2/g$  rocha): representa o  $CO_2$  liberado pela queima da matéria orgânica durante a pirólise.

Relacionando-se estes picos com os valores da análise do COT (carbono orgânico total), pode-se obter parâmetros como, por exemplo, o tipo de matéria orgânica. Para isto, utiliza-se as razões S2/COT (mg HC/g COT), obtendo-se o Índice de Hidrogênio (IH) e S3/COT (mg HC/g COT), para se obter o Índice de Oxigênio (IO). Estes dois índices são relacionados, de maneira aproximada, às razões H/C e O/C, obtidos pela análise elementar do querogênio como sugerido por Espitalié et al. (1977), para classificação da matéria orgânica em diagramas do tipo Van Krevelen em matéria orgânica do tipo I, II, III ou IV (Tissot & Welte, 1984).

Querogênio tipo I é aquele derivado da matéria orgânica enriquecida em lipídios. Rico em hidrogênio e pobre em oxigênio possui grande potencial para a geração de hidrocarbonetos líquidos e sua ocorrência está relacionada a ambientes lacustres.

O tipo II é composto por matéria orgânica marinha. Apresenta alto potencial para a geração de hidrocarbonetos líquidos, mesmo apresentando valores inferiores de hidrogênio quando comparado ao querogênio tipo I.

O querogênio tipo III, derivado principalmente de matéria orgânica terrestre, vegetais superiores, depositados em ambientes proximais. Este tipo de querogênio apresenta potencial para a geração de gás.

O querogênio tipo IV é composto por matéria orgânica oxidada e, portanto, não tem potencial para a geração de óleo e gás.

## 4 CONCEITOS BIOESTRATIGRÁFICOS

Neste capítulo serão detalhados alguns conceitos julgados pertinentes para o maior entendimento e aproveitamento deste trabalho. As definições foram baseadas no Código Brasileiro de nomenclatura estratigráfica e Guia de nomenclatura estratigráfica (Petri et al., 1986a, b) e no Código estratigráfico Norte Americano (2005) – *North American Stratigraphic Code* (NASC, 2005).

### 4.1 Bioestratigrafia

A bioestratigrafia é um ramo da estratigrafia que se baseia nos aspectos paleontológicos por meio do reconhecimento da distribuição fossilífera nas rochas com o objetivo de organizá-las e classificá-las em unidades bioestratigráficas (NASC, 2005).

### 4.2 Unidades bioestratigráficas

O objetivo da classificação bioestratigráfica consiste na organização sistemática dos estratos em unidades, baseadas no conteúdo e distribuição de seus fósseis.

Uma unidade bioestratigráfica é um pacote de rocha caracterizada pelo seu conteúdo fossilífero ou caráter paleontológico, que permite diferenciá-la das camadas adjacentes, objetivando a organização sistemática dos estratos. As unidades bioestratigráficas são distintas de outras unidades estratigráficas (litoestratigráficas, magnetoestratigráfica, entre outras) por ter o processo unidirecional da evolução orgânica como princípio (Petri et al., 1986a, b).

Nem todas as rochas comportam unidades bioestratigráficas, pois há muitos estratos afossilíferos.

### 4.3 Zona bioestratigráfica (Biozona)

O termo geral "zona bioestratigráfica" é aplicado a qualquer tipo de unidade bioestratigráfica e "biozona" é a forma abreviada utilizada no lugar de zona bioestratigráfica. A unidade básica de classificação na bioestratigrafia é a biozona, que pode ser definida como uma camada ou pacote de camadas caracterizado pela ocorrência de um ou mais táxon fósseis, dos quais um ou mais emprestam seus nomes à zona (Petri et al., 1986a, b).

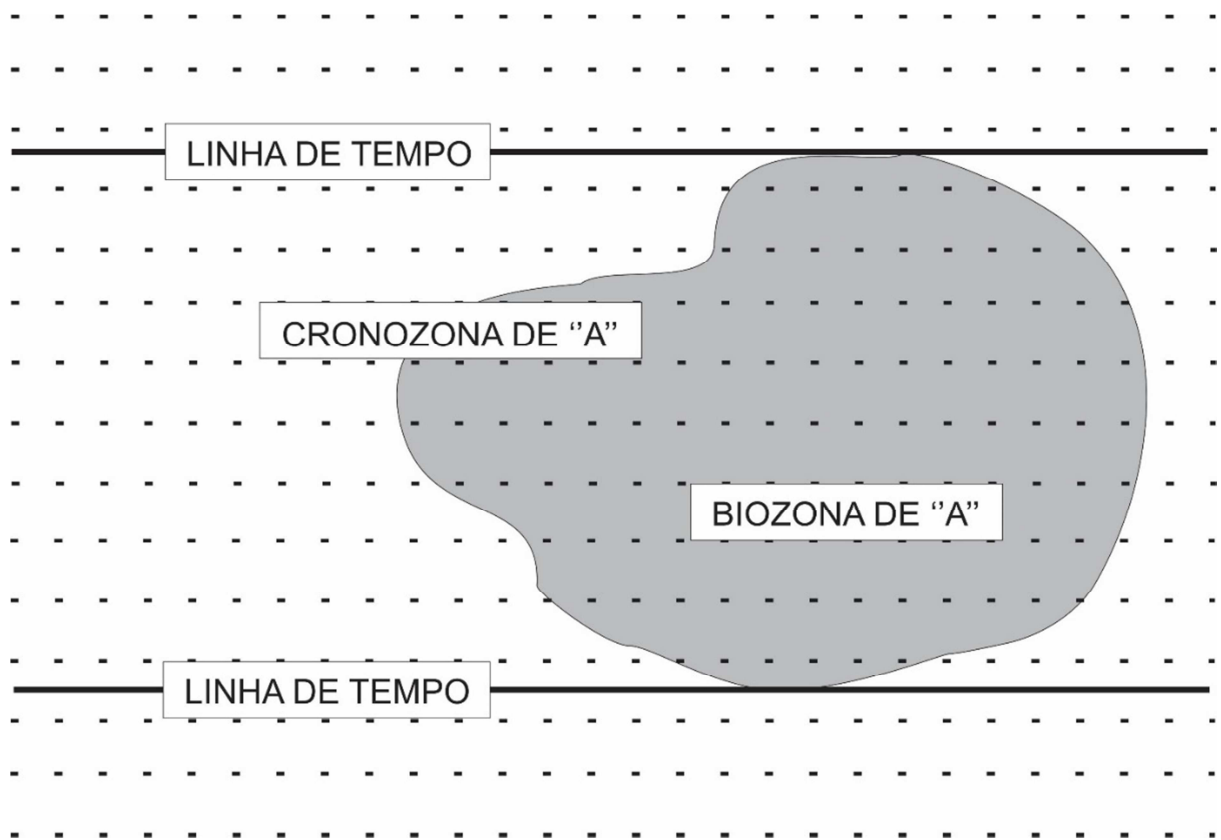
As biozonas variam quanto à espessura e extensão geográfica, de camadas locais a unidades de milhares de metros de espessura e de extensão mundial (Petri et al., 1986a, b).

Um conjunto de estratos pode ser subdividido em diferentes biozonas de acordo com os *taxa* utilizados na subdivisão. Por exemplo, as bacias costeiras brasileiras podem ser subdivididas em zonas, com base em nanofósseis, palinofósseis e foraminíferos planctônicos e não necessariamente o limite dessas biozonas são coincidentes.

Os limites das biozonas são marcados por bioeventos de primeira e/ou última ocorrência de espécies-guia ou também pela abundância de um táxon. Os critérios adotados para considerar um fóssil-guia são o fácil reconhecimento do espécime, abundância e ampla distribuição geográfica do mesmo, distribuição temporal restrita, além de terem eventos de primeira e última ocorrência reconhecidos preferencialmente em âmbito global (Petri et al., 1986a, b).

Usa-se o prefixo "bio" para distinguir a zona bioestratigráfica de outros tipos de zonas e deve ser empregado quando a nomenclatura der margem a confusão. As possíveis chances de confusão ocorrem entre biozona e cronozona. Ambas podem levar o nome de um ou mais fósseis, porém conceitualmente são bem diferentes (Petri et al., 1986a, b). A biozona é definida como sendo um pacote de rocha cujos limites são diácronos, por definição. Isto é, seus limites (inferior e superior cruzam as linhas de tempo. A cronozona é um tipo especial de biozona cujos limites (inferior e superior) são síncronos (figura 10). Isto é possui limites que não cruzam as linhas de tempo.

Figura 10 – Exemplo da relação entre Cronozona e Biozona de uma espécie “A” (modificado de Código Brasileiro de nomenclatura estratigráfica e Guia de nomenclatura estratigráfica (1986)).



Fonte: Petri et. al., 1996a, b

#### 4.3.1 Tipos de biozonas

Como existem diversas maneiras de subdividir os estratos em biozonas, há diferentes categorias de biozonas aplicadas de acordo com as circunstâncias. Há cinco principais tipos de biozonas (figura 11), sendo estas (Petri et al., 1986a, b):

a) Zona de associação ou Cenozona: Refere-se a um conjunto de estratos cujos fósseis (todos os presentes ou um determinado táxon) formam uma associação natural que permite diferenciá-los, devido sua natureza bioestratigráfica, dos estratos adjacentes.

O alcance e a natureza de uma cenozona devem ser definidos mencionando-se os nomes de todos os principais táxons ou de grande parte deles. A amplitude dos táxons de uma cenozona não necessariamente corresponde à amplitude da cenozona.

Associações definidas localmente, relativas à ambientes restritos, não podem ser conceituadas como cenozonas. Entretanto, as cenozonas de fósseis marinhos planctônicos,



com grande dispersão, podem ter alcance internacional. Os palinomorfos podem ter extensão ainda maior, visto que muitos esporos são dispersos pelo ar.

b) Zona de amplitude: Constitui-se de um corpo de estratos onde se reconhece a amplitude total do elemento paleontológico selecionado entre as outras formas de fósseis ocorrentes em uma sucessão estratigráfica. O elemento paleontológico escolhido pode ser um táxon de categoria variável (espécie, gênero, família, ordem, etc.), agrupamento de táxons ou uma outra categoria paleontológica. A amplitude de um táxon pode variar de acordo com o critério de reconhecimento, morfotipicamente ou por meio de estudos estatísticos de população.

Há diferentes tipos de zonas de amplitude sendo zona de amplitude de táxon e zona de coincidência as principais.

c) Zona de linhagem ou Filozona: é um tipo de zona de amplitude, porém o conjunto de estratos contêm exemplares representativos de um segmento, uma linha ou uma tendência evolutiva ou de desenvolvimento. Os limites superior e inferior desse referido conjunto são marcados por mudanças das características da linha ou da tendência. Esse tipo de zona também pode ser referido como: zona evolutiva, zona morfogenética e zona filogenética.

O alcance de uma filozona é variável, depende da natureza e magnitude das mudanças morfológicas observadas.

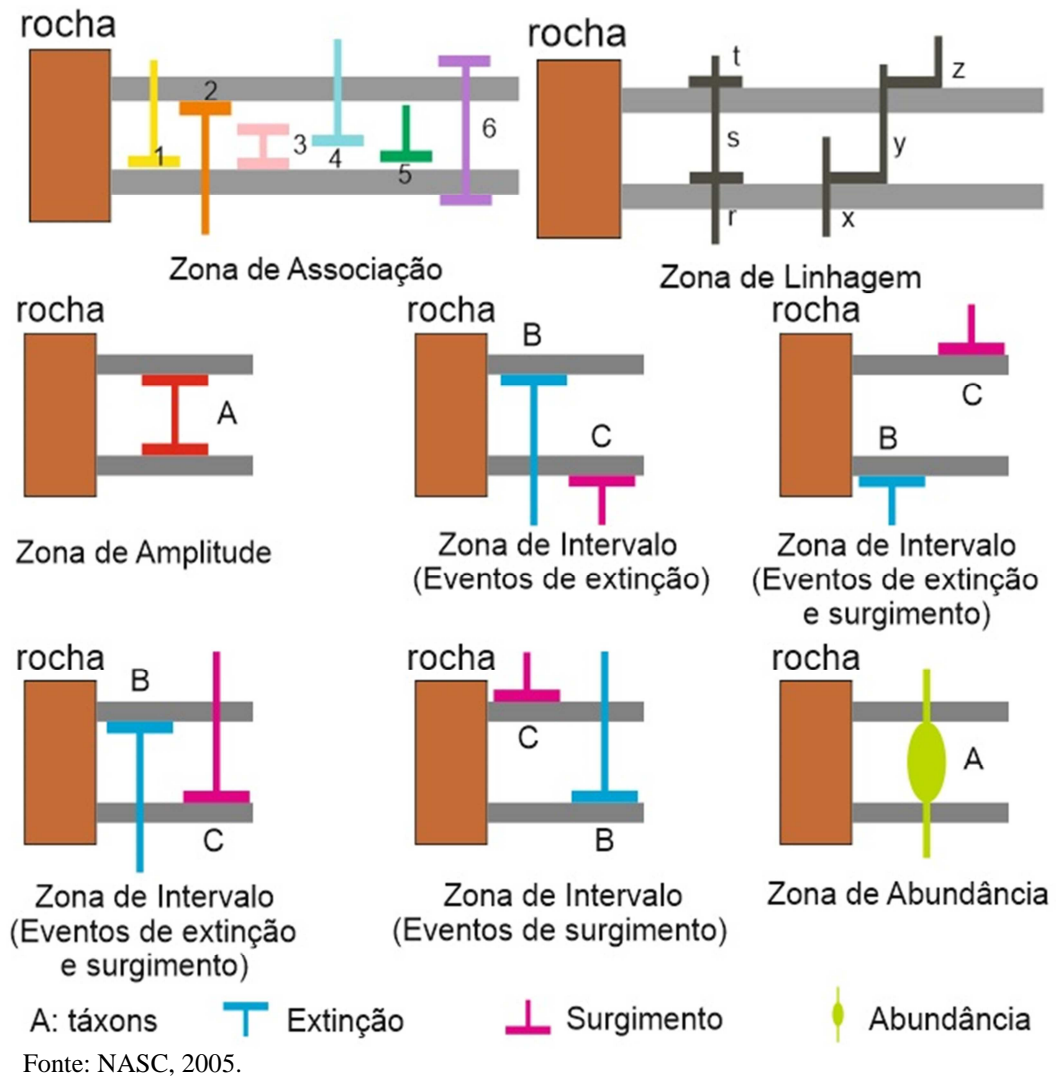
d) Zona de intervalo: é o intervalo entre dois horizontes bioestratigráficos distintos. A base desse tipo de zona poderia ser traçada no nível do primeiro aparecimento de um táxon "a" ou no nível do último aparecimento de um táxon "b". Já o topo poderia ser limitado do primeiro aparecimento de um táxon "c" ou do último aparecimento de um táxon "d". Há também a possibilidade da base ser definida pelo limite superior de qualquer tipo de biozonas, assim como o topo pelo limite inferior de outra biozonas. Essa zona pode também ser chamada de diferencial superior (Schaller, 1969). Pertencem a este tipo de zona as usadas pela Petrobras e por todas as companhias de petróleo e carvão.

As zonas em geral podem ser agrupadas em superzonas, como por exemplo a Superzona *Crassitricolporites brasiliensis*, baseada em palinomorfos de idade neocretácea e presente em bacias costeiras como Almada, área de estudo deste trabalho, Barreirinhas, Campos, Foz do Amazonas, entre outras.

e) Zona de apogeu ou Epíbole: essa zona é representada por um corpo de estratos que contêm o ápice de um táxon, ou seja, seu desenvolvimento máximo, no entanto não contém a amplitude total do mesmo. Desenvolvimento máximo pode significar maior número de variedades de uma espécie ou de espécies de um gênero ou maior frequência de indivíduos.

Essa zona também pode ser chamada de: zona de pico, zona de acme, zona de inundação ou zona de abundância.

Figura 11 – Tipos de biozonas (modificado de NASC, 2005).



#### 4.4 Arcabouço Bioestratigráfico

A sucessão de biozonas constitui um arcabouço bioestratigráfico de uma bacia ou de uma região. As biozonas, por comparação, recebem atribuição cronoestratigráfica que permitem a datação relativa dos depósitos sedimentares e realizar correlações estratigráficas intra e interbaciais (NASC, 2005).

No Brasil existem vários arcabouços palinoestratigráficos elaborados para seções marinhas e continentais, abrangendo as eras Paleozoica, Mesozoica e Cenozoica. Para seções Mesocenoicas utiliza-se o clássico arcabouço de Regali et al. (1974a, b) de aplicação geral e teoricamente válido para todas as bacias sedimentares brasileiras. Atualmente, refinamentos palinológicos locais, em algumas bacias, têm sido realizados.

Do arcabouço palinológico de Regali et al. (1974a, b), especificamente para a Bacia de Almada algumas zonas não são reconhecidas e delimitadas. Netto et al. (1994), mencionam para a Bacia de Almada, as palinozonas: Zona *Leptolepidites major* (P-140), Zona *Vitreisporites pallidus* (P-160), Zona *Dicheiropollis etruscus*, Zona *Retiperiporites piacabucuensis*, (P-460) e Zona *Tricornites elongatus*, (P-470).

## 5 RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados qualitativos e quantitativos das análises palinológicas, palinofaciológicas integrados aos dados obtidos através da geoquímica orgânica (COT/S/RI/Pirólise *Rock-Eval*) das 26 amostras estudadas.

### 5.1 Palinológicos

#### 5.1.1 Associação Palinológica

A composição da palinoflora da seção estudada pode ser subdivida nos seguintes grupos taxonômicos: a) talófitas (algas, fungos, líquens); b) briófitas e pteridófitas; c) grãos de pólen de gimnospermas e angiospermas. Alguns elementos destes grupos são formas guias e foram reconhecidas e utilizadas para o enquadramento no biozoneamento padrão e posterior datação da seção estudada.

As talófitas apresentam percentuais pouco significativos ao longo de toda a seção, menores que 10%. A espécie de alga clorófita encontrada foi classificada no gênero *Pediastrum*. Esse gênero de representantes coloniais é reconhecido pelo contorno mais ou menos circular da colônia e poliédrico das células que a compõe.

O grupo das briófitas e pteridófitas apresenta pouca diversidade, porém em termos de representatividade quantitativa é mais expressivo em todas as amostras (65%). Já os grãos de pólen apresentam maior diversidade de gêneros e espécies, no entanto em menor abundância (35%).

Os principais grupos de palinomorfos presentes no material estudado com suas respectivas distribuições percentuais na seção serão descritos a seguir.

#### 5.1.1.1 Esporos

O grupo dos esporos domina praticamente toda seção, com valores percentuais de 50% em média. Os representantes mais comumente encontrados na associação foram os gêneros *Cicatricosisporites*, *Polypodiaceoisporites*, *Verrucosisporites* e espécies *Deltoidospora halli*, *Triporoletes blanensis*, *Leptolepidites psarosus*. Estes gêneros são comuns nas associações cretáceas, com ampla distribuição.

#### 5.1.1.2 Grãos de Pólen

Os grãos de pólen estão presentes em toda a seção, atinge valor aproximado de 38%, com uma alta diversidade de gêneros e espécies. 11 gêneros e 6 espécies foram identificados, sendo os mais abundantes: *Bombacacidites*, *Retitricolporites*, *Crassitriapertites*, e as espécies *Aquilapollenites magnus* e *Gabonisoris vigourouxii*.

Destaca-se a presença das espécies *Tricornites elongatus*, que apesar da baixa frequência, possui indiscutível valor estratigráfico o qual nomeia-se a zona homônima. Assim como a espécie *Cricotriporites almadensis*, que corrobora a ocorrência da Zona *Tricornites elongatus*.

Os grãos de pólen poliplicados aparecem em percentuais pouco expressivos e são representados pelas espécies *Equisetosporites zaklinskaiae* e *Gnetaceaepollenites jansonii*.

#### 5.1.1.3 Dinoflagelados

Dentro do grupo dos dinoflagelados, foram observados cistos que se apresentaram visíveis sob luz branca com coloração que variou em tons de marrons, e cistos que só foram possíveis identificá-los em fluorescência.

O formato dos cistos é bastante diversificado, alguns apresentam contorno peridinioide, ou seja, com dois cornos antapicais angulosos ou arredondados evidentes, separados por uma depressão e possuem a região apical com um corno cônico bem aparente.

São cistos que não possuem processo, ou seja, são cistos proximais (Oliveira, 2003) e a margem cingular pode conter finas dobras.

Os representantes dos dinoflagelados presentes no registro do testemunho estudado enquadram-se nos gêneros *Adnatosphaeridium*, *Dinogymnium*, *Paleocystodinium*, *Cerodinium*, *Oligosphaeridium*, *Octodinium* e *Phelodinium*.

Os espécimes do gênero *Spiniferites* não foram identificados em nível específico, devido ao grande número de espécies existentes e a má preservação da maioria dos indivíduos encontrados.

Segundo Lister & Batten (1988) e Leckie et al. (1990), a presença do gênero *Oligosphaeridium*, morfotipos de processos longos, seria indicativo de condições marinhas distais.

As estampas de I à XII figuram de modo mais completo a associação palinológica encontrada, contendo as formas marinhas e não-marinhas presentes no intervalo ora analisado.

#### 5.1.2 Relação estatística dos palinomorfos marinhos e continentais

Dentre os palinomorfos presentes em todo o material analisado, os esporos e grãos de pólen foram os mais abundantes, totalizando aproximadamente 88% em média. Já os representantes marinhos apresentam baixíssima representatividade (12%) para a seção. Nas profundidades de 129,8 metros e 245,1 metros, observou-se um aporte maior dos elementos marinhos, atingindo o valor máximo de sua contribuição (40%).

A partir dos dados quantitativos dos palinomorfos dos representantes marinhos (dinoflagelados, palinoforaminíferos e escolocodontes) e continentais (esporos, grãos de pólen, pteridófitas aquáticas do gênero *Azolla* e algas de *Pediastrum*) foi possível estabelecer o gráfico de linha apresentado na figura 12.

O gráfico de abundância dos palinomorfos marinhos e continentais expressam as relações entre as formas alóctones e autóctones, refletindo, as condições ambientais atuantes em cada paleoambiente. Segundo (Lister & Batten, 1988), as variações nas tendências das razões entre os elementos continentais e marinhos são interpretadas como registro de ciclos transgressivos/regressivos inferindo o grau de influência marinha na sedimentação.

A grande abundância de diversidade dos dinocistos, principalmente observada a partir da amostra de profundidade 129,8 metros, foi importante para determinação do paleoambiente

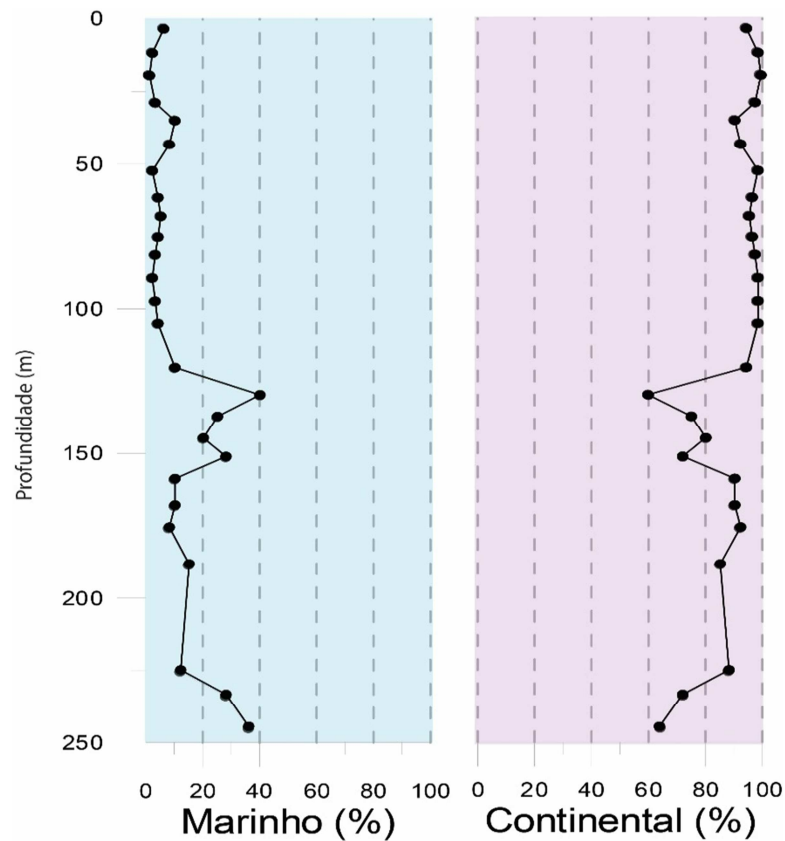
de sedimentação. Segundo Masure (1984), Goodman (1979), Lister & Batten (1988), a diversidade das associações de dinoflagelados mostra, em geral, uma tendência de aumento das fácies costeiras para as mais distais, atingindo um máximo na quebra do talude, com tendência de declínio para os domínios oceânicos batial à abissal. Os períodos transgressivos são caracterizados por um aumento de diversidade das assembleias de palinoflora marinha (Lister & Batten, 1988).

Em fácies costeiras proximais ocorrem valores inferiores de abundância e diversidade de dinoflagelados. De acordo com Gregory & Hart (1992), nesse ambiente, a resposta palinológica ao avanço das progradações vai depender das proximidades dos deltas. Assim, as áreas mais proximais apresentam tanto palinomorfos continentais quanto marinhos, e nas mais distais há o predomínio dos elementos marinhos.

A figura 12 nos permite inferir interpretações acerca do paleoambiente deposicional da seção estudada. Dividiu-se o poço em dois intervalos distintos. A porção basal e média, onde há maior abundância e diversidade de representantes marinhos, está relacionada à uma fase transgressiva. Já o intervalo que engloba a porção média até o topo, e há a diminuição dos representantes marinho, está caracterizada por uma fase regressiva.

Tendo em vista que a deposição ocorreu em um paleoambiente marinho, os representantes marinhos são considerados autóctones e os representantes de origem continental são considerados alóctones, pois foram inseridos ao ambiente deposicional por rios em uma planície deltaica.

Figura 12 – Resultado da análise palinológica quantitativa dos representantes do grupo dos palinomorfos de acordo com a sua origem



Fonte: A autora, 2020

## 5.2 Bioestratigráficos

A bioestratigrafia possui por finalidade o estudo estratigráfico com ênfase nos fósseis contidos nas rochas. Assim, essa ferramenta torna-se importante para estudos de datações relativas e interpretações paleoambientais e paleoecológicas.

Alguns grupos de palinomorfos possuem gêneros e espécies que são considerados importantes guias, sendo largamente empregados nas datações das sequências sedimentares. Neste trabalho destacam-se as espécies encontradas tanto de origem continental (esporos e grãos de pólen) quanto de origem marinha (dinoflagelados).

O intervalo bioestratigráfico individualizado na seção estudada está representado na tabela 2. Níveis de aparecimento de espécies (em função das amostras serem exclusivamente



provenientes de testemunho) foram utilizados para determinar o limite da biozona estabelecida para a Formação Urucutuca na área estudada.

Com base nas espécies *Tricornites elongatus*, *Aquilapollenites magnus*, *Gabonispuris vigourouxii*, *Gabonispuris* spp., *Scollardia Trapiformis*, pode-se caracterizar a Zona *Tricornites elongatus*.

A Tabela 3 apresenta uma comparação entre o posicionamento da Zona *Tricornites elongatus* em algumas bacias brasileiras. No biozoneamento padrão proposto por Regali et al. (1974a) a Zona *Tricornites elongatus* (código operacional P-470) engloba todo o Maastrichtiano inferior e a parte basal do Maastrichtiano superior. No entanto, Lana & Botelho (1989), nos estudos das Bacias de Potiguar e Santos (com o fomento de dados de dinoflagelados), ampliam o limite da zona até o topo do Maastrichtiano. Arai & Botelho (1996) marcam a última ocorrência do *T. elongatus* na base do Maastrichtiano superior. Observa-se, assim, que os limites desta biozona pode sofrer pequenas variações de bacia para bacia. O que é perfeitamente plausível, posto que as biozonas são diácronas, por definição.

Com base na ocorrência da espécie *T. elongatus* e a não-ocorrência da espécie *P. longispinosus* posicionou-se, neste trabalho, a Zona *Tricornites elongatus* no Maastrichtiano Superior, ou mais especificamente na parte inferior do Maastrichtiano Superior.

Corroborando ao posicionamento proposto destaca-se a ocorrência do dinoflagelado do gênero *Dinogymnium* que apresenta seu nível de extinção no limite do Maastrichtiano superior (Arai, 2007; Hansen, 1977; Lana & Roesner, 2002; Williams & Bujak, 1977). As espécies *Crassitriapertites vanderhammeni* e *Aquilapollenites magnus* e do gênero *Paleocystodinium* ratificam o posicionamento cronoestratigráfico visto que apresentam ranges estratigráficos restritos ao Cretáceo Superior.

Tabela 3 – Distribuição bioestratigráfica e curva de frequência relativa dos palinomorfos do poço SST-01

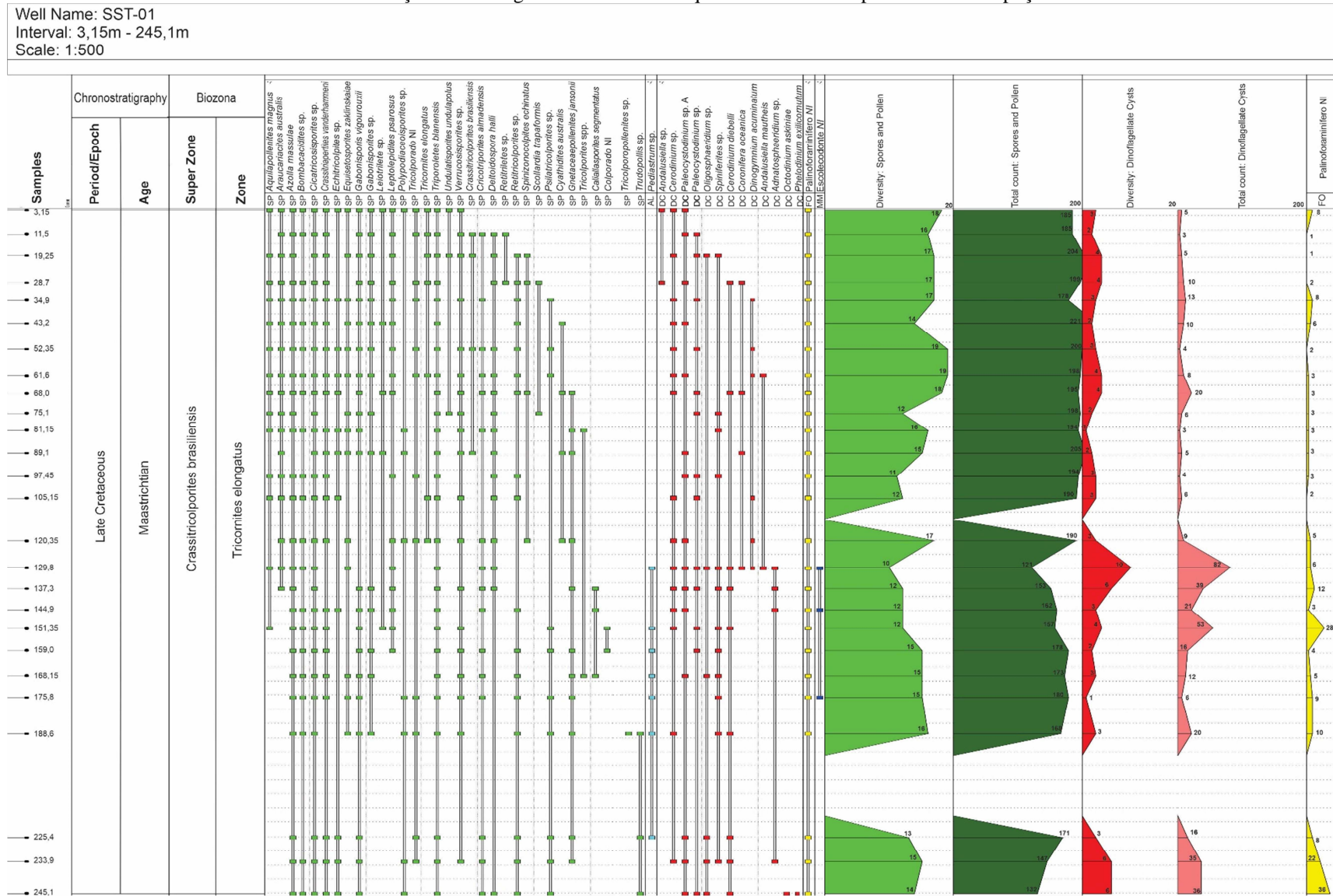


Tabela 4 – Quadro comparativo entre os limites da Zona *Tricornites elongatus* das principais bacias brasileiras

TEMPO (em Ma) *	CRONOESTRA TIGRAFIA	BACIAS BRASILEIRAS	BACIA DE CAMPOS	BACIA DO ESPÍRITO S ANTO			BACIAS SANTOS E POTIGUAR	ZONAS DE MIÓSPOROS E BIO-HORIZONTES DE DINOFLAGELADOS	EVENTOS BIOLÓGICOS
		Regali et al. 1974a	Azevedo et al. 1987	Regali et al. 1970	Antunes et al. 1974a in Beurlen et al. 1992	Oliveira et al. 1993 in Botelho 1996	Botelho 1996	Lana & Botelho 1989	Arai & Botelho 1996
66,0	MAASTRICHTIANO sup.	<i>Proteacidites longispinosus</i> P-480	<i>Proteacidites longispinosu</i> P-480				<i>Tricornites elongatus</i>	<i>Proteacidites longispinosus</i>	▼ <i>P. longispinosus</i>
		<i>Tricornites elongatus</i> P-470	<i>Tricornites elongatus</i> P-470	<i>Tricornites elongatus</i> P-470	<i>Tricornites elongatus</i> P-470	<i>Tricornites elongatus</i> P-470			<i>Tricornites elongatus</i>
72,1	basal	<i>Retiperiporites piacabucensis</i> P-460	<i>Retiperiporites piacabucensis</i> P-460	<i>Retiperiporites piacabucensis</i> P-460	<i>Retiperiporites piacabucensis</i> P-460	<i>Retiperiporites piacabucensis</i> P-460	<i>Tricesticillus</i> sp.	<i>Retiperiporites piacabucensis</i>	▼ <i>R. piacabucensis</i>
	superior	<i>Auriculidites reticulatus</i> P-430							<i>Regalipollenites amphoriformis</i>
86,6	CAMPANIANO médio								
	inferior	<i>Steevesipollenites nativensis</i> P-420	<i>Confossia vulgaris</i>	<i>Steevesipollenites nativensis</i> P-420	<i>Steevesipollenites nativensis</i> P-420	<i>Steevesipollenites nativensis</i> P-420	F	<i>Confossia vulgaris</i>	▼ <i>C. vulgaris</i> ▼ <i>C. reticularis</i>
86,3	SANTONIANO sup.		cf. <i>Anacoloidites</i> sp.					<i>Victorisporis roberti</i>	▼ cf. <i>Anacoloidites</i> sp. ▼ <i>S. nativensis</i> - <i>C. reticularis</i>
	inf.	<i>Cupaneidites reticularis</i> P-410	<i>Steevesipollenites nativensis</i> P-420	<i>Cupaneidites reticularis</i> P-410	<i>Cupaneidites reticularis</i> P-410	<i>Cupaneidites reticularis</i> P-410		não analisado	▼ <i>Cupaneidites reticularis</i>
89,8	CONIACIANO								

\* International Chronostratigraphic Chart (2020); www.stratigraphy.org

Fonte: Ferreira, 2020.

### 5.3 Idade

A análise das espécies com valor bioestratigráfico permite tecer considerações sobre a sua idade da seção estudada, graças à caracterização da zona.

A assembleia palinológica recuperada é constituída por várias formas de amplitude vertical bastante ampla e, portanto, não são úteis na determinação da idade. Por outro lado, foram detectadas na associação formas que atendem perfeitamente as exigências requeridas para um fóssil-guia, qual seja: fácil reconhecimento, ampla ocorrência em área, e amplitude temporal restrita. Enquadram-se nesta categoria as espécies *Tricornites elongatus*, *Aquilapollenites magnus*, *Scollardia trapiformis*, *Paleocystodinium* sp. A. O registro da espécie *Tricornites elongatus* indica a presença da Zona *Tricornites elongatus* de idade Maastrichtiano (Regali et al., 1974<sup>a</sup>).

A presença destas espécies, aliadas as formas de mais ampla distribuição temporal como esporos de *Triporetetes blanensis* sugerem equivalência com uma associação típica de idade Neocretáceo. A presença da espécie *Gabonispuris vigourouxii* e do gênero *Dinogymnium* corroboram a idade atribuída para o intervalo, visto que suas extinções datam no topo do Maastrichtiano. A composição da palinoflora mostra uma continuidade de amostra para amostra sem quebra significativa no registro temporal, sugerindo que a seção estudada se trata de uma sequência sedimentar contínua.

### 5.4 Palinofaciológicos

Os componentes da matéria orgânica preservados em sedimentos refletem as condições ambientais em que foram depositados. Essas condições indicam a proximidade de fontes fluviais, o aporte marinho, além das condições paleoecológicas predominantes no tempo da deposição (Tyson, 1995).

O presente estudo foi baseado no sistema de classificação geral dos componentes da matéria orgânica, tal como está descrita na tabela 1a e 1b (Tyson, 1995; Mendonça Filho et al., 2002, 2010a e 2012), onde os autores individualizam a matéria orgânica que é dividida em três principais grupos: Fitoclastos, Matéria Orgânica Amorfa (MOA) e Palinomorfos.

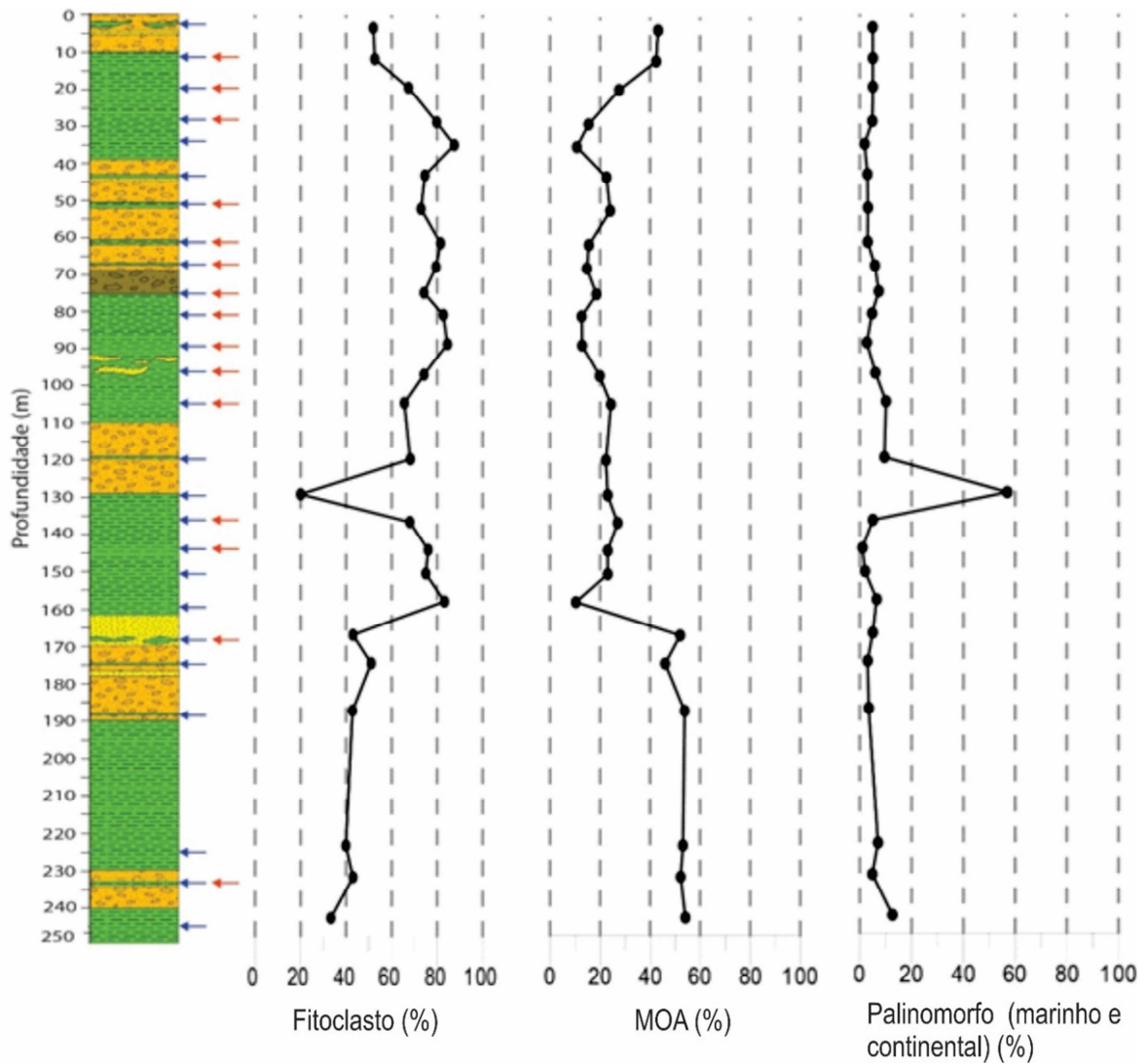
A divisão dos grupos supracitados tem o objetivo de identificar a variação quantitativa relacionada aos controles de distribuição da matéria orgânica e, assim, determinar as circunstâncias do paleoambiente.

Os resultados que serão apresentados a seguir foram obtidos a partir da contagem dos componentes orgânicos particulados de 26 lâminas palinofaciológicas.

As análises visuais das lâminas foram realizadas através de microscopia de luz branca transmitida e modo fluorescência.

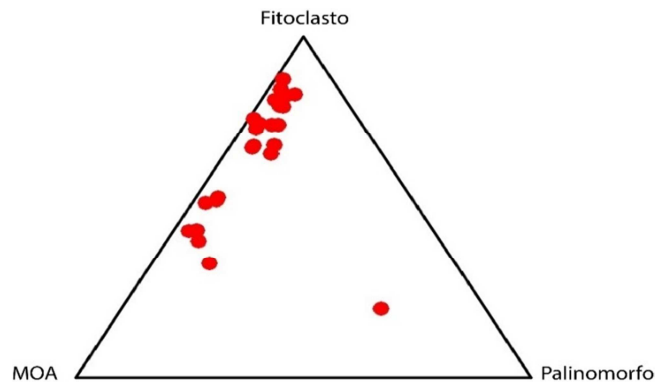
No intervalo analisado entre as profundidades de 245,1m e 3,15m, observou-se a predominância dos componentes orgânicos do grupo dos fitoclastos no total dos componentes do querogênio. O grupo da MOA constitui o segundo grupo dominante, e subordinadamente os componentes do grupo dos palinomorfos (figuras 13 e 14). Os valores percentuais referentes a cada grupo morfológico são observados na tabela 4.

Figura 13 – Perfil litológico e dados percentuais dos grupos constituintes da matéria orgânica referentes ao poço SST-01



Fonte: A autora, 2020.

Figura 14 – Diagrama ternário apresentando os valores percentuais dos três grupos de componentes da matéria orgânica das 26 amostras do poço SST-01



Fonte: A autora, 2020.

Tabela 5 – Valores percentuais de cada grupo morfológico presente nas amostras do poço SST-01.

Profundidade (m)	Fitoclasto (%)	MOA (%)	Palinomorfo (%)
3,15	51,9	43,2	4,9
11,5	52,6	42,4	5
19,25	67,4	27,6	5
28,7	79,8	15,4	4,8
34,9	87,5	10,7	1,8
43,2	74,6	22,5	2,9
52,35	72,9	24	3,1
61,6	81,5	15,5	3
68,0	79,5	14,7	5,8
75,1	74,2	18,5	7,3
81,15	82,7	12,6	4,7
89,1	84,5	12,8	2,7
97,45	74,2	19,8	6
105,15	65,6	24,3	10,1
120,35	68,2	22,3	9,5
129,8	20	23	57
137,3	68	27	5
144,9	76	23	1
151,35	75	23	2
159,0	83,2	10,3	6,5
168,15	43	52	5
175,8	51	46	3
188,6	42,8	53,8	3,4
225,4	39,9	53,1	7
233,9	43	52,2	4,8
245,1	33,3	54,1	12,6

Fonte: A autora, 2020.

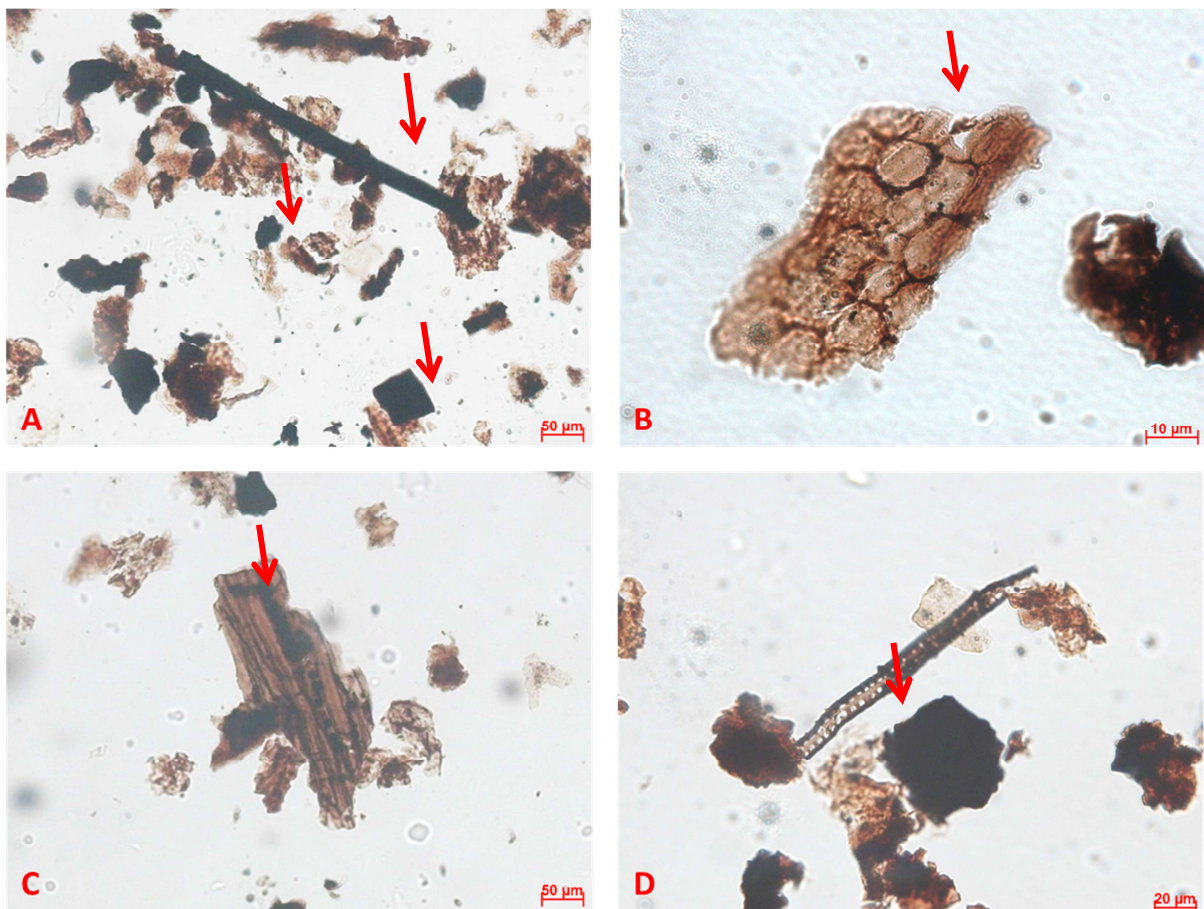
#### 5.4.1 Grupo dos Fitoclastos

Os fitoclastos estão presente em todas as amostras estudadas, sendo o subgrupo do fitoclasto opaco o mais abundante (67,97%), seguido do fitoclasto não-opaco (30,83%) e os tecidos cuticulares em raras ocorrências (1,2%) (figura 15).

Os fitoclastos não-opacos observados apresentam variação de tons de amarelo claro até marrom escuro. Dentre eles, foram identificados os fitoclastos não-opacos bioestruturados (estriado e bandado) e os fitoclastos não-opacos não-bioestruturados.

Os tecidos cuticulares observados são partículas de cor castanha clara e não possuem contornos bem definidos. Constatou-se a ausência de estômatos nesses grãos.

Figura 15 – Fotomicrografias em luz branca transmitida de partículas do Grupo do Fitoclasto. (A) Fitoclastos opacos corroídos, alongados e equidimensional; (B) Tecido Cuticular; (C) Fitoclasto não opaco bioestruturado; (D) Traqueídeo.



Fonte: A autora, 2020.

#### 5.4.2 Grupo da Matéria Orgânica Amorfa (MOA)

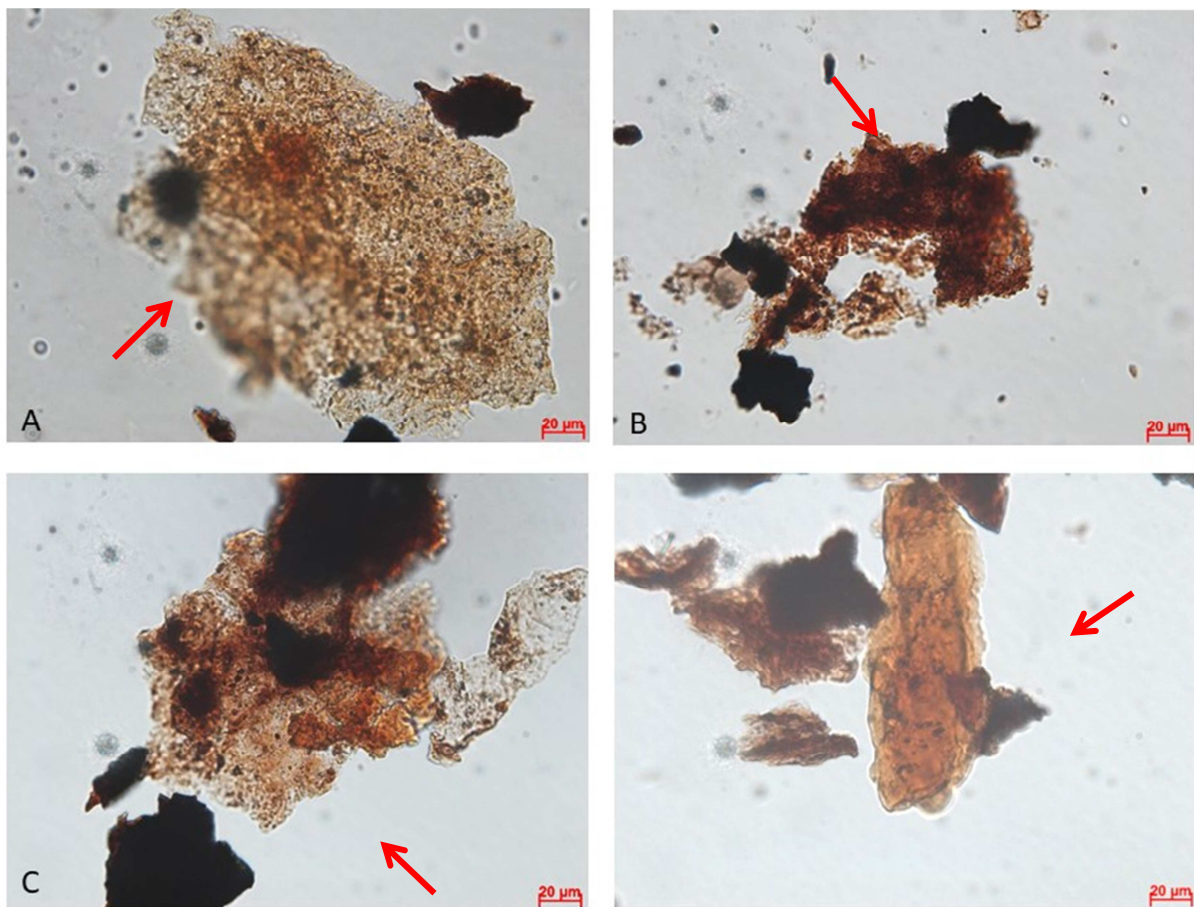
Apesar do seu baixo percentual em relação aos fitoclastos, a MOA é segundo constituinte do querogênio mais abundante de todo o material analisado (aproximadamente



30%). Esse grupo apresenta-se disperso em sua maioria e não exibe fluorescência. Em alguns poucos níveis identificou-se a ocorrência de matéria orgânica globosa, porém com baixa representatividade. O tamanho das partículas de MOA é bastante variado e observa-se o formato irregular em todas as amostras (figura 16).

O grupo das resinas é raramente observado no intervalo analisado. Em luz branca apresenta coloração castanho.

Figura 16 – (A), (B) e (C) Fotomicrografias em luz branca transmitida de partículas de Matéria Orgânica Amorfa (MOA); (D) Resina



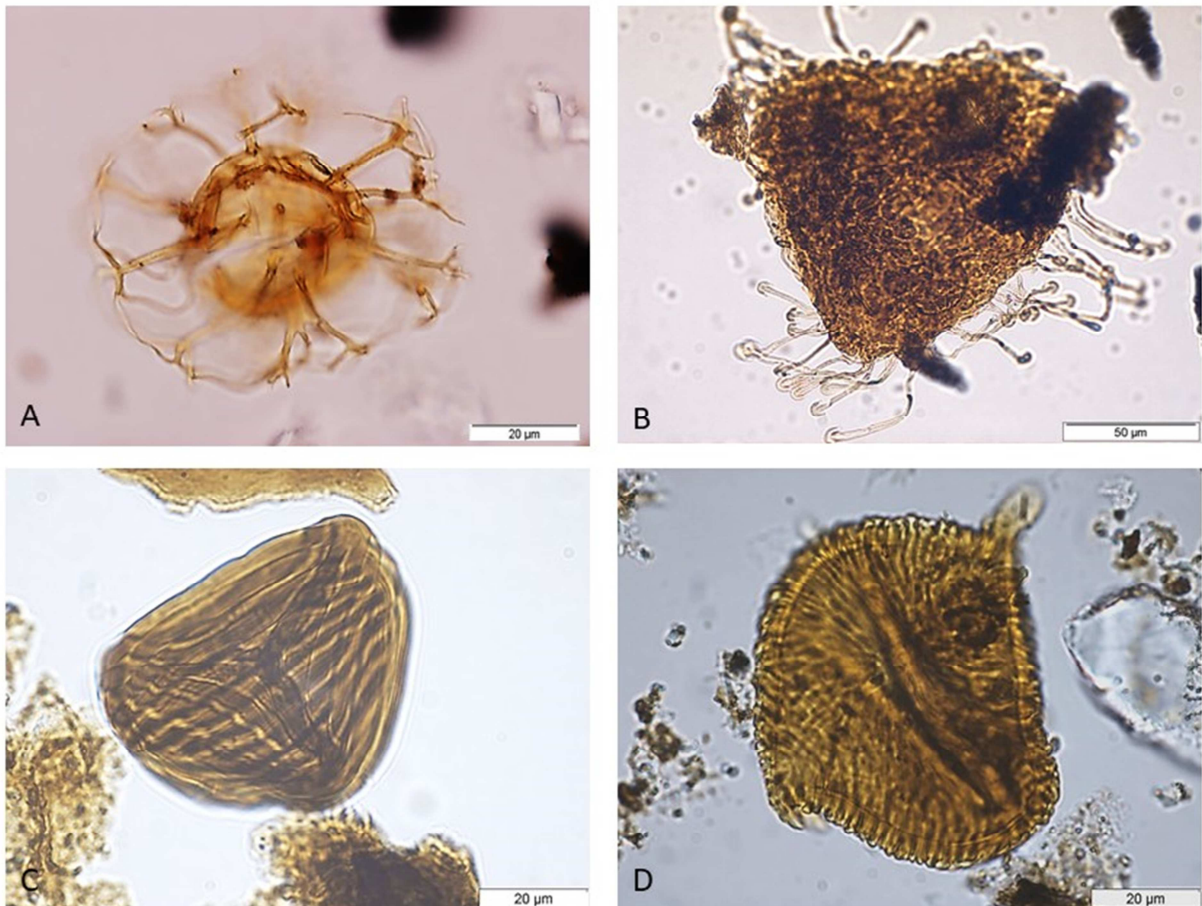
Fonte: A autora, 2020.

#### 5.4.3 Grupo dos Palinomorfos

É o grupo orgânico de menor representação na seção estudada, atingindo 5% em média de contribuição. Exibem uma coloração que varia do laranja até o castanho escuro quando submetida à luz branca transmitida. A maioria das partículas apresenta alta

fluorescência. Estão presentes esporomorfos de origem continental (esporos, grãos de pólen, pteridófitos aquáticos de *Azolla* e algas do gênero *Pediastrum*) e marinho (palinoforaminíferos, dinoflagelados e escolecodontes em baixíssima ocorrência) (figura 17).

Figura 17 – Fotomicrografias em luz branca transmitida de partículas do Grupo do Palinomorfos. (A) Dinoflagelado *Adnatosphaeridium* sp.; (B) *Azolla*; (C) Esporo trilete *Cicatricosisporites* sp.; (D) Grão de pólen *Aquilapollenites magnus*



Fonte: A autora, 2020.

## 5.5 Parâmetros Palinofaciológicos

### 5.5.1 Razão Fitoclasto Opaco/Fitoclasto Não-Opaco (FOP/FNOP)

Os valores baixos da razão FOP/FNOP, ou seja, valores  $< 1$ , indicam o predomínio de fitoclastos não-opacos determinando uma deposição de sedimentos mais proximal da área

fonte (Tyson, 1989). Para as 26 amostras analisadas do poço SST-01 a razão média FOP/FNOP atingiu valor  $> 1$  sugerindo, assim, uma deposição dos sedimentos mais distantes da área fonte, uma vez que os fitoclastos opacos são formados por processos degradativos a partir dos fitoclastos não-opacos (Tyson, 1989, 1995).

## 5.6 Maturação Térmica da Matéria Orgânica





















Os indicadores de maturação térmica foram baseados em técnicas de microscopia óptica, utilizando análises do Índice de Coloração dos Esporos (ICE).

Por meio das análises das 26 lâminas palinofaciológicas do poço SST-01 foi possível observar as diferentes colorações dos esporos e determinar o intervalo de maturação equivalente em função dos padrões apresentados na tabela da *Robertson Research International Limited*.

Os valores do ICE variaram ao longo da seção. Entre as profundidades de 3,15m e 245,1m, o valor do ICE variou de 4,0 a 5,0 correspondente a 0,45% da Reflectância da Vitrinita (%Ro) (figura 18).

Utilizando a tabela da *Robertson Research International Limited* como referência de maturação, o material orgânico encontra-se em uma fase inicial de maturação térmica, entrando na janela de geração de hidrocarbonetos.

Figura 18 – Comparação entre os grãos de pólen encontrados no poço SST-01 e a tabela com o Índice de Coloração de Esporos (ICE) e sua relação com os outros parâmetros de maturação térmica

ESTÁGIOS DE EVOLUÇÃO TÉRMICA		VARIACÃO DE CORES EM ESPOROS	INDICADORES DE MATURAÇÃO TÉRMICA				
GRAU DE MATURAÇÃO			ICE	% Ro	IAT	Fluoresc. palinomorfos	T-máx °C
D I A G Ê N E S E	IMATURO	 incolor amarelo pálido	1	0.2			
		 amarelo claro	1,5		1		
		 amarelo	2		1.5	verde amarela	
		 amarelo	2,5	0.3			
		 amarelo ouro amarelo escuro	3		2		
		 amarelo escuro	3,5				
		 amarelo escuro laranja	4	0.4			430
TRANSIÇÃO		 amarelo escuro laranja	4,5				
		 laranja	5	0.5		amarela laranja	
C A T A G Ê N E S E	MATURO	 laranja	5,5	0.6	2.5		440
		 laranja	6			laranja	
		 laranja escuro	6,5	0.7			
		 laranja escuro	7	0.8			
		 laranja escuro	7,5	0.9		laranja marrom	
		 marrom escuro	8	1.0			
		 marrom escuro	8			ausente	450
M E T A G Ê N E S E	SUPERMATURO	 marrom escuro	8,5	1.3	3		
		 marrom escuro preto	9	2.0	3.5		
		 marrom escuro preto	9,5		4		
		 preto	10	3.0	5		



Fonte: Barnard et al., 1981 (baseado em *Robertson Research International Limited*).

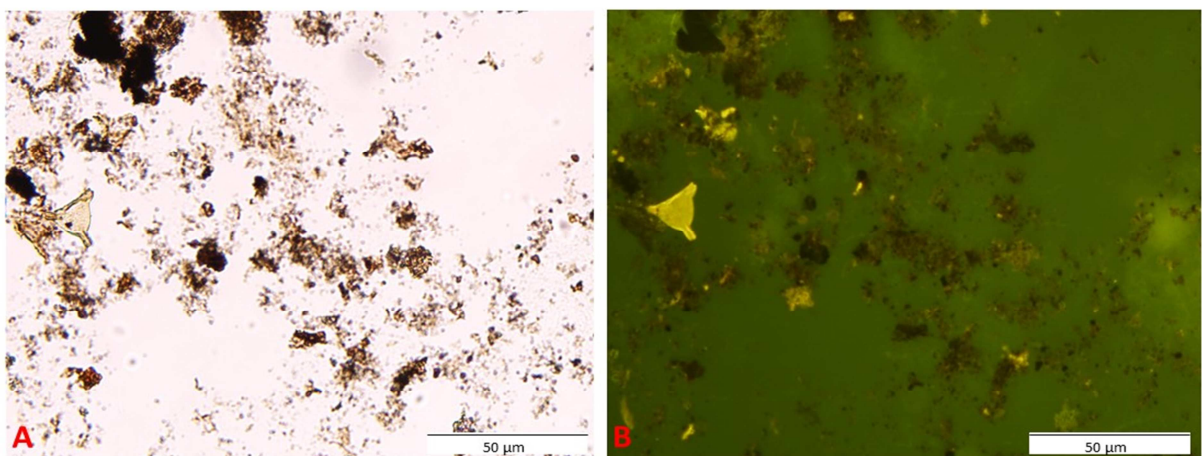
## 5.7 Individualização das palinofácies

Os dados apresentados foram baseados na integração dos resultados de maturação térmica, estágio de preservação dos constituintes orgânicos, valores percentuais dos grupos constituintes orgânicos presentes e parâmetros de COT e Pirólise *Rock-Eval*. A partir dessa integração foi possível individualizar três (3) palinofácies distintas ao longo da seção. As características de cada uma das palinofácies bem como sua representação através das fotomicrografias em luz branca e fluorescência são descritas a seguir.

### 5.7.1 Palinofácies 1 (prof. 3,15m – 120,35m)

Caracterizada por apresentar domínio de fitoclastos, representado principalmente por fitoclastos opacos corroídos (em torno de 80%). A matéria orgânica amorfa (MOA) apresenta-se dispersa e com baixa fluorescência e alcança 20% de representatividade. Os palinomorfos apresentam-se em bom estado de preservação com média fluorescência e baixos valores percentuais (10,1%) (figura 19). O COT possui valores que oscilam bastante, mas em média apresenta valor de 1%, o mais alto entre as três Palinofácies identificadas.

Figura 19 – Fotomicrografias representando características da Palinofácies 1. (A) fotomicrografia em luz branca transmitida, (B) fotomicrografia em fluorescência

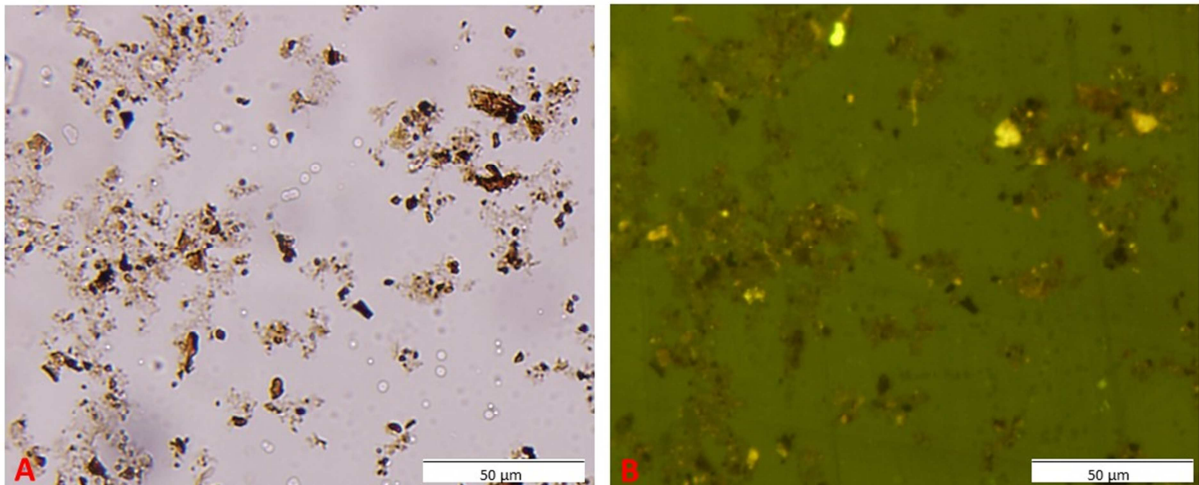


Fonte: A autora, 2020.

### 5.7.2 Palinofácies 2 (prof. 120,35m – 159m/225,4m – 245,1m)

A Palinofácies 2 difere das demais por apresentar maior abundância e diversidade de palinomorfos de origem marinha (60%), além de picos positivos nos valores percentuais de palinomorfos e uma diminuição dos representantes dos fitoclastos. Para a MOA mantem-se os valores de 20%. A fluorescência se manteve a mesma da Palinofácies 1 (figura 20). Os valores de COT diminuíram em relação à Palinofácies anterior, atingindo o valor médio de 0,67%.

Figura 20 – Fotomicrografias representando características da Palinofácies 2. (A) fotomicrografia em luz branca transmitida, (B) fotomicrografia em fluorescência

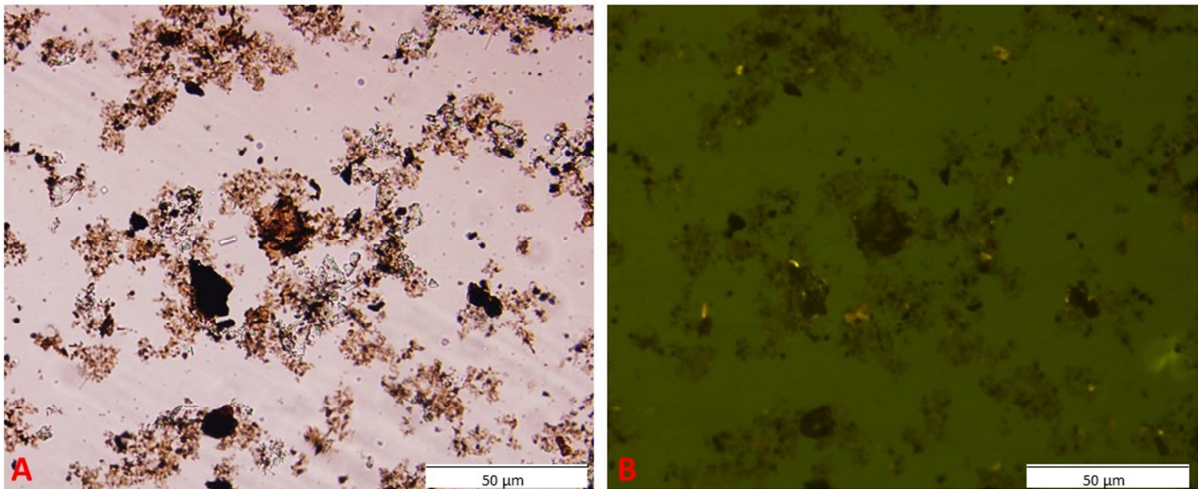


Fonte: A autora, 2020.

### 5.7.3 Palinofácies 3 (prof. 159m – 225,4m)

A Palinofácies 3 difere das palinofácies 1 e 2 por apresentar domínio de matéria orgânica amorfa (MOA), chegando a alcançar níveis com valores de até 54,1%. Os fitoclastos representam o segundo grupo mais abundante com valor máximo de 51%. São baixas as representações de palinomorfos. Mostra ausência de fluorescência (figura 21). Para esta Palinofácies o valor médio de COT é 0,75%.

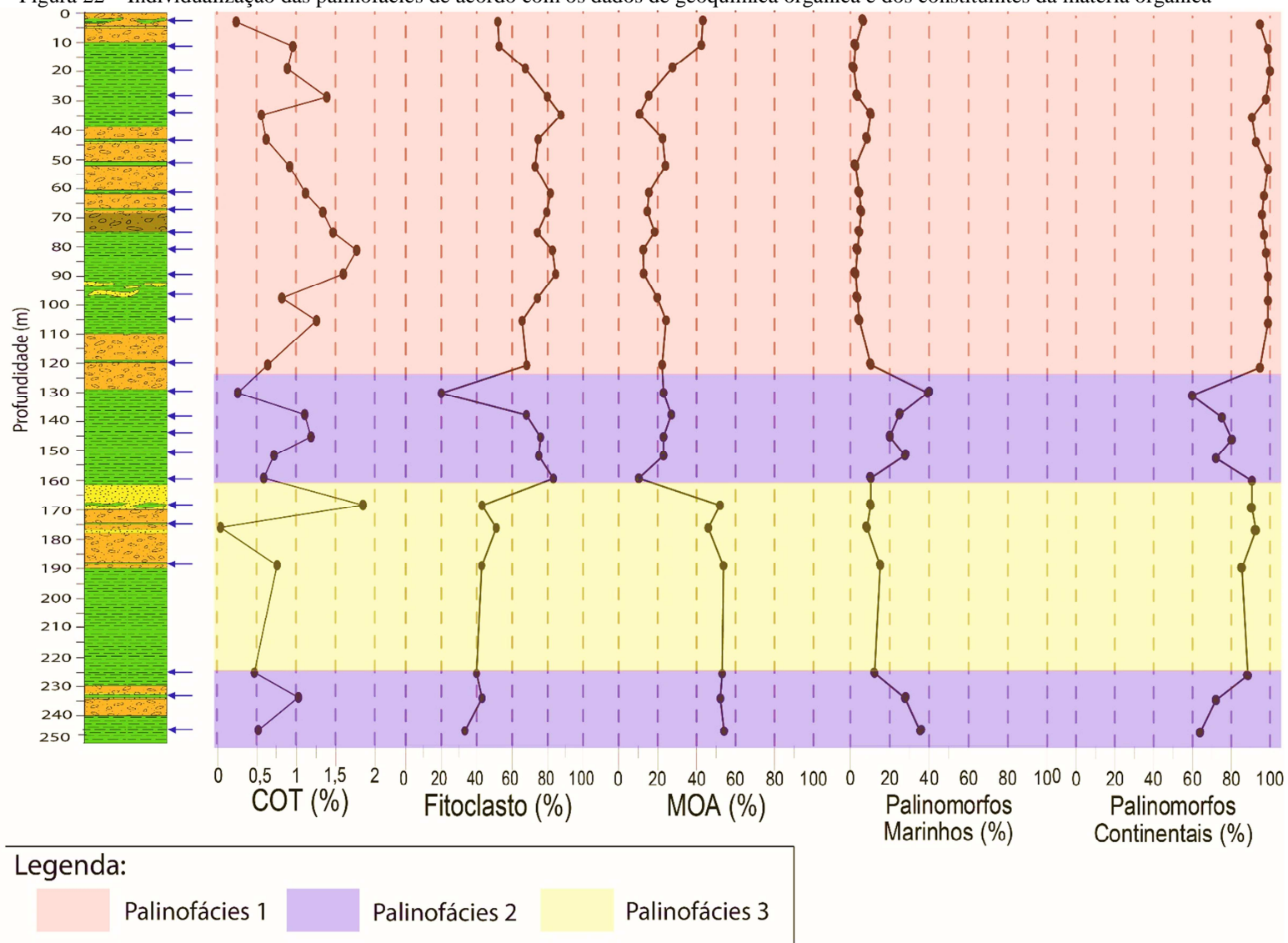
Figura 21 – Fotomicrografias representando características da Palinofácies 3. (A) fotomicrografia em luz branca transmitida, (B) fotomicrografias em fluorescência



Fonte: A autora, 2020.

A figura 22 apresenta as individualizações das palinofácies baseadas nas curvas percentuais dos grupos orgânicos identificados, COT e dados de pirólise. Como podemos ver, a deposição ocorreu em um ambiente marinho e foi sujeita à constante ações de oxidações que podem ser constatadas pelos valores de IH ao longo de toda a seção. As porções inferior e média da seção mostram um aumento significativo de palinomorfos marinhos, marcados por uma fase transgressiva. A porção superior da seção com maior influência continental indica uma fase regressiva.

Figura 22 – Individualização das palinofácies de acordo com os dados de geoquímica orgânica e dos constituintes da matéria orgânica



Fonte: A autora, 2020.



## 5.8 Dados geoquímicos

Os dados mostram que os teores de Carbono Orgânico Total (COT), para o poço SST-01 apresentam valores que variam de 0,04% a 1,85% (tabela 5). Vale ressaltar que os valores oscilam de forma heterogênea ao longo de todo o poço.

Analisando os resultados de resíduo insolúvel (RI) (tabela 5) obtidos, pode-se afirmar que o poço SST-01, de um modo geral, possui caráter siliciclástico. Dentre as 26 amostras apenas 3 amostram apresentam caráter carbonático e 1 amostra com caráter intermediário.

Estas afirmações são feitas por meio da análise dos valores de RI referentes à amostragem feita ao longo do testemunho. Sendo assim, os valores inferiores à 35% conferem à amostra uma característica carbonática e os valores acima de 65%, uma característica siliciclástica. Os demais valores conferem tanto um caráter mais carbonático quanto siliciclástico (Pettijohn, 1975).

Por meio dos resultados adquiridos com a Pirólise *Rock-Eval* (tabela 6) é possível afirmar que todo o poço apresenta um baixo potencial gerador, com valores de S2 inferiores a 2 (mg/g).

Após a obtenção dos dados da tabela 6 foi possível confeccionar o gráfico do tipo Van Krevelen. A partir dos valores do Índice de Hidrogênio (IH) e Índice de Oxigênio (IO), obtêm-se os resultados que indicam uma matéria orgânica composta por querogênio do Tipo IV (figura 23).

Tabela 6 – Dados Geoquímicos do poço SST-01

Profundidade (m)	R.I. (%)	COT (%)	S (%)
3,15	29	0,24	0,69
11,50	81	0,96	0,62
19,25	78	0,89	0,21
28,80	87	1,39	0,44
34,90	85	0,56	0,13
43,20	78	0,62	0,32
52,35	80	0,92	0,22
61,60	85	1,12	0,53
68,00	82	1,34	0,28
75,10	83	1,47	0,51
81,15	86	1,77	0,49
89,10	85	1,60	0,29
97,45	88	0,82	0,29
105,15	85	1,26	0,20
120,35	29	0,64	1,05
129,80	20	0,26	0,47
137,30	86	1,11	0,24
144,90	78	1,19	0,39
151,35	78	0,72	0,49
159,00	87	0,59	0,15
168,15	85	1,85	0,25
175,80	68	0,04	0,25
188,60	84	0,76	0,20
225,40	68	0,47	0,83
233,90	82	1,03	0,30
245,10	55	0,52	0,66

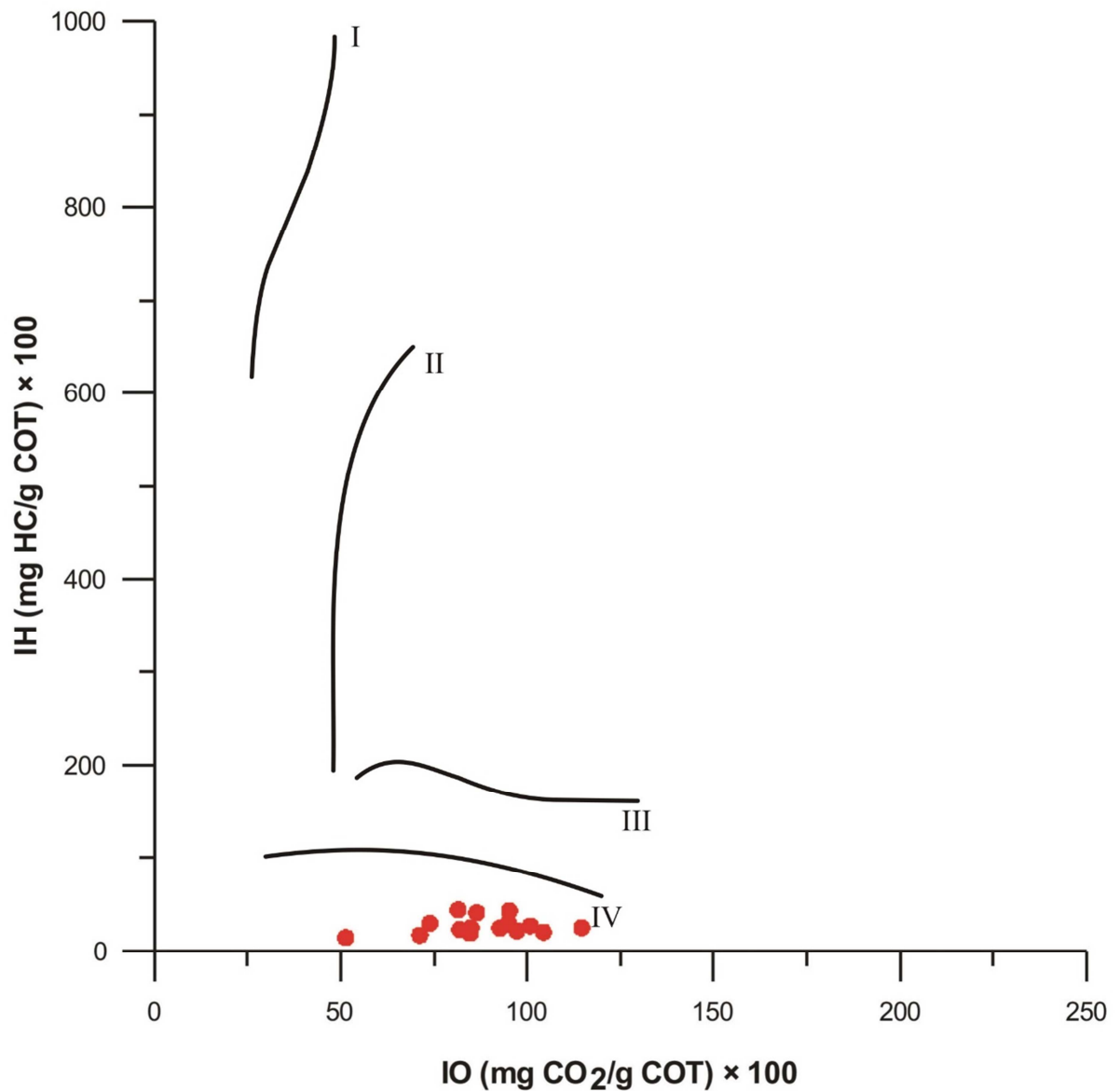
Fonte: A autora, 2020.

Tabela 7 – Dados de Pirólise *Rock-Eval* do poço SST-01

Profundidade (m)	Massa (mg)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	S3 (mg/g)	Tmax (°C)	IH	IO
11,5	69,7	0,03	0,39	0,83	431	40,63	86,46
19,25	63,2	0,05	0,22	1,02	416	24,72	114,61
28,7	59,2	0,06	0,41	1,32	427	29,5	94,96
52,35	66,5	0,05	0,27	0,68	416	29,35	73,91
61,6	68,2	0,08	0,3	1,13	424	26,79	100,89
68	57,8	0,07	0,27	1,4	422	20,15	104,48
75,1	56,7	0,5	0,63	1,4	430	42,86	95,24
81,15	50,6	0,04	0,4	1,45	428	22,6	81,92
89,1	61,6	0,05	0,27	1,14	422	16,88	71,25
87,45	52,3	0,05	0,2	0,76	417	24,39	92,68
105,15	69	0,06	0,31	1,07	424	24,6	84,92
137,3	70,9	0,03	0,21	0,94	418	18,92	84,68
194,9	48,8	0,05	0,52	0,97	423	43,7	81,51
168,15	66,5	0,05	0,26	0,95	422	14,05	51,35
233,9	66,6	0,07	0,23	1,05	422	21,3	97,22

Fonte: A autora, 2020.

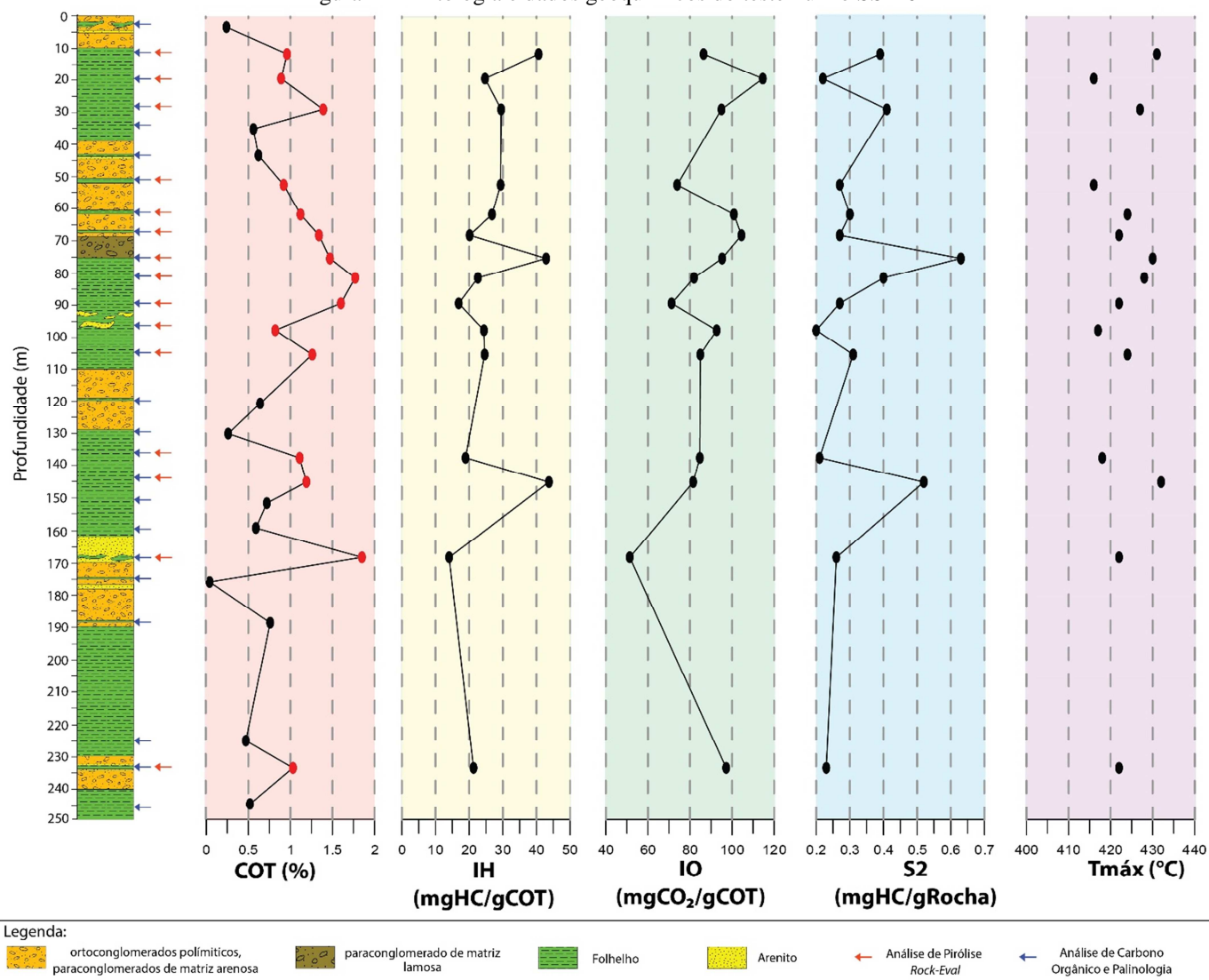
Figura 23 – Diagrama do tipo Van Krevelen, com os resultados obtidos



Fonte: A autora, 2020.

A figura 24 evidencia, por meio dos gráficos, as variações dos parâmetros de COT (%), IH, IO, S2 e  $T_{m\acute{a}x}$  ao longo de todo o testemunho. Pode-se aferir que os valores de IH são menores que 200 mg/g, o que indica uma possível geração para gás, porém os valores de  $T_{m\acute{a}x}$  por volta de 430°C, confere uma temperatura insuficiente para maturação.

Figura 24 – Litologia e dados geoquímicos do testemunho SST-01



Fonte: A autora, 2020.

## 5.9 Interpretação Paleoambiental

Alguns grupos de palinomorfos fornecem importantes informações a respeito do paleoclima, da paleogeografia e do ambiente deposicional de uma área, como por exemplo, os representantes dos grupos dos esporos triletes (origem terrestre) quando presentes e em alta diversidade são indicativos de áreas subtropicais a tropicais úmidas, por se desenvolverem em habitats próximos a rios e lagos de águas rasas. (Lima, 1978b; Schrank, 1987; Dino, 1992). Já os dinoflagelados (representantes marinhos) indicam deposição em vários subambientes dentro do habitat marinho (Sarjeant, 1967; Fensome et al., 1996; Traverse, 2007).

Baseado nas análises da distribuição percentual de cada constituinte da matéria orgânica, foi possível estabelecer uma interpretação do caráter paleoambiental para a época deposicional da Formação Urucutuca na área estudada.

A predominância dos palinomorfos representantes de origem continental (esporos, grãos de pólen e clorófitas), aliados à variedade do resíduo orgânico (tecidos vegetais) sugerem depósitos em ambientes plataformais. A vegetação ao redor consistia de uma comunidade mista de briófitas, pteridófitas, gimnospermas e angiospermas. Predominam nesta associação o grupo dos esporos triletes, principalmente dos gêneros *Cicatricosisporites* e *Triporoletes*, seguido por picos de abundância de pteridófitas aquáticas do gênero *Azolla*, particularmente indicativo de ambiente de água doce.

Ao longo de toda a seção ocorre a baixa frequência dos elementos marinhos, porém foram detectados dois picos de abundância destes representantes, nas profundidades de 129,8m e 245,1m, sugerindo possíveis transgressões. No início da sedimentação da Formação Urucutuca, na área estudada, há um grande aporte nas espécies marinhas, principalmente de palinoforaminíferos, o que indica uma grande influência marinha costeira.

A abundância de palinomorfos continentais, co-ocorrendo com os elementos marinhos indicam uma situação muito próxima da linha de costa. Pode-se afirmar que a sedimentação da Formação Urucutuca durante o Maastrichtiano, na seção estudada, foi depositada em ambiente marinho plataformais com variações do nível do mar e fases transgressivas e regressivas, sob regime tectônico relativamente estável.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos resultados obtidos das análises palinológicas, palinofaciológicas e organogeoquímicas, permitiu estabelecer as conclusões descritas a seguir.

Através das análises palinológicas foi possível estabelecer a Biozona *Tricornites elongatus* (P-470), da Superzona *Crassitricolporites brasiliensis* P-450, constante do palinozoneamento padrão para as bacias mesocenozoicas brasileiras estabelecido por Regali et al. (1974a, b). Este reconhecimento se deu pela identificação das espécies-guia *Tricornites elongatus*, *Aquilapollenites magnus*, *Scollardia trapaformis*, e *Paleocystodinium* sp. A. e o gênero *Dinogymnium* e, em consequência atribuir a idade Maastrichtiano para a seção como um todo.

A partir do estudo integrado da palinofaciologia e da organogeoquímica foi possível individualizar três palinofácies distintas ao longo do poço. A individualização respeitou critérios quantitativos dos constituintes da matéria orgânica e valores obtidos através das análises de Carbono Orgânico Total (COT). A Palinofácies 1 é caracterizada por apresentar maior percentual de fitoclasto (70%) e COT de 1%. Diferentemente da Palinofácies 1, a Palinofácies 2 é a que exibe maior valor percentual de palinomorfos marinhos (40%) dentre as palinofácies identificadas e o menor valor para COT 0,67%. Enquanto que na Palinofácies 3 o grupo da matéria orgânica amorfa é o que ocorre em maior abundância (54,1%) e o COT com valor de 0,75%.

A análise do ICE, mostrou a variação entre 4 e 5, indicando que o material iniciou o estágio de maturação térmica, entrando na janela de geração de hidrocarbonetos.

Os dados mostram que os teores de Carbono Orgânico Total (COT), para o poço SST-01 apresentam valores que variam de 0,04% a 1,85% (tabela 4). Vale ressaltar que os valores oscilam de forma heterogênea ao longo de todo o poço.

Por meio dos resultados adquiridos com a Pirólise *Rock-Eval* é possível afirmar que todo o poço apresenta um baixo potencial gerador, com valores de S2 inferiores a 2 (mg/g).

A partir dos valores do Índice de Hidrogênio (IH) e Índice de Oxigênio (IO), obtêm-se os resultados que indicam uma matéria orgânica composta por querogênio do Tipo IV. Ressaltando que mesmo nos níveis com COT acima de 1% o potencial de geração de hidrocarbonetos na seção é extremamente baixo.

Na seção estudada há o predomínio dos representantes de origem continental dos palinomorfos. Observou-se em apenas dois intervalos, nas porções basal e média, a ocorrência

mais expressiva, tanto em termos quantitativos quanto de diversidade, dos elementos marinhos. Após as análises de palinofácies e palinologia assume-se que a deposição da Formação Urucutuca foi realizada em um ambiente costeiro, plataformal proximal, provavelmente nerítico com fluxo de fontes flúvio-deltaicas. Os intervalos caracterizados pela Palinofácies 3, onde há um maior aporte de palinomorfos marinhos, sugerem um ambiente marinho normal nerítico médio, talvez refletindo possíveis transgressões. A interpretação ambiental com base nos dados de palinofácies e geoquímica orgânica sugere uma plataforma proximal com influxo de água doce, passando para distal nos intervalos ora citados.

Apesar de não se ter desenvolvido um tratamento taxonômico, foram identificadas 46 espécies de palinomorfos, incluindo grãos de pólen, esporos, dinoflagelados e algas.

A Tabela 8 apresenta de forma resumida o compilado dos resultados e interpretações gerados neste trabalho.

Tabela 8 – Compilado de dados e interpretações gerados neste trabalho para o poço SST-01.

SST-01 Well	Samples	Chronostratigraphy		Biozona		Fases Regressivas e Transgressivas			Resultados palinofaciológicos e geoquímicos					
		Period/Epoch	Age	Super Zone	Zone				Razão FOP/FNOP	Índice ICE	Palinofácies	COT	IH/Tmáx	Paleoambiente
0	3,15	Late Cretaceous	Maastrichtian	Crassitricolporites brasiliensis	Tricornites elongatus	RG	RG	Clima menos quente e menos úmido	> 1: Fonte originária dos fitoclastos mais distal	o valor do ICE variou de 4,0 a 5,0. Estágio inicial de maturação térmica	<b>Palinofácies 1</b> MOA (20%): dispersa e com baixa fluorescência. Palinomorfos (10,1%): preservado e média fluorescência. COT mais alto ≈ 1%	S2 < 2: Baixo potencial gerador	IH < 200mg/g: possível geração de gás, porém Tmáx ≈ 430°: não atinge a maturação. Ambiente marinho com forte influxo de elementos terrigenos com fases Transgressivas e Regressivas	Estável
10	11,5													
20	19,25													
30	28,7													
35	34,9													
40	43,2													
50	52,35													
60	61,6													
70	68,0													
80	75,1													
90	81,15													
95	89,1													
100	97,45													
110	105,15													
120	120,35													
130	129,8													
140	137,3													
150	144,9													
160	151,35													
170	159,0													
180	168,15													
190	175,8													
200	188,6													
210														
220														
230	225,4													
240	233,9													
250	245,1													
						TG	TG	Clima quente úmido			<b>Palinofácies 2</b> Grande diversidade de Palinomorfos. MOA: idem à Palinofácies 1. COT ≈ 0,67 %			
						RG	TG				<b>Palinofácies 3</b> Domínio de MOA (54,1%). Palinomorfos são escassos. COT ≈ 0,75 %			
						TG?					<b>Palinofácies 2</b>			



## REFERÊNCIAS

ADEGAS, F., SCHERER, C. M. S., BORN, C. Arcabouço estratigráfico da Formação Sergi (Jurássico Superior) na Bacia de Almada, Bahia. [www.sbgeo.org.br](http://www.sbgeo.org.br) 42(Suppl 1): p.2-19. 2012

ANTONIOLI, L. Estudo palino-cronoestratigráfico da Formação Codó-Cretáceo Inferior do nordeste brasileiro. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 265p. 2001.

ANTONIOLI, L.; DINO, R.; PORTELA, H.A.; AMARAL, P. F. New method of rocks samples preparation for palynological and palynofaciological analysis. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ. Vol. 43 (1): 339-345. 2019.

ANTUNES, R. L.; & MELO, J. H. G. Micropaleontologia e Estratigrafia de Sequências. In: Ribeiro, H. J. P. S. (eds.), Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e aplicações, Editora Unisinos, Rio Grande do Sul. p. 137-218. 2001.

ANTUNES, R. L.; AZEVEDO, R. L. M.; DINO, R.; MOURA, J. A. SILVA-TELLES JR., A. Bacia do Espírito Santo. In: Beurlen, G. (ed.) Bioestratigrafia das bacias mesozóicas-cenozóicas brasileiras: texto explicativo das cartas bioestratigráficas. Petrobras. Cenpes, Rio de Janeiro, p.141-190 (Relatório Interno nº 673.14543) (dados obtidos em Botelho, 1996).

ARAI, M. Dinoflagellates from the middle Cretaceous in the offshore Campos Basin, southeastern Brazil. In: Simpósio sobre as bacias cretácicas brasileiras, 2, Rio Claro, *Resumos Expandidos*, 27-29. 1992.

ARAI, M. Dinoflagelados do Cretáceo Superior (Turoniano – Maastrichtiano) da Bacia de Campos, plataforma continental do Sudeste Brasileiro. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro, *Boletim de Resumos*, 59-61. 1994.

ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno: a verdadeira origem do Grupo Barreiras. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10., 2005, Guarapari. Anais. Guarapari: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2005.

ARAI, M. Sucessão das Associações de Dinoflagelados (Protista, Pyrrhophyta) ao Longo das Colunas Estratigráficas do Cretáceo das Bacias da Margem Continental Brasileira: Uma Análise sob Ponto de Vista Paleoceanográfico e Paleobiogeográfico. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 18p. 2007.

ARAI, M. & BOTELHO NETO, J. Biostratigraphy of the marine Cretaceous on the Southern and southeastern Brazilian marginal basins, based on dinoflagellates. *Samc News*, 6: 15-16. 1996.

ARAI, M. & LANA, C. C. Dinoflagelados. In: Ismar Souza Carvalho. (coord.). *Paleontologia*. Interciência, Rio de Janeiro, 2: 327-350. 2004.

ARAI, M.; LANA, C. C.; PEDRÃO, E. Ecozona *Subtilisphaera*: registro eocretáceo de um importante episódio ecológico do Oceano Atlântico primitivo. *Acta Geologica Leopoldensica*, São Leopoldo, RS, edição especial **XVII** (39/2): 521-538. 1994.

ARAI, M.; BOTELHO NETO, J.; LANA, C. C.; PEDRÃO, E. Cretaceous dinoflagellate provincialism in Brazilian marginal basins. *Cretaceous Research*, **21**: 351-366. 2000.

ASMUS, H. E. & PONTE, F. C. The Brazilian marginal basins. In: The ocean basins and margins, eds. Nairn, A.E.M. and Stehli, F.G., pp. 87-133. Plenum Press, New York, USA. 1973.

AZEVEDO, R. L. M.; GOMIDES, J.; VIVIERS, M. C.; HASHIMOTO, A. T. Bioestratigrafia do Cretáceo marinho na bacia de Campos. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 17(1): 147-153. 1987.

BARNARD, P. C.; COLLINS, A. G.; COOPER, B. S. Identification and distribution of kerogen facies in a source rock horizon – examples from the North Sea Basin. In: Brooks, J. (ed.) Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration, Academic Press, London, 271-282p. 1981.

BARROSO, A. S. Sedimentologia, diagênese e potencialidade petrolíferas dos arenitos Morro do Barro – Ilha de Itaparica e adjacências. Salvador, Petrobras, Relatório Interno. 1984.

BOTELHO NETO, J. Porção norte da Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo: caracterização palinoestratigráfica e evolução paleoambiental. Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de mestrado, Rio de Janeiro. 163p. 1996.

BEURLIN, G. Bioestratigrafia das bacias mesozoicas-cenozoicas brasileiras. Rio de Janeiro, Cenpes/Divex/Sebipe. Relatório técnico, 336p. 1992.

BRUHN, C. H. L. & MORAES, M. A. S. Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: Um laboratório de campo para estudo de reservatórios canalizado. *Boletim Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro. 3 (3): p. 235-267. 1989.

CARVALHO, K. W. B. Geologia da Bacia Sedimentar do Rio Almada. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro. 8(1):5-55. 1965.

CAIXETA, J. M.; MILHOMEM, P. S.; WITZKE, R. E.; DUPUY, I. S. S.; GONTIJO, G. A. Bacia de Camamu. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro. v. 15, n. 2, p. 455-462. 2007.

CHANG, H. K. & KOWSMANN, R. O. Interpretação genética das sequências estratigráficas das Bacias da Margem Continental Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. 17(2): 74-80. 1987.

CHANG, H. L.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEREDO, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: Raja-Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (Ed.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro Petrobras, 415p. 1991.

CHANG, Y. M. Accuracy of fóssil percentage estimation. *Journal of Paleontology*, Tulsa. v. 41, n.2, p. 500-502. 1967.

COMBAZ, A. Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie* 7, 205-18. 1964.

COMISSÃO ESPECIAL DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA DA SBG. Código Brasileiro de nomenclatura estratigráfica e Guia de nomenclatura estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 4, p. 370-415. 1986.

CORRÊA GOMES, L. C.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BARBOSA, J. S. F.; SILVA, I. C.; PINTO, M. V. Relações entre orógenos, zonas de cisalhamento, quebra continental e deformações 3-D. A história tectônica da Bacia sedimentar de Almada, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4-Suplemento):105-115, 2005.

COURTINAT, B. & MÉON, H. Les microforaminifères (Scytinascia), um groupe palynologique méconnu (historique). Leur analyse dans le Cénomanién-Turonien de Vergons (Bassin Vocontien, France). *Geobios*, 24: 559-567, 1991.

CROSS, A. T.; THOMPSON, G. G.; ZAITZEFF, J. B. Source and distribution of palynomorphs in bottom sediments, southern part of Gulf of California. *Marine Geology*, 4: 467-527. 1966.

CRUZ, N. M. C. da. Quitinozoários. In: Ismar Souza Carvalho. (Coord.). *Paleontologia*. Interciência, Rio de Janeiro, 2: 394-403, 2004.

DAVEY, R. J. & ROGERS, J. Palynomorph distribution in recent offshore sediments along two traverses off South West Africa. *Marine Geology*, 18: 2130-225. 1975.

DINO, R. *Palinologia, Bioestratigrafia e Paleocologia da Formação Alagamar – Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. 1992. 346 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo, 1992.

DODGE, J. D. & GREUET, C. Chapter 3: Dinoflagellate ultrastructure and complex organelles. In: Taylor, F. J. R. (ed.). *The biology of dinoflagellates*. London: Blackwell Scientific Publications. p.92-142. 1987.

ERDTMAN, G. *Pollen Morphology and Plant Taxonomy. Angiosperms*. Stockholm, Almqvist and Wiksell. 539 p. 1952.

ERDTMAN, G. *Handbook of Palynology: An Introduction to the Study of Pollen Grains and Spores*. Copenhagen, Ejnar Munksgaard, 486 p. 1969.

ESPITALIÉ, J.; LAPORTE, J. L.; MADEC, M.; MARQUIS, F.; LEPAT, P.; PAULET, J.; BOUTEFEU, A. Méthode rapide de caractérisation des roches mère, de leur potentiel pétroliet et eur degré d'évolution. *Revue de l'Institute Français du Pétrole*. v. 32, p. 23-42. 1977.

EVITT, W. R. *Sporopollenin Dinoflagellate Cysts: Their Morphology and Interpretation*. Austin: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 333p. 1985.

FAEGRI, K. & IVERSEN, J. Textbook of Pollen Analysis. Copenhagen, Munksgaard, 3. ed., 295 p. ISBN 76 16 01590 8. 1975.

FENSOME, R. A.; TAYLOR, F. R. J.; NORRIS, G.; SARJEANT, W. A. S.; WHARTON, D. I.; WILLIAMS, G. L. A classification of living and fossil dinoflagellates. New York: American Museum of Natural History. 351p. Micropaleontology Special Publication, n. 7. 1993.

FENSOME, R. A.; RIDING, J. B.; TAYLOR, F. R. Dinoflagellates. In: Jansonius, J. & McGregor, D. C. (ed.). Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1, p. 107-169. 1996.

FERRADAES J. O. & SOUZA, R. G. Estudo integrado geológico e geofísico das bacias de Camamu e Almada. Petrobras, DEX-PRO. 24 p. Relatório interno. 1972.

FERREIRA, T. S.; CAIXETA, J. M.; LIMA, F. D. Controle do embasamento no rifteamento das bacias de Camamu e Almada. *Boletim Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro. v. 17, n. 1, p. 69-88. 2009.

GREGORY, W. A. & HART, G. F. Towards a predictive model for the palynologic response to sea-level changes. *Palaios*, 7: 3-33. 1992.

GONTIJO, G. A.; MILHOMEN, P. S.; CAIXETA, J. M.; DUPUY, I. S. S.; MENEZES, P. E. L. Bacia de Almada. *Boletim Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro. v.15, n.2, p. 463-473. 2007.

HANSEN, J. M. Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark. *Bull. Geol. Soc. Den.*, 1-26. 1977.

HELBY, R.; MORGAN, R.; PARTRIDGE, A. D. A palynological zonation of the Australian Mesozoic. In: Jell, P. A. (ED.). *Studies in Australian Mesozoic Palynology*. Association of Australasian Paleontologists, p. 1-94. 1987.

HEUSSER, C. J. Late Quaternary vegetation and climate of subtropical Chile. *Palynology*, 12: 241. 1988.

HYDE, H. A.; WILLIAMS, D. W. *Right word, Pollen Analysis Circular* 8:6. 1944.

JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. Introduction. In: Jansonius, J. & McGregor, D. C. (eds.) *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologic Foundation. v. 1, p. 1-10. 1996.

JARZEN, D. M. & NICHOLS, D. J. In: Jansonius, J. & McGregor, D. C. (eds.) *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologic Foundation. v. 1, p. 261-291. ISBN 9-931871-03-4. 1996.

KARAM, M. R. K. Integração de ferramentas multidisciplinares para o estudo de feições tectônicas e sismoestratigráficas na seqüência pós-rifte da Bacia de Camamu-Almada, Bahia. Tese de doutoramento, IC/UFRJ, 204p. 2005.

KOUTSOUKOS, E. A. M., MELLO, M. R., DE AZAMBUJA FILHO, N. C., HART, M. B. & MAXWELL, J. R. - The Upper Aptian-Albian Succession of the Sergipe Basin, Brazil: An Integrated Paleoenvironmental Assessment. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 75; 3, p 479-498. 1991.

KÜCHLE, J. *Análise estratigráfica da seção rift da Bacia de Camamu-Almada*. 2004. 157f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2004.

LANA, C. C. Palinologia e estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio – Turoniano inferior da porção centro-leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil. MSc thesis, 2 volumes Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. [Unpublished]

LANA, C. C. Palinologia e Estratigrafia integrada da Seção Cenomaniano Médio-Turoniano Inferior da Porção Centro-Leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 39p, 1997.

LANA, C. C. & BOTELHO NETO. Evidências de provincialismo entre os dinoflagelados peridinóides do Cretáceo Superior – Paleoceno das bacias de Sanros e Potiguar, Brasil. In: Congresso Bra. Paleo, 11, Curitiba, *Anais*, 353-371. 1989.

LANA, C. C & PEDRÃO, E. *Sublitisphaera almadensis*, uma nova espécie de dinoflagelado da Bacia de Almada, Brasil. *Revista Universidade de Guarulhos, Geociências V* (número especial): 86-88. 2000a.

LANA, C. C & PEDRÃO, E. Um episódio de incursão marinha no Eoaptiano (Eoalagoas) da Bacia de Almada, BA, Brasil. *Revista Universidade de Guarulhos, Geociências V* (Número Especial):89-92. 2000b.

LANA, C. C. & ROESNER, E. H. Biocronoestratigrafia de dinoflagelados da seção cretácea marinha das bacias do Ceará e Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 6, São Pedro, *Boletim de Resumos*, 239-245. 2002.

LANA, C. C.; ARAI, M.; ROESNER, E. H. Dinoflagelados fósseis da seção cretácea marinha das bacias marginais brasileiras: um estudo comparativo entre as margens equatorial e sudeste. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 6, São Pedro, *Boletim de Resumos*, 247-252. 2002.

LECKIE, D. A.; SINGH, C.; DOODARZI, F.; WALL, J. H. Organic-rich, radioactive marine shale: A case study of shallow-water condensed section, Cretaceous Shaftesbury Formation, Alberta, Canadá. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, 60: 101-117. 1990.

LIMA, M. R. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 338p. 1978a.

LIMA, M. R. De. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). Introdução Geológica e Descrição Sistemática dos Esporos da Subturma Azonotriteles. *Ameghiniana*, v. 15, n. 3-4. 1978b.

LISTER, J. K. & BATEEN, D. J. Stratigraphic and Palaeo-environment distribution of Early cretaceous dinoflagellate cysts in the Hurlands Farm Borehole, West Sussex, England. *Palaeontographica* Abt. B, Stuttgart, 210 (1/3): 9-89, 1988.

MAGNAVITA, L. P. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatibá Rift, NE-Brazil. 1992. 493 f. PhD Thesis, Universidade de Oxford, 1992.

MANN, K. H. Production and use of detritus in various fresh water, estuarine, and coastal marine ecosystems. *Limnology and Oceanography*, 33:910-930, 1988.

MANTEM, A. A. Half a century of modern Palynology Earth. *Science Reviews*, Amsterdam, n. 2. p. 277-316. 1966.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. Mapa geológico do quaternário costeiro do Estado da Bahia. Salvador: Secretaria das Minas e Energia, 1980.

MASURE, E. L'indice de diversité et les dominances des "communautés" de kystes de dinoflagellés: marqers bathymétriques; forage 398 D, croisière 47 B. *Bull, Soc. Geol. France*, 26(1): p93-111, 1984.

MATHISON, S. W. & CHMURA, G. L. Utility of microforaminiferal test linings in palynological preparations: *Palynology*, v. 19, p. 77-84. 1995.

MELIA, M.B. The distribution and relationship between palynomorphs in aerosol and deep-sea sediments off the coast of northwest Africa. *Marine Geology*, 58: 345p, 1984.

MENDONÇA FILHO, J.G. *Aplicação de estudos de palinofácies e fácies Orgânica em rochas do Paleozoico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil*. 1999. 338 f. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1999.

MENDONÇA FILHO, J. G., CARVALHO, M. A., MENEZES, T. R. Palinofácies. In: Dutra, T.L. (Ed.). *Técnicas e Procedimentos para o Trabalho com Fósseis e Formas Modernas Comparativas*. Unisinos, São Leopoldo. p. 20-24. 2002.

MENEZES, T. R.; MENDONÇA FILHO, J. G.; ARAÚJO, C. V.; SOUZA, I. V. A. F. & MENDONÇA, J. O. Fácies orgânicas: conceitos, métodos e estudos de casos na indústria do petróleo. *Ver. Bras. Geoc.* 38(2): 80-96. 2008.

MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T. R.; MENDONÇA, J. O.; OLIVEIRA, A. D.; CARVALHO, M. A.; SOUZA, J. T. Palinofácies. In: Carvalho, I. S., (Eds). *Paleontologia: conceitos e métodos*. Rio de Janeiro: Interciência 2010. v. 1, 3ª ed. p.289-323. 2010a.

MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T. R.; MENDONÇA, J. O.; OLIVEIRA, A. D.; SOUZA, J. T.; SANTOS, V. S. S.; ARIENTI, L. M. Aplicação da Faciologia Orgânica no Modelo Sedimentológico-Estratigráfico do Oligo-Mioceno da Bacia de Campo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, in press. 2010b.

MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T. R.; MENDONÇA, J. O.; OLIVEIRA, A. D.; SANTANA, A. J. Kerogen: Composition and classification. In: Flores, D.; Marques, M. ICCP

Training Course on Dispersed Organic Matter, (ISBN no 978- 989-8265-67-8) ed. Plenimagem, p. 17-23, 2011.

MENDONÇA FILHO, J.G.; MENEZES, T.R.; MENDONÇA, J.O.; OLIVEIRA, A.D.; SILVA, T.F.; RONDON, N.F.; SILVA, F.S. *Organic Facies: Palynofacies and Organic Geochemistry Approaches. In: Geochemistry: Earth's System Process*. Editora Dionisios Panagiotaras, p. 211-248. 2012.

MENEZES FILHO, N. R. Bacia sedimentar do rio de Almada: estratigrafia e análise dos sistemas/ambientes deposicionais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, v. 36, n.1, p. 183-198. 1990.

MULLER, J. Palynology of recente Orinoco delta and shelf sediments: Reports of the Orinoco Shelf Expedition. *Micropaleontology*, 5 (1): 1-32, 1959.

N.A.S.C. North American Stratigraphic Code. *AAPG Bulletin*, 89 (11): 1547-1591. 2005.

NETTO, A. S. T. & RAGAGNIN, G. M. Compartimentação exploratória da Bacia de Camamu, Bahia. In: anais do Congresso Brasileiro de Geologia, v. 36, Natal, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1. p. 171–182. 1990.

NETTO, A. S. T.; WANDERLEY FILHO, J. R.; FEIJÓ, F. J. Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 173-175, jan./marc. 1994.

OJEDA, H. A. O. Estrutura e evolução das Bacias Mesozoicas Emersas da Margem Continental Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(2):71-83. 1983.

OLIVEIRA, A. D. Reconstrução paleoambiental com base nas assembleias de dinoflagelados presentes nos sedimentos do Holoceno e Pleistoceno do talude continental brasileiro da Bacia de Campos, RJ-Brasil. 220p. Dissertação de mestrado (Instituto de Geociências) – Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2003.

OLIVEIRA, L. C. V.; BOTELHO NETO, J.; COSTA, L. A. R. Porção norte da Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo: caracterização bioestratigráfica e contribuição à interpretação geológica. Petrobrás. Cenpes e Dexes, Rio de Janeiro. 131p. 1993 (Relatório Interno n. 650.14918) (Dados obtidos em Botelho Neto, 1996).

PEDRÃO, E. Palinoestratigrafia e evolução paleoambiental de rochas sedimentares aptianas-cenomanianas das bacias de Bragança-Viseu e São Luís. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 215p. 1995.

PEDRÃO, E. & LANA, C. C. Ecozona Subtilisphaera e seu registro nas bacias brasileiras. Bol. Resumos. X Reunião de Paleobotânicos e Palinólogos. Guarulhos, São Paulo. p. 81-85. 2000

PEDRÃO, E.; LIMA, H. P.; MAKINO, R. K.; BARRILARI, I. M. R. Palinoestratigrafia e evolução ambiental da seção cretácea das bacias de Bragança-Viseu e São Luís (margem equatorial brasileira). *Acta Geológica Leopoldensia*, 25 (54): 2139. 2002.

- PETRI, S.; COIMBRA, A. M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA H.; FÚLFARO, V. J. PONÇANO, W. L. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (4): 372-376. 1986a.
- PETRI, S.; COIMBRA, A. M.; AMARAL, G.; PONÇANO, W. L. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (4): 376-415. 1986b.
- PETTIJOHN, F. J. Sedimentary Rocks. Harper and Row, New York, 3<sup>rd</sup> ed. 628p. 1975.
- PLAYFORD, G. & DETTMAN, M. E. Spores. In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D. C. (eds.) Palynology: Principles and Applications. American Association of Stratigraphic Palynologic Foundation, v. 1, p. 227-260. ISBN 9-931871-03-4. 1996.
- POWELL, A. J. Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. In: Powell, A. J. (ed.). *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. Chapman & Hall, London, 155-229. 1992.
- PREMAOR, E.; SOUZA, P. A.; FERREIRA, E. P.; GUERSTEIN, G; R; ARAI, M. Palinotaxonomia da seção cretácea a neógena da Bacia de Pelotas, Brasil: cistos de dinoflagelados da Ordem Peridiniales. *Pesquisas em Geociências*, 44 (3): 513-536. 2017
- RAVEN, P. H.; EVERT, R. F.; EICHHORN, S. E. *Biologia Vegetal*. Rio de Janeiro, Guanabara Koogan, 830 p. ISBN 978-85-277-1229-3. 2007.
- REGALI, M. S. P. Palinologia dos sedimentos cenozoicos da Foz do Rio Amazonas. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 96p. 1971.
- REGALI, M. S. P. Palinoestratigrafia da Bacia do Ceará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5: 3118-3129. 1980.
- REGALI, M. S. P.; UESUGUI, N.; SANTOS A. S. Palinologia dos sedimentos meso-cenozoicos do Brasil. Petrobras. Dextro, Salvador. Anexo 11 (Relatório Interno s<sup>o</sup>). 1970 (Dados obtidos em Botelho Netp, 1996)
- REGALI, M. S. P.; UESUGUI, N.; SANTOS A. S. Palinologia dos sedimentos meso-cenozoicos do Brasil. I. Rio de Janeiro. v. 17, n. 3, p. 177-191. Relatório Técnico. 1974a.
- REGALI, M. S. P.; UESUGUI, N.; SANTOS A. S. Palinologia dos sedimentos meso-cenozoicos do Brasil. II. Rio de Janeiro. v. 17, n. 4, p. 263-301. Relatório Técnico. 1974b.
- RIOS-NETTO, A. M. Evolução paleoambiental e palinoestratigrafia do intervalo Alagoas na parte oriental da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de doutorado, 270p. 2011.
- RIZZO, P. J. Biochemistry of the dinoflagellate nucleus. In: Taylor, F. J. R. (ed.). *The biology of dinoflagellates*. London: Blackwell Scientific Publications. cap. 4, p. 143-173. 1987.
- SARJEANT, W. A. S. The stratigraphical distribution of fossil dinoflagellates. *Review Paleobotany Palynology*, Amsterdam, v. 1, n. ¼, 1967.



- SARKIS, M. F. R. Palinoestratigrafia com Base em Dinoflagelados do Limite Cretáceo-Terciário, Pedreira Poty, Bacia de Pernambuco-Paraíba, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 32p. 2002
- SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 12, p. 21-86. 1969.
- SCHRANK, E. Palaeozoic and Mesozoic palynomorphs from northeast Africa (Egypt and Sudan) with special reference to Late Cretaceous pollen and dinoflagellates. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, v.75, p.249-310, pl.1-12. 1987.
- SCOTT, R. A. Pollen of Ephedra from the Chile formation (Upper Triassic) and the genus Equisetosporites. *Micropaleontology*, 6 (3): 271-273. 1960.
- SILVA, G. S. *O Sistema Rife da Bacia de Camamu-Almada – Analogias com riftes Africanos modernos*. 2005. 164 f. Dissertação (Mestrado em ciências em engenharia civil) – Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa em Engenharia (COPPE), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.
- STOVER, L. E.; BRINKHUIS, S. P.; DAMASSA, S. P.; DE VERTEUIL, L.; HELBY, R. J.; MONTEIL, E.; PARTRIDGE, A. D.; POWELL, A. J.; RIDING, J. B.; SMELROR, M.; WILLIAMS, G. L. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. In: Jansonius, J.; McGregor, D. C. (ed.). *Palynology: principles and applications*. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 2, cap. 19, p. 641-750. 1996.
- STOVER, L. E. & EVITT, W. R. *Analyses of Pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellate*. Stanford: Stanford University Publications, 298p. 1978.
- SZANIAWSKI, H. *Scolecodonts*. In: Jansonius, J. & MacGregor, D. C. (eds.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1: 337-354. 1996.
- TATAGIBA, D. C. *Predição da qualidade de rochas reservatório siliciclásticas da Formação Urucutuca (Cretáceo Superior), Bacia de Almada*. Tese de Mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 133p. 2005.
- TAYLOR, F. J. R. *The biology of dinoflagellates*. London: Blackwell Scientific Publications, *Botanical Monographs*, n.21. 785p. 1987a.
- TAYLOR, F. J. R. *Ecology of dinoflagellates – General and marine ecosystems*. In: Taylor, F. J. R. (ed.). *The biology of dinoflagellates*. London: Blackwell Scientific Publications. cap. 11A, p.399-502. 1987b.
- TISSOT, B. P.; WELTE, D. H. *Petroleum formation and occurrence: a new approach to oil and gas exploration*. 2. Ed. Berlin: Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 699p. 1984.
- TRAVERSE, A. *Paleopalynology*. Allen & Unwin, eds. Boston. 600p. 1988.

TRAVERSE, A. *Paleopalynology. Second Edition.* v. 29. 773p. Topics in GEOBIOLOGY. Series Editors: Neil H. Landman and Douglas S. Jones. 2007.

TSCHUDY, R. H. Relationship of palynomorphs to sedimentation. In: Tschudy, R. H., Scott, R. A. (Eds.). *Aspects of Palynology.* Wiley-Interscience, New York, p. 79-96. 1969.

TSCHUDY, R. H. *Palynomorphs as indicators of facies environments in Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata, Colorado and Wyoming.* In: SYMPOSIUM ON LATE CRETACEOUS ROCKS, WYOMING AND ADJACENTS AREAS, ANNUAL FIELD CONFERENCE GUIDEBOOK, 16. Wyoming Geol. Assoc. Guidebook, Colorado, p. 53-59. 1961.

TYSON, R. V. Late Jurassic palynofacies trends, Piper and Kimmeridge Clay Formation, UK onshore and northern North Sea. *The British Micropaleontological Society*, p 135-172. 1989.

TYSON, R. V. *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies.* London: Chapman & Hall. 615 p. 1995.

VIANA, C. F.; GAMA JUNIOR, E. G.; SIMÕES, I. A.; MOURA, J. A.; FONSECA, J. R.; ALVES, R. J. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 3-4, p. 157-192, 1971.

VICENT, A. J. Palynofacies analysis of Middle Jurassic sediments from the Inner Hebrides. (Tese de doutoramento não publicada), University of Newcastle upon Tyne. 475p. 1995.

VIEIRA, R. A. B.; MENDES, M. P.; VIEIRA, P. E.; COSTA, L. A. R.; TAGLIARI, C. V.; BACELAR, L. A. P.; FEIJÓ, F. J. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 8 (1): 191-202. 1994.

WALL, D., DALE, B., LOHMANN, G. P., SMITH, W. K. The environment and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, 2:121-200, 1977.

WILLIAMS, G. L. & BUJAK, J. P. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. In: Bolli, H. M., Saunders, J. B. & Perch-Nielsen, K. (eds.). *Plankton Stratigraphy.* Cambridge University Press, Cambridge, 847-964, 1985.

**APÊNDICE A - Índice das espécies e estampas**

<b>Espécie.....</b>	<b>Estampa.....</b>	<b>Página</b>
<i>Adnatosphaeridium</i> sp.....		VIII,
fig.1,2.....		111
<i>Andalusiella</i> <i>mautheis</i> .....		VII,
fig.7.....		109
<i>Andalusiella</i> sp.....	VII, fig.6.....	109
<i>Aquilapollenites magnus</i> .....	V, fig. 7.....	105
<i>Araucariacites</i> <i>australis</i> .....	II, fig.	
7.....		99
<i>Azolla massulae</i> .....	XII, fig.5.....	119
<i>Bombacacidites</i> sp.....	IV, fig.	
2,3,4,5.....		103
<i>Caliallasporites segmentatus</i> .....	III, fig. 3.....	101
<i>Cerodinium</i> sp.....		VI,
fig.6.....		107
<i>Cerodinium diebelli</i> .....	VI, fig.5.....	107
<i>Cicatricosisporites</i> sp.....	II, fig. 4,5,	
6.....		99
<i>Colporado</i> NI.....	II, fig.	
8.....		99
<i>Coronifera</i> <i>oceanica</i> .....		VII,
fig.3.....		109
<i>Crassitriapertites</i> <i>vanderhammeni</i> .....	V, fig.	
3.....		105
<i>Crassitricolporites brasiliensis</i> .....	V, fig. 2.....	105
<i>Cricotriporites</i> <i>almadensis</i> .....	III, fig.	
4.....		101
<i>Cyathidites</i> <i>australis</i> .....	I, fig	
7.....		97

<i>Deltoidospora</i>	<i>halli</i> .....	I,	fig
1,2,3.....	97		
<i>Dinogymnium acuminatum</i> .....	VI, fig.7,8.....		107
<i>Echitricolpites</i>	sp.....	IV,	fig.
6,7.....	103		
<i>Equisetosporites zaklinskaiae</i> .....	IV, fig. 8.....		103
<i>Escolecondonte</i>	NL.....		XII,
fig.6.....	119		
<i>Gabonisoris vigourouxii</i> .....	VI, fig.3,4.....		107
<i>Gnetaceaepollenites</i>	<i>jansonii</i> .....	V,	fig.
1.....	105		
<i>Leiotrilete</i> sp.....	I, fig. 6.....		97
<i>Leptolepidites psarosus</i> .....	I, fig. 8.....		97
<i>Octodinium</i>	<i>askiniaae</i> .....		X,
fig.4,5.....	115		
<i>Oligosphaeridium</i>	sp.....		XI,
fig.1,2,3.....	117		
<i>Paleocystodinium</i>	sp.....		X,
fig.8.....	115		
<i>Paleocystodinium</i>	sp. A.....		X,
fig.7.....	115		
<i>Palinoforaminifero</i> NI.....	XII, fig.4.....		119
<i>Pediastrum</i> sp. ....	XII, fig.2.....		119
<i>Phelodinium exilicornutum</i> .....	X, fig.6.....		115
<i>Polypodiaceoisporites</i> sp.....	I, fig. 4.....		95
<i>Psilatricolporites</i>	sp. ....	III,	fig.
6.....	101		
<i>Retitriletes</i>	sp.....	II,	fig.
1.....	99		
<i>Retitricolporites</i> sp.....	V, fig. 5.....		105
<i>Spiniferites</i> sp.....	VII, fig.2,4.....		109
<i>Spinizonocolpites echinatus</i> .....	V, fig.4,6.....		105

<i>Scollardia</i>	<i>trapaformis</i> .....	VI,
fig.1,2.....	107	
<i>Tricolporado</i> NI.....	III, fig. 7.....	101
<i>Tricornites elongatus</i> .....	III, fig. 5.....	101
<i>Triporoletes blanensis</i> .....	II, fig 3.....	99
<i>Trudopollis</i> sp.....	III,	fig.
8.....	101	
<i>Undulatisporites</i>	<i>undulapolus</i> .....	I, fig.
5.....	97	
<i>Verrucosisporites</i> sp.....	II, fig. 2.....	99

## Estampas

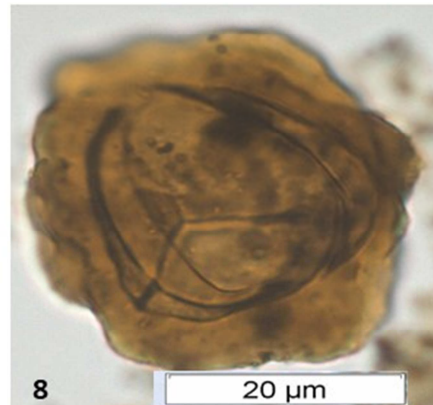
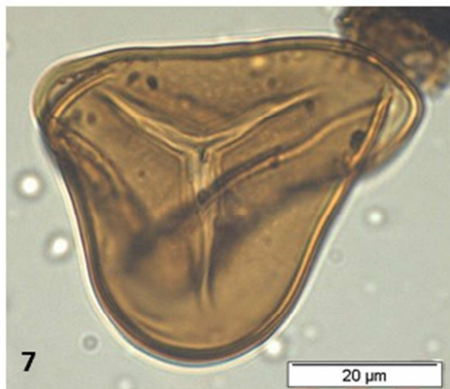
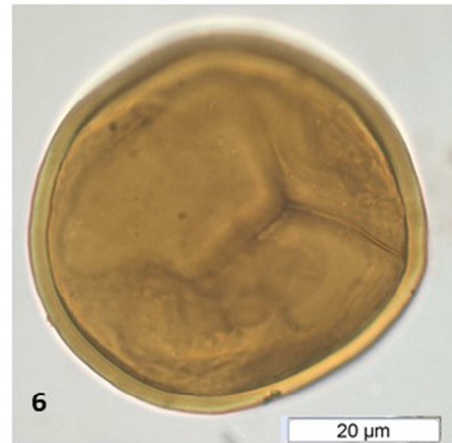
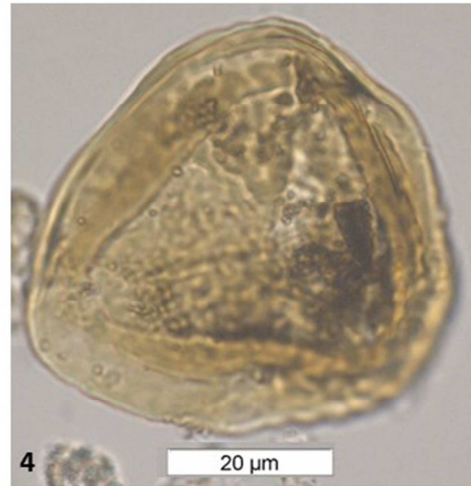
Neste capítulo serão apresentadas as ilustrações obtidas até o presente momento do material estudado, distribuídas em cinco estampas.

## ESTAMPA I

### Figuras

- 1, 2, 3** *Deltoidospora hallii* Miner, 1935  
SST-01; Lâm./Prof. 68,0m.  
SST-01; Lâm./Prof. 34,9m. E.F.: N38\_4
- 4** *Polypodiaceoisporites* sp.  
SST-01; Lâm./Prof. 34,9m. E.F.: V49\_3
- 5** *Undulatisporites undulapolus* Brenner, 1963  
SST-01; Lâm./Prof. 75,1m
- 6** *Leiotriletes* sp.  
SST-01; Lâm./Prof. 151,35m. E.F.: B31\_4
- 7** *Cyathidites australis* Couper, 1953  
SST-01; Lâm./Prof. 89,1m.
- 8** *Leptolepidites psarosus* Norris, 1968  
SST-01; Lâm./Prof.: 151,3. E.F.: S45\_3

# Estampa I

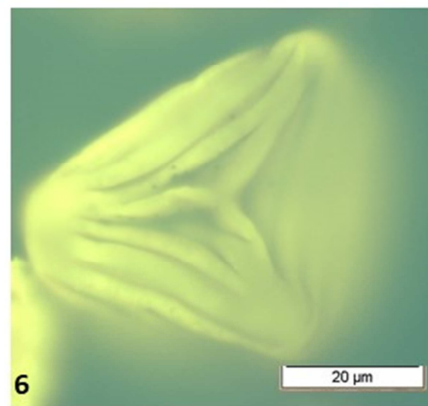
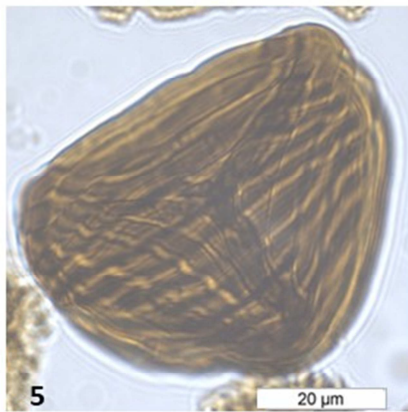
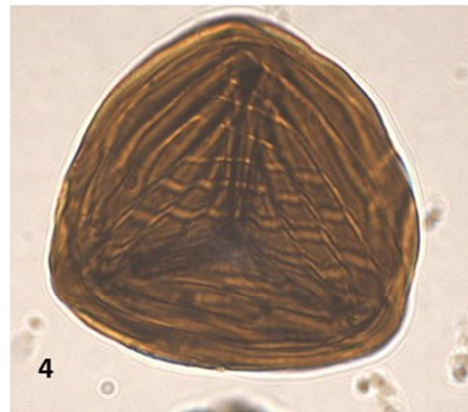
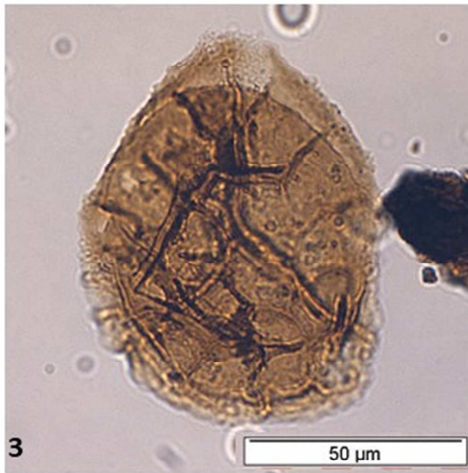
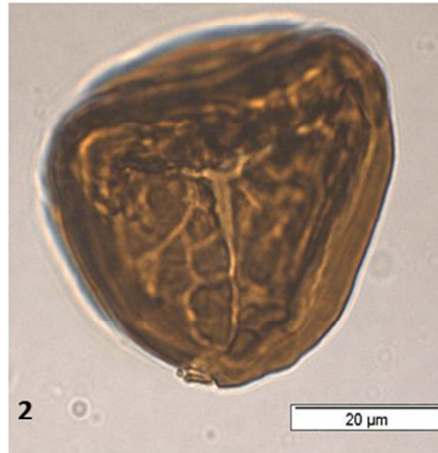
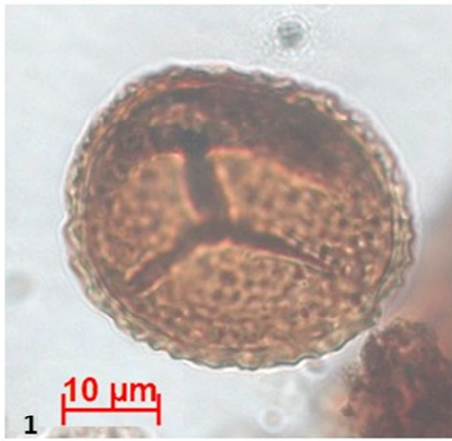


## ESTAMPA II

## Figuras

- 1 ***Retitriletes* sp.**  
SST-01; Lãm./Prof. 11,5m.
- 2 ***Verrucosisporites* sp.**  
SST-01; Lãm./Prof. 61,6m.
- 3 ***Triporoletes blanensis***  
SST-01; Lãm./Prof. 11,5m.
- 4, 5, 6 ***Cicatricosisporites* sp.** Dino, 1992  
SST-01; Lãm./Prof. 11,5m.  
SST-01; Lãm./Prof. 28,7m. E.F.: Y39\_3  
SST-01; Lãm./Prof. 28,7m. E.F.: Y39\_3
- 7 ***Araucariacites australis*** Cookson, 1947  
SST-01; Lãm./Prof. 61,6m. E.F.: T62\_3
- 8 **Colporado não identificado**  
SST-01; Lãm./Prof. 89,1m.

## Estampa II



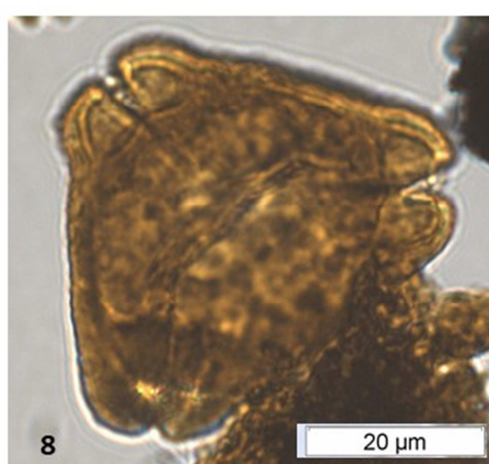
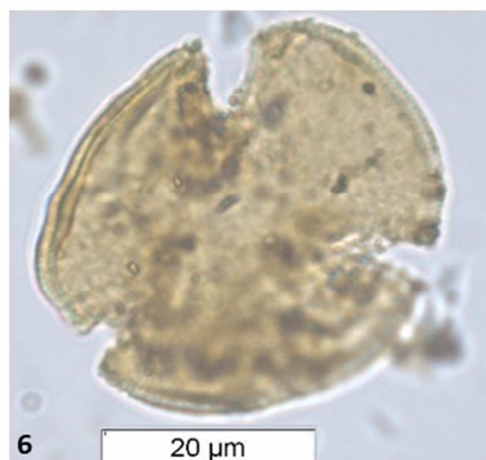
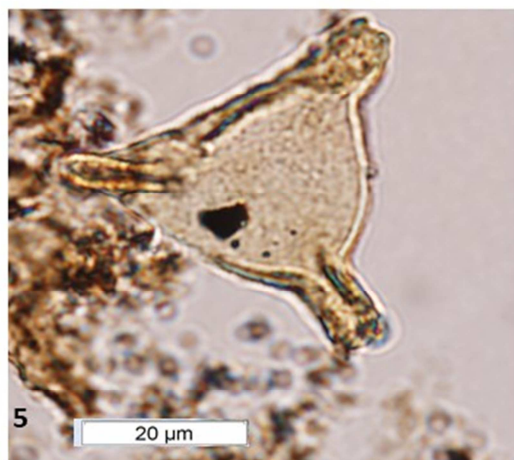
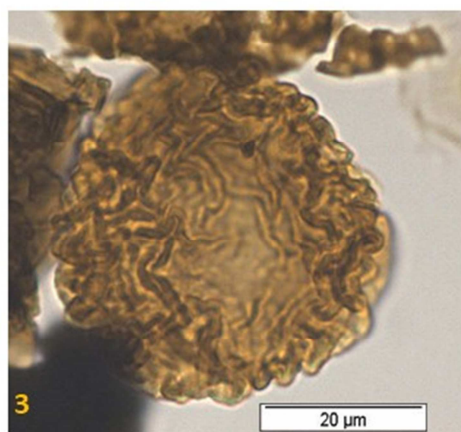
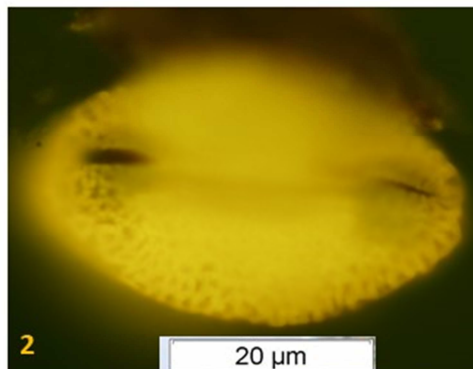
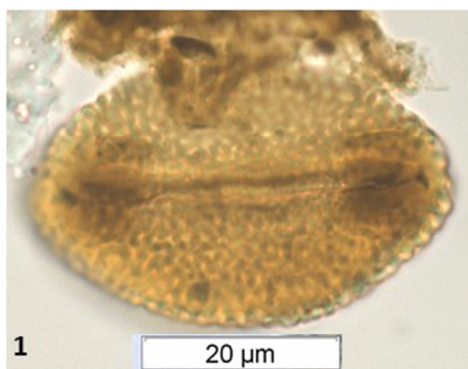


## ESTAMPA III

## Figuras

- 1, 2 **Colporado Não identificado**  
SST-01; Lâm./Prof. 151,3m. E.F.: Z58\_2
- 3 ***Caliallasporites segmentatus*** Srivastava, 1963  
SST-01; Lâm./Prof. 137,3m.
- 4 ***Cricotriporites almadensis***  
SST 01; Lâm./Prof. 245,1m.
- 5 ***Tricornites elongatus***  
SST 01; Lâm./Prof. 3,15m.
- 6 ***Psilatricolporites* sp.**  
SST-01; Lâm./Prof. 34,9m. E.F.: K53\_1
- 7 **Tricolporado Não identificado**  
SST-01; Lâm./Prof. 75,1m.
- 8 ***Trudopollis* sp. ?**  
SST-01; Lâm./Prof. 225,4m.

## Estampa III

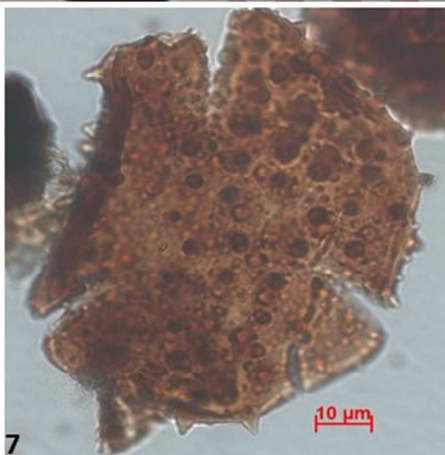
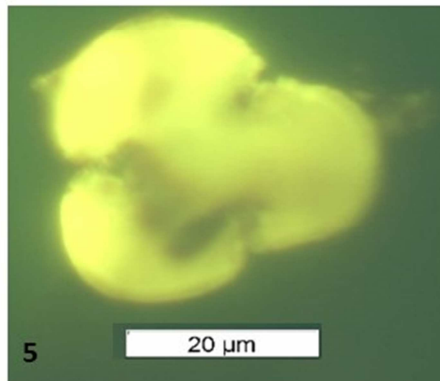
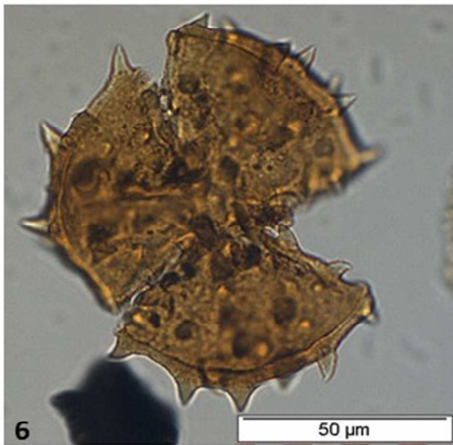
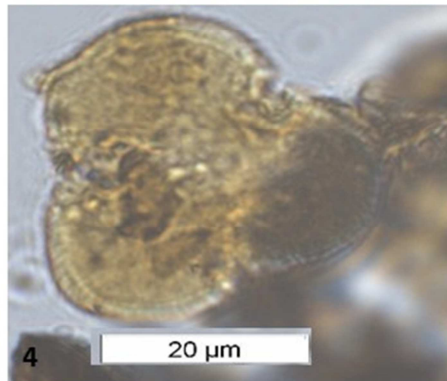
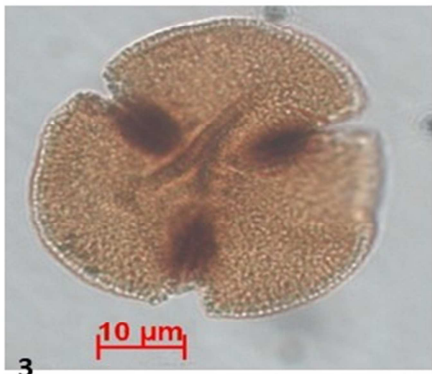
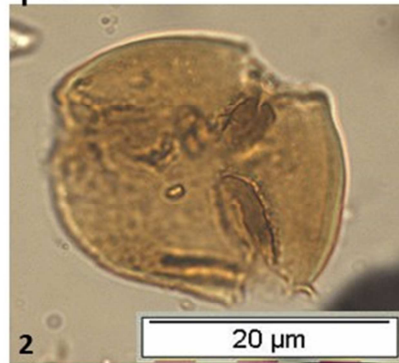


## ESTAMPA IV

## Figuras

- 1** **Tricolporado Não identificado**  
SST-01; Lâm./Prof. 89,1m.
- 2,3,4,5** ***Bombacacidites* sp.**  
SST-01; Lâm./Prof. 52,35m.  
SST-01; Lâm./Prof. 43,2m.  
SST-01; Lâm./Prof. 28,7m. E.F.: W54\_2  
SST-01; Lâm./Prof. 28,7m. E.F.: W54\_2
- 6, 7** ***Echitricolpites* sp.**  
SST-01; Lâm./Prof. 52,35m.  
SST-01; Lâm./Prof. 28,7m.
- 8** ***Equisetosporites zaklinskai* Azema & Boltenhagem, 1974**  
SST-01; Lâm./Prof. 11,5m.

## Estampa IV

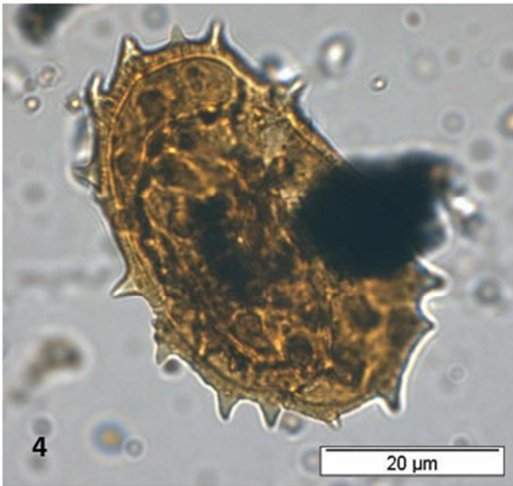
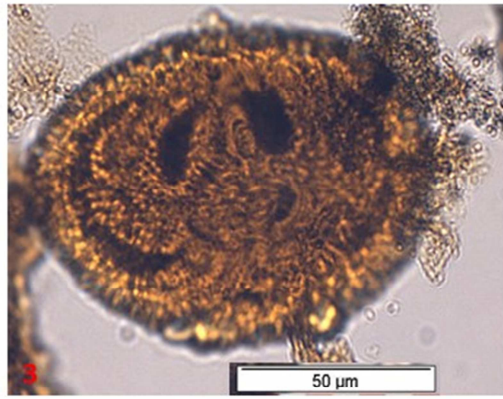
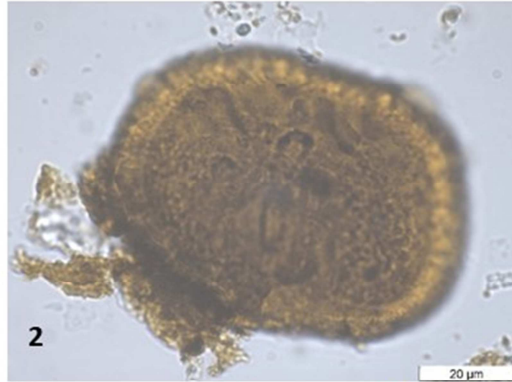
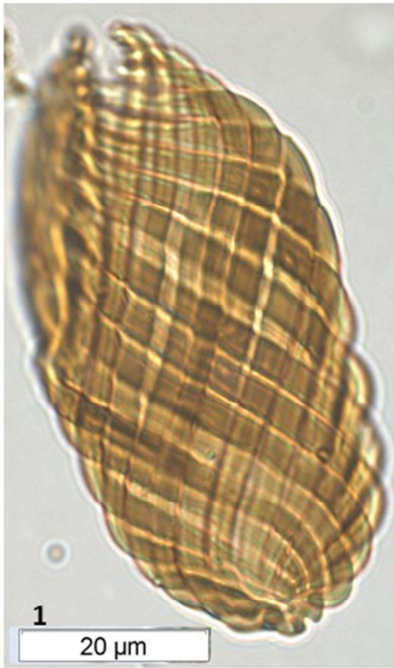


## ESTAMPA V

## Figuras

- 1 *Gnetaceaepollenites jansonii* (Pocock) Lima, 1980  
SST-01; Lãm./Prof. 245,1m. E.F.: W38\_4
- 2 *Crassitricolporites brasiliensis* Herngreen, 1972  
SST-01; Lãm./Prof. 34,9m. E.F.: N56\_1
- 3 *Crassitriapertites vanderhammeni* Herngreen, 1972.  
SST-01; Lãm./Prof. 11,5m.
- 4, 6 *Spinizonocolpites echinatus* ? Muller, 1968  
SST-01; Lãm./Prof. 52,35m.  
SST-01; Lãm./Prof. 43,2m.
- 5 *Retitricolporites* sp.  
SST-01; Lãm./Prof. 89,1m.
- 7 *Aquilapollenites magnus* Regali et al., 1974b  
SST-01; Lãm./Prof. 34,9m. E.F.: P37\_4

# Estampa V



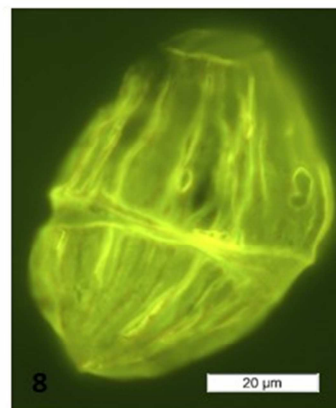
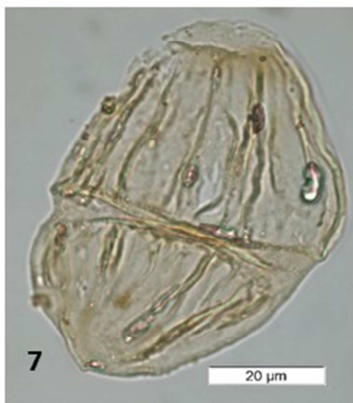
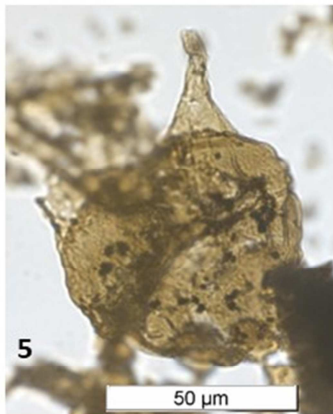
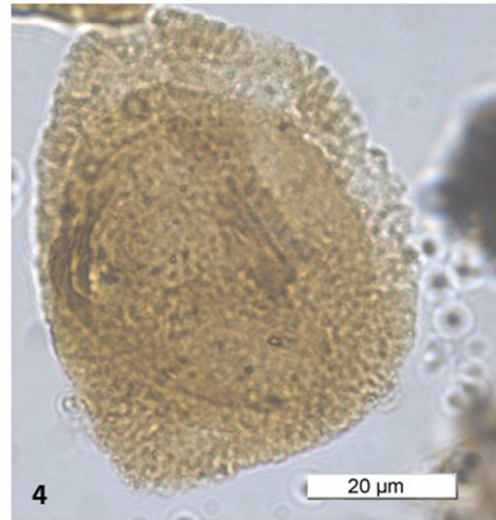
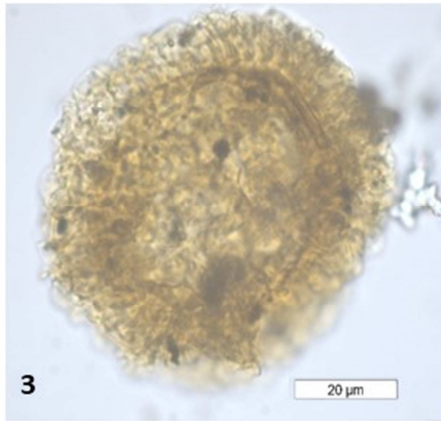
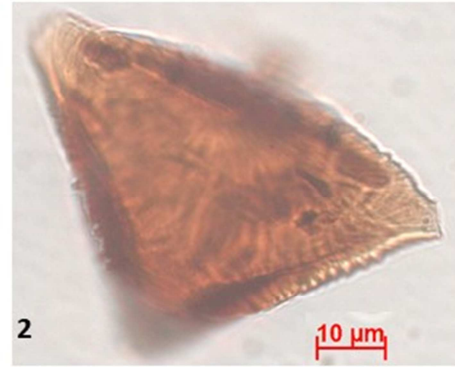
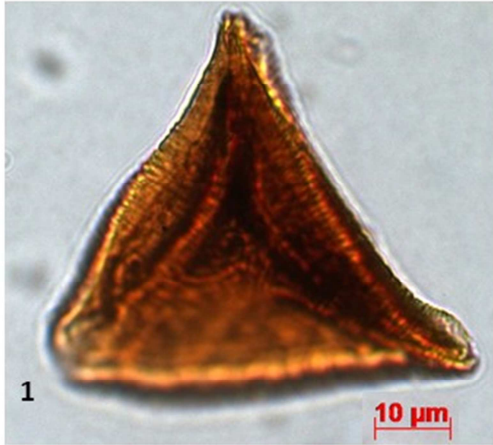
3

## ESTAMPA VI

## Figuras

- 1, 2** *Scollardia trapaformis*  
SST-01; Lãm./Prof. 43,2m.  
SST-01; Lãm./Prof. 19,25m. E.F.: W32
- 3, 4** *Gabonisoris vigourouxii* Boltenhagen, 1975  
SST-01; Lãm./Prof. 28,7m. E.F.: R48\_1  
SST-01; Lãm./Prof. 3,15m. E.F.: K44\_3
- 5** *Cerodinium diebelli* (Alberti, 1959) Lentin & Williams, 1987  
SST-01; Lãm./Prof. 3,15m. E.F.: E41\_3
- 6** *Cerodinium* sp.  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m
- 7, 8** *Dinogymnium* aff. *acuminatum*  
SST-01; Lãm./Prof. 3,15m. V47  
SST-01; Lãm./Prof. 3,15m. V47

## Estampa VI



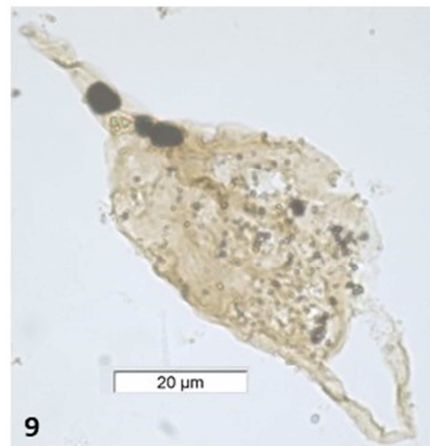
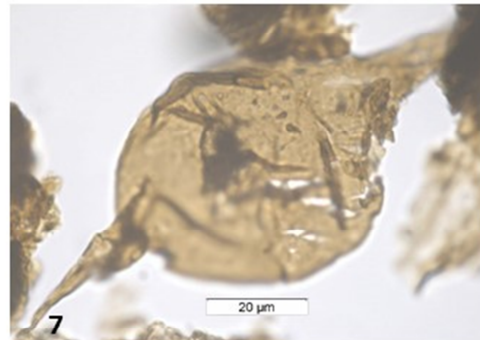
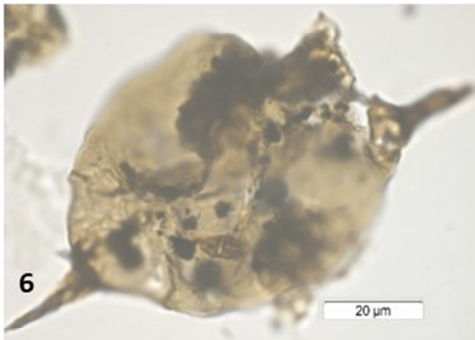
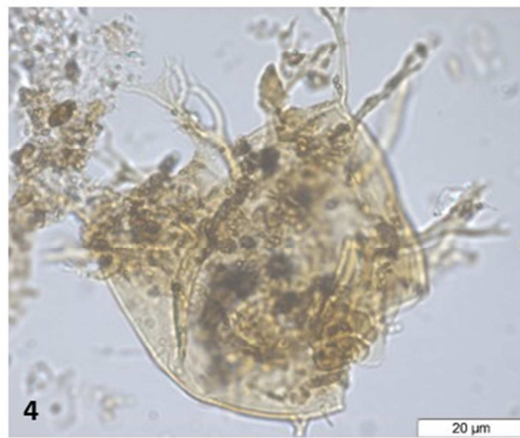
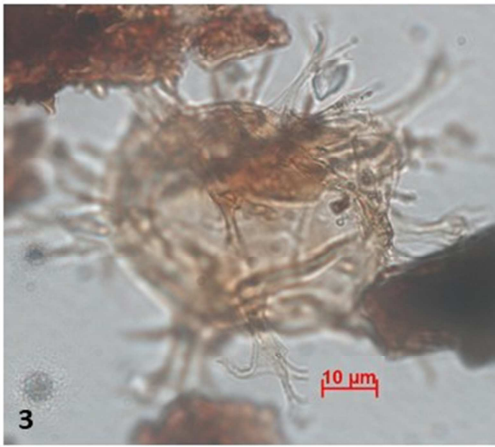
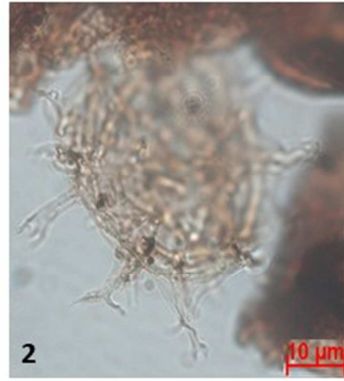
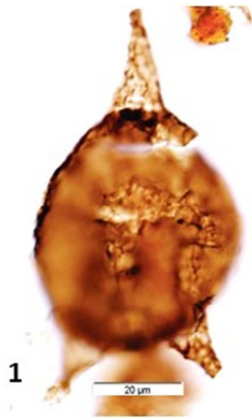


## ESTAMPA VII

## Figuras

- 1 *Cerodinium diebelli* (Alberti, 1959) Lentin & Williams, 1987  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m.
- 2, 4 *Spiniferites* sp.  
SST-01; Lãm./Prof. 28,7m.  
SST-01; Lãm./Prof. 34,9m. E.F.: J40
- 3 *Coronifera oceanica* ? Cookson & Eisenack, 1958 emend. May, 1980  
SST-01; Lãm./Prof. 28,7m.
- 6 *Andalusiella* sp.  
SST-01; Lãm./Prof. 3,15m. E.F.: L54
- 7 *Andalusiella mautheis* Riegel, 1974 emed. Riegel & Sarjeant, 1982  
SST-01; Lãm./Prof. 61,6m. E.F.:U32\_4
- 8,9 **Dinoflagelado Não identificado**  
SST-01; Lãm./Prof. 43,2m.  
SST-01; Lãm./Prof. 28,7m.

## Estampa VII

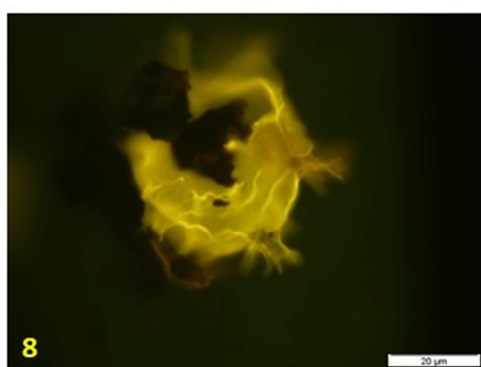
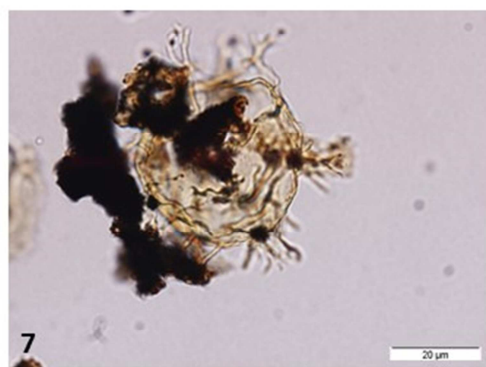
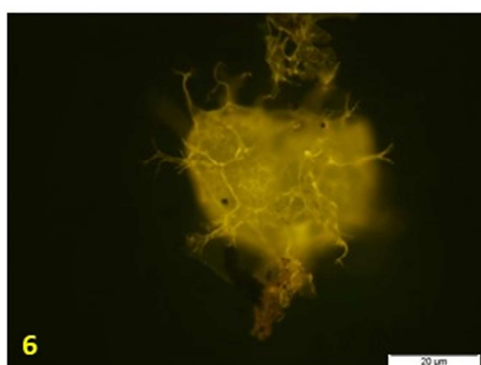
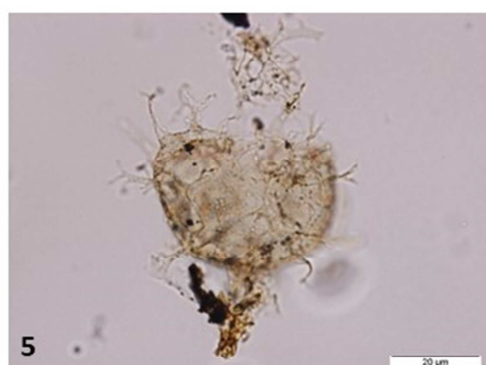
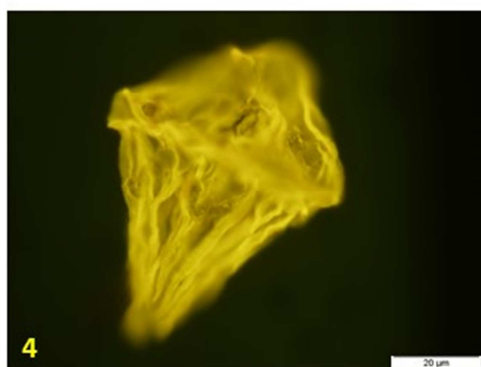
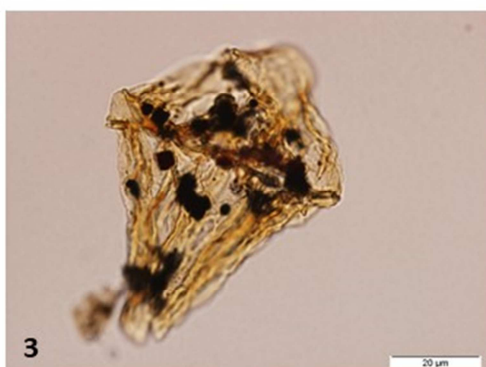
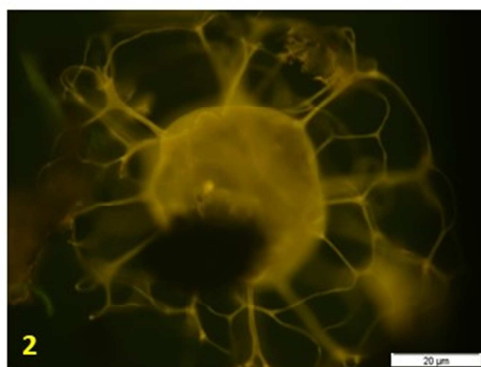


## ESTAMPA VIII

## Figuras

- 1, 2** *Adnatosphaeridium* sp. Williams & Downie, 1966 emend. Stancliffe & Sarjeant, 1990  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m.
- 3, 4** *Dinogymnium* aff. *acuminatum* Evit et al., 1967  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m.
- 5, 6, 7, 8** *Spiniferites* sp.  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m.

## Estampa VIII

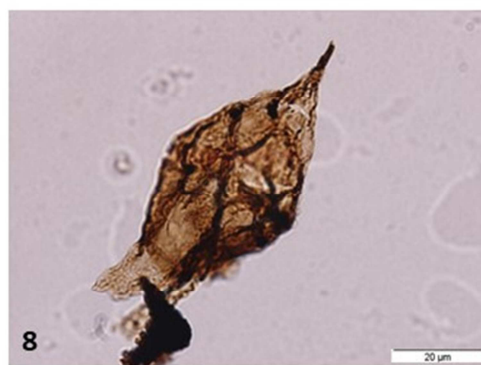
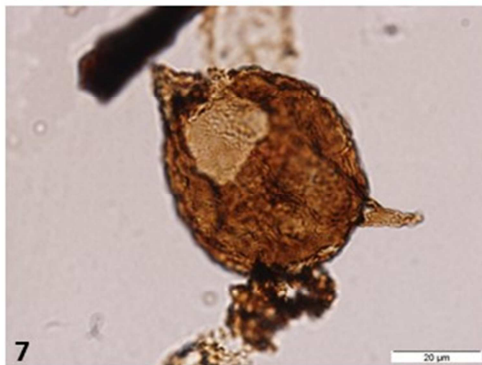
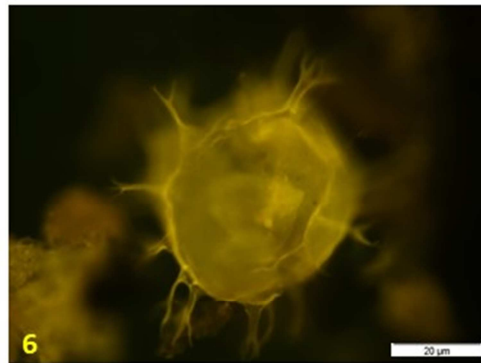
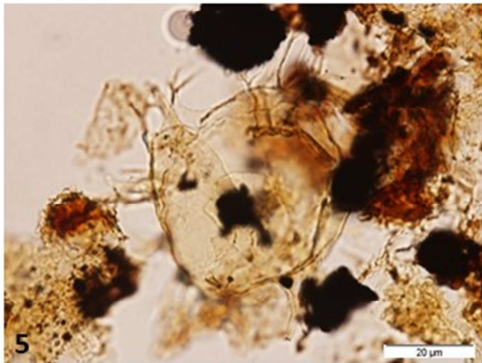
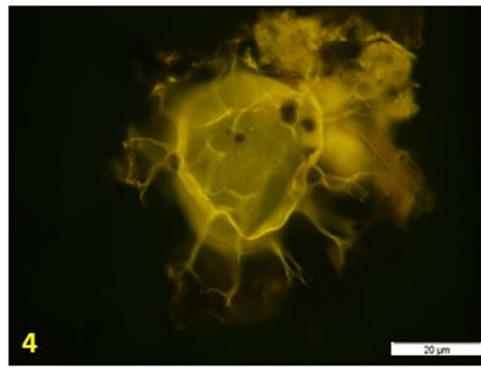
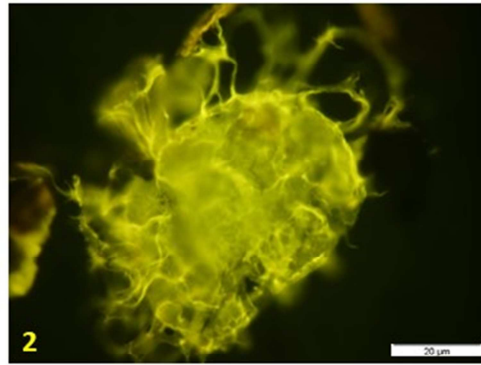
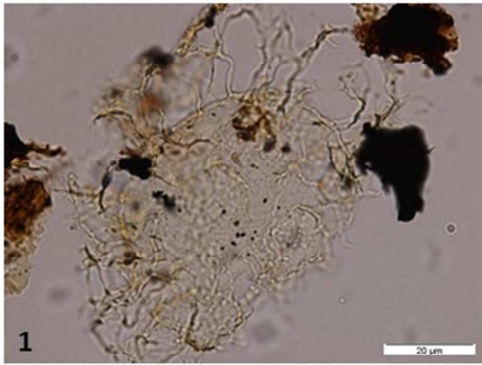


## ESTAMPA IX

## Figuras

- 1-6** *Spiniferites* sp.  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m.
- 7** *Cerodinium diebelli* (Alberti, 1959) Lentin & Williams, 1987  
SST-01; Lãm./Prof. 3,15m. E.F.: L54
- 8** *Cerodinium* sp.  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m.

## Estampa IX

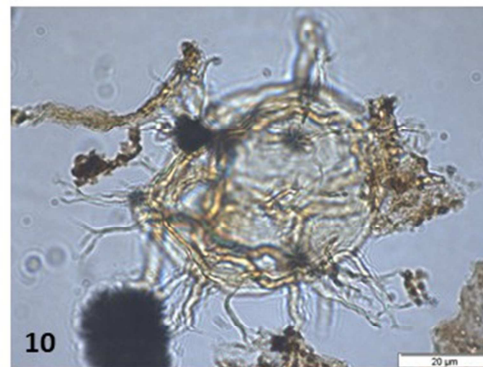
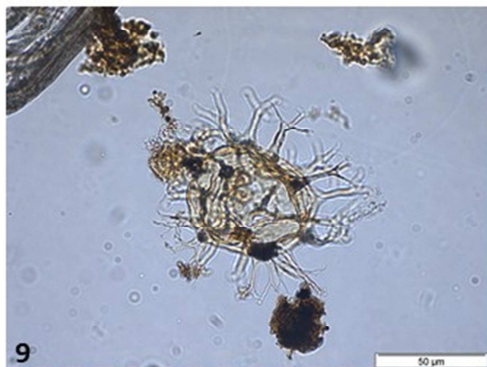
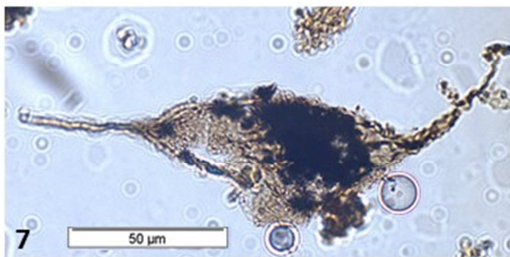
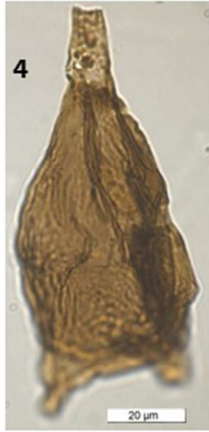
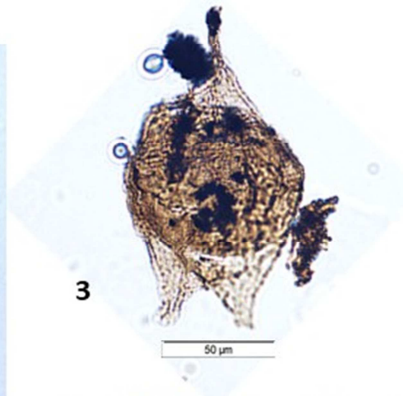
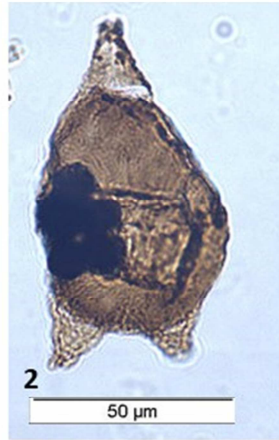


## ESTAMPA X

## Figuras

- 1, 2, 3** *Cerodinium* sp.  
SST-01; Lãm./Prof. 75,1m.
- 4, 5** *Octodinium askinia* ? Wrenn & Hartt, 1988  
SST-01; Lãm./Prof. 245,1m
- 6** *Phelodinium exilicornutum* (Smith, 1992)  
SST-01; Lãm./Prof. 245,1m
- 7** *Paleocystodinium* sp. A  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m.
- 8** *Paleocystodinium* sp.  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m.
- 9, 10** *Spiniferites* sp.  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m.

## Estampa X





## ESTAMPA XI

## Figuras

**1, 2, 3 *Oligosphaeridium* sp.**

SST-01; Lãm./Prof. 175,8m. E.F.: O48\_4

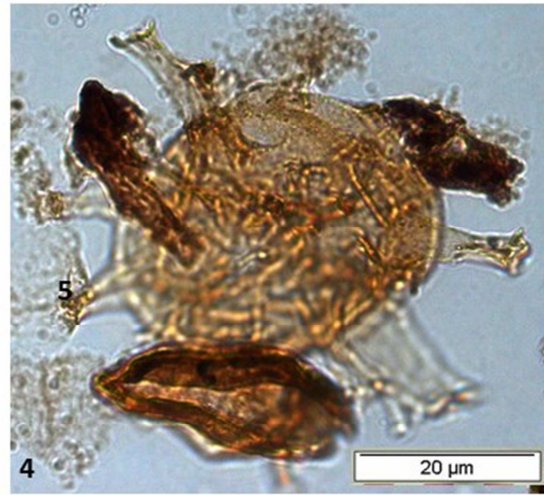
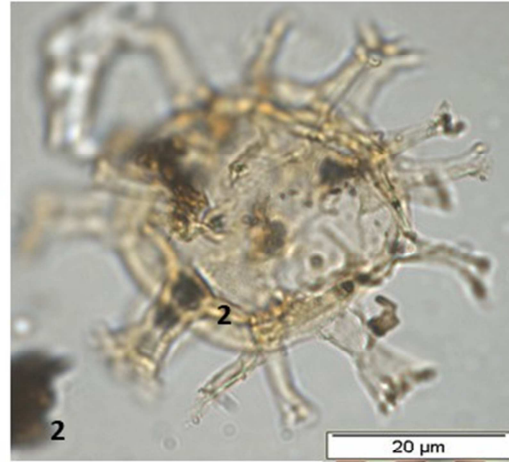
SST-01; Lãm./Prof. 225,6m. E.F.:Q54\_1

SST-01; Lãm./Prof. 97,45m. E.F.:X46

**4, 5 *Hystrichokolpoma proprium* Marheinecke, 1992**

SST-01; Lãm./Prof. 245,1m. E.F.:X45\_2

## Estampa XI



**ESTAMPA XII****Figuras**

- 1 Não identificado**  
SST-01; Lãm./Prof. 34,9m. E.F.: A37
- 2 *Pediastrum* sp.**  
SST-01; Lãm./Prof. 225,4m.
- 3 Dinoflagelado Não identificado**  
SST-01; Lãm./Prof. 43,2m.
- 4 Palinoforaminífero**  
SST-01; Lãm./Prof. 3,15m.
- 5 *Azolla***  
SST-01; Lãm./Prof. 75,1m. E.F.: V32\_1
- 6 Escolecondonte indeterminado**  
SST-01; Lãm./Prof. 129,8m.

## Estampa XII

