Universidade Federal Fluminense
Departamento de Geologia

LAGEMAR

# A utilização das análises de Palinofácies e Cistos de Dinoflagelados para o estudo de sedimentos quaternários da Plataforma Continental do Rio de Janeiro, região nordeste da Bacia de Santos, Brasil

Taísa Camila Silveira de Souza

Tese de Doutorado

Niterói

2017

**Universidade Federal Fluminense**
**Instituto de Geociências - LAGEMAR**
**Programa de Pós Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra**

# A utilização das análises de Palinofácies e Cistos de Dinoflagelados para o estudo de sedimentos quaternários da Plataforma Continental do Rio de Janeiro, região nordeste da Bacia de Santos, Brasil

Taísa Camila Silveira de Souza

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.).

Área de concentração: Biogeoquímica Ambiental

Orientadores:
Prof. Dr. José Antônio Baptista Neto
Prof. Dr. Javier Helenes Escamilla
Prof. Dr. Marcelo de Araujo Carvalho
Dra. Cintia Ferreira Barreto

Niterói

2017

S729 Souza, Taísa Camila Silveira de

A utilização das análises de Palinofácies e cistos de Dinoflagelados para o estudo de sedimentos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro, região nordeste da bacia de Santos, Brasil / Taísa Camila Silveira de Souza. – Niterói : [s.n.], 2017.

127 f.

Tese (Doutorado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) – Universidade Federal Fluminense, 2017.

1. Sedimentos. 2.Pleistoceno Superior. 3.Holoceno. 4.Plataforma Continental. 5.Palinofácies. 6.Dinoflagelados. I.Título.

CDD 551.46083

# A utilização das análises de Palinofácies e Cistos de Dinoflagelados em Sedimentos Quaternários da Plataforma Continental do Rio de Janeiro, Região nordeste da Bacia de Santos, Brasil

Taísa Camila Silveira de Souza
Orientadores:
Prof. Dr. José Antônio Baptista Neto
Prof. Dr. Javier Helenes Escamilla
Prof. Dr. Marcelo de Araujo Carvalho
Dra. Cintia Ferreira Barreto

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.). Área de concentração: Biogeoquímica Ambiental

**Aprovado em 30 de Março de 2017.**

BANCA EXAMINADORA:

---

Profª Drª Norma Maria da Costa Cruz
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM

---

Profª Drª Elizabete Pedrão Ferreira
Centro de Pesquisas da PETROBRAS (CENPES)

---

Prof. Dr Cleverson Guizan Silva
Universidade Federal Fluminense (PPDOT/ UFF)

---

Drª Viviane Segundo Faria Trindade
Museu Nacional/Universidade Federal do Rio de Janeiro (LAPAV/ UFRJ)

“A terra ensina-nos mais acerca de nós próprios do que todos os livros. Porque ela nos resiste.”

*Antoine de Saint-Exupéry*

*(Terra dos Homens, 1939)*

# AGRADECIMENTOS

Agradecer é um ato de carinho a todos que estiveram presentes em momentos de maior importância na nossa vida. Estar agora agradecendo é a maior demonstração do vencimento das barreiras no percurso que fiz nesses quatro anos de doutorado. Quatro anos, estes, que se fizeram reflexo de todos os precedentes para alcançar essa titulação.

Agradeço primeiramente a Jacira, minha mãe, que com todo o esforço me fez acreditar no meu potencial. Agradeço ao meu marido Rodrigo, que se fez companheiro nas melhores e piores situações, me ajudando no que faz de melhor – organização. Agradeço ao meu filho George Amir, que nesses anos tão tenros entende cada minuto de silêncio e concentração que necessito.

Agradeço ao meu querido orientador, Prof. José Antônio Baptista Neto, que investiu em mim desde o primeiro momento, me auxiliando e ensinando qual caminho percorrer. Agradeço nossas conversas e afinidades em geral.

Agradeço ao meu co-orientador, Prof. Marcelo de Araujo Carvalho, que acompanha minha evolução desde o mestrado e que aceitou de bom grado continuar a fazer parte da minha vida acadêmica. Agradeço por todos os conselhos, as chamadas, as intervenções,conversas descontraídas que por fim geraram pensamentos críticos sobre o trabalho desenvolvido nesta tese.

Agradeço à Doutora Cintia Ferreira Barreto, que como minha co-orientadora se mostrou solícita e atenciosa, obrigada por tudo!

Ao Prof. Javier Helenes Escamilla (CICESE – MX) que me recebeu em seu laboratório e sanou dúvidas a cerca dos dinoflagelados, planilhas, datações e etc. e quetambém aceitou me orientar. À Edna Collins (CICESE – MX) que com seu bom humor e disposição ensinou e auxiliou na preparação das amostras palinológicas.

Aos Professores Cleverson Guizan Silva e Antônio Tadeu Reis (UERJ) por cederem as amostras utilizadas neste trabalho, pelo apoio científico e pela confiança depositada ao grupo de Palinologia que ainda está em processo de formação, mas que já demonstra entusiasmo; meus sinceros agradecimentos.

Ao Laboratório de Geologia Marinha da Universidade Federal Fluminense (LAGEMAR/UFF) por ter realizado as análises sedimentológicas e estratigráficas do testemunho de sondagem.

Agradeço às secretárias do LAGEMAR: Larêssa Amaral e Maristela Moreira pela disponibilidade e por resolverem os “pepinos” das documentações e pedidos de auxílio.

Aos amigos do DOT/UFF: Fernanda Soares, Gabriela Calegário e Alex Freitas que desde o dia da prova se mostraram amigos para toda vida. Choramos juntos e rimos juntos também. Amo vocês.

Agradeço os amigos Luciana Witovisk, Viviane Segundo, Raquel Matos, Silvia Albuquerque, Merisa Marinho, Fábio Dias, por tudo, tudo mesmo. Não tenho como medir o que vocês fizeram por mim em todos esses anos de convivência.

Agradeço à CAPES pela bolsa fornecida ao programa de pós graduação. Agradeço a todos os professores do programa e aos pós-doutores Gustavo Vaz e Mauro de Toledo.

Deixo aqui registrado todo o meu amor e votos de sucesso para cada um, que o Universo conspire a seu favor e que os caminhos sejam sempre ensolarados.

# RESUMO

O estudo da Palinofácies intergrado a análise da abundância e distribuição de cistos de dinoflagelados, em sedimentos oriundos da plataforma continental, reproduz os cenários ambientais e climáticos pretéritos. Para este estudo foram utilizados três testemunhos coletados na plataforma continental Nordeste da Bacia de Santos, no Estado do Rio de Janeiro. O testemunho mais antigo (PC-PRIMA 4) apresentou idade calibrada entre ~29 – 2kaAP. Os testemunhos PC – PRIMA 2 e PC – SEC 1 apresentaram idades entre 24 – 19ka AP e 14 – 2ka AP respectivamente. Para os três testemunhos foram desenvolvidas análises elementares de carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total (NT) sendo possível implementar as razões C/N (Carbono Total/ Nitrogênio Total) e o parâmetro Fi-COT. A matéria orgânica particulada observada nos três testemunhos se apresentou de forma abundante e informativa, suas variações foram observadas e correlacionadas a três eventos climáticos significativos. Os dados foram integrados em um perfil composto definido pelas idades calibradas, extrapoladas e interpoladas. O primeiro estágio observado está situado entre29 - 16ka AP, cuja palinofácies é dominada por elementos opacos e não opacos, com baixa preservação de compostos amorfos, e a presença de elementos de origem marinha, sugerindo que o local de deposição estudado esteve sempre submerso, porém com fortes incursões continentais. O conteúdo de cistos de dinoflagelados sugere um ambiente próximo à costa, bem oxigenado pela descarga de fluvial na plataforma, dominados por cistos de *Tuberculodinium vancampoae, Lingulodinium machaerophoum* e espécies do gênero *Spiniferites sp.*. Os baixos valores de COT (0,2 – 0,4%) podem ser associados ao deslocamento de sedimentos e a alta oxigenação do fundo marinho. O segundo momento, comidades entre 16 – 2ka AP, evidencia o aumento da temperatura climática juntamente ao aumento da lâmima d'água, resultado da elevação do nível relativo do mar evidenciado pela alta frequência de elementos amorfos. Há também o registro de uma breve alteração sedimentar que aumentou da incursão terrestre na plataforma, esta alteração foi aferida pelo aumento de não opacos, opacos e palinomorfos continentais, relacionado ao Evento de aquecimento Bølling/Allerød. Os níveis de COT 0,8 – 2,9%, estando relacionado a deposição de matéria orgânica amorfa. Os registros de cistos de dinoflagelados foram dominados por *Operculodinium centrocarpum* e *Polysphaeridium zoharyi* e a presença pontual de cistos de *Lejeunicysta oliva, Selenopemphyx nefroides* e do gênero *Impagidinium sp.,* característicos de massas d'água mais frias e salinidades mais baixas, apontando a ação da ressurgência na região. O Evento 8.2ka AP foi registrado pelo aumento de elementos continentais trazido à plataforma por meio da elevação da descarga fluvial, resultado da precipitação no continente.

PALAVRAS CHAVE: Dinoflagelados, Palinofácies, Plataforma Continental, Bacia de Santos, Rio de Janeiro

# ABSTRACT

The study of Palinofacies intergrated with the analysis of the abundance and distribution of dinoflagellate cysts, in sediments collected in the continental shelf, reproduces the previous environmental and climatic scenarios. For this study, three sediment cores were collected from the Northeast continental shelf of the Santos Basin, in the State of Rio de Janeiro. The earliest evidence (PC-PRIMA 4) presented a calibrated age between ~ 29 - 2ka AP. The PC - PRIMA 2 and PC - SEC 1 samples had ages between 24 - 19 ka AP and 14 - 2 k AP, respectively. For the three sediment cores, elemental analyzes of total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN) were carried out. It was possible to implement the C/N reason (Total Carbon/Total Nitrogen) and Fi-COT parameters. The particulate organic matter observed in the three sediment cores was abundant and informative, its variations were observed and correlated to three significant climatic events. The data were integrated into a composite profile defined by the calibrated, extrapolated and interpolated ages. The first stage observedis located between 29 -16 ka AP, whose palinofacies are dominated by opaque and non- opaque elements, with low preservation of amorphous compounds, and the presence of elements of marine origin, suggesting that the deposited site was always submerged, But with strong continental incursions. The content of dinoflagellate cysts suggests an environment close to the coast, well oxygenated by the fluvial discharge on the platform, dominated by cysts of *Tuberculodinium vancampoae, Lingulodinium machaerophoum* and species of the genus *Spiniferites sp* .. The low TOC values (0.2-0 , 4%) may be associated with sediment displacement and high oxygenation of the seabed. The second moment, with ages between 16
- 2 ka, highlights the increase of the climatic temperature together with the increase of the water level, result of the elevation of the relative sea level evidenced by the high frequency of amorphous elements. There is also a record of a brief sedimentary change that increased from the continental incursion on the platform, this change was measured by the increase of non-opaque, opaque and continental palynomorphs, related to the Bølling / Allerød Heating Event. The COT levels 0.8 - 2.9%, being related to the deposition of amorphous organic matter. The records of dinoflagellate cysts were dominated by *Operculodinium centrocarpum* and *Polysphaeridium zoharyi* and the presence of cysts of *Lejeunicysta oliva, Selenopemphyx nefroides* and the genus *Impagidinium sp.,* Characteristic of colder water masses and lower salinities, indicating the action of upwelling in the region. Event 8.2ka AP was recorded bythe increase of continental elements brought to the platform by means of elevation of the fluvial discharge, a result of precipitation in the continent.


KEYWORDS: Dinoflagelates, Palynofacies, Continental Shelf, Santos Basin, Rio de Janeiro

# LISTA DE FIGURAS


| | | Pág |
|---|---|---|
| **Figura 1** | Limites da Bacia de Santos (Alto de Cabo Frio e Alto de Florianópolis). Mostrando cotas batimétricas até 1000m. | 20 |
| **Figura 2** | Mapa esquemático da área de estudo (porção nordeste da Bacia de Santos), criado com auxílio do programa Generic Maping Tool 4.3 (GMT), baseado em fonte dos dados batimétricos obtidos a partir do General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) e de folhas de bordo da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). A área de estudo se estende de 43,5˚W a 41,5˚W e 22,5˚S a 24,2˚S, desde a plataforma interna até a região de borda de plataforma (profundidade média de quebra de -170 m) e talude superior (retirado de Tardin, 2013). | 21 |
| **Figura 3** | Mapa das correntes presentes na plataforma brasileira e suas direções. (Modificado do site: HTTP//www.ufgrs.br/ceclimar/ceram/fauna-marinha-e-costeira). Caixa vermelha mostra área de estudo. | 24 |
| **Figura 4** | Massas d'água que atuam na plataforma continental da Bacia de Santos. (Modificada de MATSUURA, 1986). | 25 |
| **Figura 5** | Mapa esquemático da Ressurgência no local do estudo, onde: A) Evento de ressurgência identificado pela diminuição da temperatura da água de superfície, ocorrido em Cabo registrado no verão (Janeiro); B padrões de ventos que causam ressurgência com características de inverno (Julho). Retirados de Castelão e Barth (2006). | 26 |
| **Figura 6** | Ciclo de vida dos dinoflagelados mostrando fases móveis e fases de encistamento (Modificado de De Vernal *et al*., (2013). | 32 |
| **Figura 7** | Mapa de localização da coleta dos três testemunhos. Pontos vermelhos indicam os locais de coleta de testemunho. Linhas indicam os níveis batiméticos | 33 |
| **Figura 8** | Ternários utilizados para a observação de dados palinofaciológicos. A – Diagrama ternário proposto por Tyson (1995), no quadro ao lado se encontra a descrição de cada loco da imagem. B – Diagrama ternário proposto por Zobaa *et al*., (2015) onde pode-se observar o deslocamento da matéria orgânica ao longo da plataforma. | 43 |
| **Figura 9** | Mapa de localização da área de estudo com a localização do ponto de coleta do testemunho PC-PRIMA 2 coletado em cota batimétrica 137m. Linhas coloridas indicam cotas batimétricas de áreas adjacentes. | 45 |
| **Figura 10** | Perfil litológico do Testemunho PC PRIMA 2 composto inteiramente de lama carbonática, mostrando idades obtidas pelo LAC-UFF calibradas pelo programa CALIB 7.0.1 (anos Cal AP.) em negrito, todas as idades medianas atribuídas às amostras, Idades interpoladas (*) através do programa TILIA2.0.41 (GRIMM, 1992). | 46 |
| **Figura 11** | Fotos não sequenciais do testemunho PC-PRIMA 2, composto inteiramente de lama carbonática, onde: A). Parte superior do testemunho de 0 a 50 cm. B). De 50 a 70 cm. C). De 80 a 1,40cm. D). De 1,40 a 1,86 cm. | 46 |
| **Figura 12** | Gráfico com porcentagens de cada componente da matéria orgânica particulada observada no testemunho PC-PRIMA 2. À direita das partículas apresenta-se a porcentagem total dos subgrupos da matéria orgânica, com a delimitação dos intervalos. Gráfico de integração de amostras/profundidades e CONISS. | 50 |
| **Figura 13** | Gráfico de porcentagem dos cistos de dinoflagelados encontrados no testemunho PC-PRIMA2, separados a partir de seus níveis tróficos (autótrofos e heterótrofos). À direita o total de cada grupo trófico. | 53 |

**Figura 14** Mapa de localização da área de estudo com a localização do ponto de coleta do testemunho PC-PRIMA 4 coletado em cota batimétrica 155m. Linhas coloridas indicam cotas batimétricas de áreas adjacentes. 54

**Figura 15** Perfil litológico do Testemunho PC PRIMA 4, mostrando idades obtidas pelo LAC-UFF calibradas pelo programa CALIB 7.0.1 (anos Cal AP.) em negrito, todas as idades medianas atribuídas às amostras, Idades interpoladas (*), idades extrapoladas (**) através do programa TILIA2.0.41 (GRIMM, 1992). 55

**Figura 16** Fotos não sequenciais do testemunho PC-PRIMA4, onde: A: topo do testemunho apresentando litologia grossa com presença de rodolitos. B-C: presença de conchas, rodolitos em contato com areia de granulometria fina. D - I: Presença de laminações de areia fina em areia grossa. 56

**Figura 17** Gráfico com porcentagens de cada componente da matéria orgânica particulada observada no testemunho PC-PRIMA 4. À direita das partículas apresenta-se a porcentagem total dos subgrupos da matéria orgânica, com a delimitação dos intervalos. Gráfico de integração de amostras/profundidades e CONISS. 61

**Figura 18** Gráfico de porcentagem dos cistos de dinoflagelados encontrados no testemunho PC-PRIMA 4, separados a partir de seus níveis tróficos (autótrofos e heterótrofos). À direita o total de cada grupo trófico. 65

**Figura 19** Mapa de localização da área de estudo com a localização do ponto de coleta do testemunho PC-SEC1 coletado em cota batimétrica 155m. Linhas coloridas indicam cotas batimétricas de áreas adjacentes. 66

**Figura 20** Perfil litológico do Testemunho PC SEC 1 mostrando idades obtidas pelo LAC-UFF calibradas pelo programa CALIB 7.0.1 (anos Cal AP.) em negrito, todas as idades medianas atribuídas às amostras, Idades interpoladas (*), idades extrapoladas (**) através do programa TILIA2.0.41 (GRIMM, 1992). 67

**Figura 21** Fotos não sequenciais do testemunho PC-SEC1 mostrando o topo do testemunho, composto por areias de granulometria média, A, B e C) – laminações de lama e areias finas, D e E)- Areia de granulometria média com presença de conchas. 68

**Figura 22** Gráfico com porcentagens de cada componente da matéria orgânica particulada observada no testemunho PC-SEC 1. À direita das partículas apresenta-se a porcentagem total dos subgrupos da matéria orgânica, com a delimitação dos intervalos. Gráfico de integração de amostras/profundidades e CONISS 70

**Figura 23** Gráfico de porcentagem dos cistos de dinoflagelados encontrados no testemunho PC-SEC 1, separados a partir de seus níveis tróficos (autótrofos e heterótrofos). À direita o total de cada grupo trófico. 75

**Figura 24** Gráfico ternário (MOA – Palinomorfos continentais + Fitoclastos – Palinomorfos marinhos; ZOBAA *et al.*2015) do testemunho PC-PRIMA 2. 81

**Figura 25** Gráfico de porcentagem dos principais subgrupos da MOP plotados com os cistos de maior influência do testemunho PC PRIMA 2, onde: a: diminuição da concentração de elementos amorfos; b:diminuição de elementos opacos; c, d, e: aumento da frequência dos cistos *L.machaerophorum, T. vancampoae e Spiniferites sp.* respectivamente; f: retângulo que indica modificação da sedimentação de partículas no período entre 23 – 22ka AP. 82

**Figura 26** Gráfico ternário (MOA – Palinomorfos continentais + Fitoclastos – Palinomorfos marinhos; ZOBAA *et al.*2015) do testemunho PC-PRIMA 4. 85

**Figura 27** Distribuição da matéria orgânica amorfa junto a distribuição de dinoflagelados mais 86

abundantes do testemunho PC PRIMA 4, onde: a: indica a modificação abrupta na frequência de MOA; b: aumento da frequência de cistos de *O. centrocarpum;c:* diminuição abrupta na abundância de *T.vancampoae;* d: retângulo indica a modificação da deposição da MOP no período entre 29 – 16ka AP.

**Figura 28** Gráfico ternário (MOA – Palinomorfos continentais + Fitoclastos – Palinomorfos marinhos; ZOBAA *et al.,* 2015) do testemunho PC SEC 1 87

**Figura 29** Distribuição da matéria orgânica amorfa junto a distribuição de dinoflagelados mais abundantes do testemunho PC SEC 1, onde: a: indica a modificação abrupta na frequência de opacos; b: aumento da frequência de Não Opacos; c: pico de *S. nephoides;*d: aumento na frequência de *P. zoharyi*; e: variação dos componentes da MOP no período entre 8 - 5ka AP 88

**Figura 30** Perfil composto elaborado a partir das porcentagens dos três testemunhos estudados, com a finalidade de observar o comportamento da MOP ao longo do período Pleistoceno Superior- Holoceno. Marcados ao longo do perfil se encontram os eventos documentados a partir da variação isotópica, são eles: Ultimo Máximo Glacial 29 – 26ka, Evento Bolling/Allerod(B/A) – 14.5-12.8ka Evento 8.2ka AP. Comparação com dados de isótopos dos testemunhos GL76 de Tokutake, (2005), Martinson (1987) e o testemunho de gelo Vostok δT/S. 94

**Figura 31** Gráfico composto de porcentagens de dinoflagelados. Espécies de menores frequências apresentam linhas de exagero. Marcado à direita eventos climáticos observados na dispersão dos componentes orgânicos 95

# LISTA DE TABELAS


| | | Pág. |
|---|---|---|
| **Tabela 1** | Testemunhos utilizados neste estudo com informações sobre a profundidade de lâmina d'água em que foi coletado, as coordenadas, o tamanho do testemunho recuperado e a quantidade de amostras obtidas em cada um. | 34 |
| **Tabela 2** | Tipos de Fitoclastos descritos de acordo com o tamanho e coloração. Divididos em dois subgrupos: Opacos e Não Opacos. Descrição baseada em Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Mendonça Filho *et al*., (2011a; 2011b). | 36 |
| **Tabela 3** | Tipo de Palinomorfos classificados quanto sua procedência e forma. Dividido em 3 subgrupos: Esporomorfos: gametas de vegetais superiores e esporos de fungos. Fitoplâncton: Palinomorfos de hábito aquático e Zoomorfos: pedaços ou restos de animais planctônicos. Classificação baseada em Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Mendonça Filho *et al.*, (2011a; 2011b). | 37 |
| **Tabela 4** | Tipos de Matéria Organica Amorfa (MOA), descritos de acordo com sua procedência e estado de amorfização. Classificação baseada em Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Mendonça Filho *et al*., (2002, 2010, 2011a; 2011b). | 38 |
| **Tabela 5** | Descrição dos números obtidos na razão C/N e sua proveniência. (REDFIELD et al. 1963; BORDOVSKIY, 1965; MÜLLER; MATHESIUS, 1999; NAKAI, 1986; HEDGES *et al.*, 1986). | 42 |
| **Tabela 6** | Resultados obtidos na datação por AMS (Accelerator Mass Spectrometry) $C^{14}$. Idades brutas e calibradas pelo programa CALIB 7.0.1. Idades médias utilizadas na descrição do trabalho. | 47 |
| **Tabela 7** | Resultados da análise de COT e NT elementares e a razão C/N obtida do Testemunho PC-PRIMA 2. | 47 |
| **Tabela 8** | Teores de Carbono Orgânico Total (COT) e Fitoclastos Totais (Opacos e Não Opacos) para o estabelecimento do parâmetro FI-COT do Testemunho PC-PRIMA2. | 51 |
| **Tabela 9** | Resultados obtidos na datação por AMS (Accelerator Mass Spectrometry) $C^{14}$. Idades brutas e calibradas pelo programa CALIB 7.0.1. Idades médias utilizadas na descrição do trabalho. | 57 |
| **Tabela 10** | Resultados da análise de COT e NT elementares do Testemunho PC-PRIMA4 e a razão C/N obtida e a média para cada resultado | 58 |
| **Tabela 11** | Resultados da razão Fi-COTde obtidos através dos valores de Fitoclasos totais nas profundidades em que foram medidos os valores de COT. | 59 |
| **Tabela 12** | Dados do laboratório LAC/UFF, idades obtidas pela técnica de AMS $C^{14}$, idades obtidas pelo programa CALIB 7.0.1 com as idades médias adotadas neste estudo. | 68 |
| **Tabela 13** | Resultados da análise de carbono orgânico e nitrogênio total. A razão C/N de cada amostra analisada e a média de cada medição. | 69 |
| **Tabela 14** | Resultados da razão Fi-COT de obtidos através dos valores de Fitoclasos totais nas profundidades em que foram medidos os valores de COT. | 71 |
| **Tabela 15** | Valores percentuais da matéria orgânica particulada dos testemunhos PC- PRIMA2, PC PRIMA4 e PC SEC1 integrados por idade. Teores de COT. | 77 |
| **Tabela 16** | Valores totais dos Grupos Peridinióides e Gonyaulacóides dos testemunhos PC – PRIMA 2, PC – PRIMA 4 e PC – SEC 1, integrados por idade. Estabelecimento da Razão P/G. | 78 |

# LISTA DE ESTAMPAS

Pág.


| | | |
|---|---|---|
| **ESTAMPA 1** | Estampa 1. Dinoflagelados*:* A: *Spiniferites membranaceus;* B: *Spiniferites mirabilis;* C: *Brigantedinium sp.;* D - E *Lejeunecysta oliva; F: Leipokatium invisitatum;* G*: Nemathosphaeropsis labirinthus;* H: *Operculodinium centrocarpum* | 117 |
| **ESTAMPA 2** | Dinoflagelados – A: *Echinidinium sp.* B: *Selenopemphyx nephroides* C: *Impagidinium aculeatum* D: *Impagidinium plicatum* E: *Brigantedinium sp.* F: *Bitectatodinium tepikiense* G: *Bitectatodinium spongium* H - I: *Quinquecuspis concreta.* | 118 |
| **ESTAMPA 3** | A: Alga *Concentricides (Pseudoschizea)* B: *Tuberculodinium vancampoae* C: Fitoclasto NOP perfurado D: Escolecodonte E: Alga *Pediastrum* F:*Echinidinium sp.* | 119 |

**SUMÁRIO**


**1 INTRODUÇÃO**..... 16
1.1 OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS DURANTE O QUATERNÁRIO..... 18
1.2 ÁREA DE ESTUDO..... 20
**1.2.1 Síntese da Evolução Tectono Sedimentar**..... 21
**1.2.2 Síntese da Sedimentação no Quaternário**..... 22
**1.2.3 Correntes Oceânicas E Massas D'água Presentes Na Área De Estudo**..... 23
1.3 RESSURGÊNCIA..... 25
1.4 OBJETIVOS..... 27
**1.4.1 Justificativas**..... 27
**1.4.2 Hipóteses**..... 28
1.5 ELEMENTOS TEÓRICOS..... 28
**1.5.1 Palinofácies**..... 28
**1.5.2 Dinoflagelados**..... 29
**2 MATERIAIS E METODOS**..... 33
2.1 COLETA DOS TESTEMUNHOS..... 33
2.2 ABERTURA DOS TESTEMUNHOS E DESCRIÇÃO LITOLÓGICA..... 34
2.3 ANÁLISE DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL E NITROGÊNIO TOTAL..... 34
2.4 DATAÇÃO..... 35
2.5 ESTUDO DE PALINOFÁCIES..... 35
**2.5.1 Classificação Da Matéria Orgânica Particulada**..... 35
2.6 ESTUDOS DE CISTOS DE DINOFLAGELADOS..... 39
2.7 TÉCNICAS DE PREPARAÇÃO QUÍMICA PARA ANÁLISES DE PALINOFÁCIES E CISTOS DE DINOFLAGELADOS..... 39
2.8 MÉTODOS DE CONTAGEM E TRATAMENTOS ESTATÍTICOS DOS DADOS..... 41
**2.8.1 Contagem**..... 41
**2.8.2 Tratamentos Estatísticos Dos Dados**..... 41
2.9 PARÂMETROS UTILIZADOS..... 42
**2.9.1 Razão C/N**..... 42
**2.9.2 Parâmetro Fi-COT**..... 42
**2.9.3 Diagramas Ternários**..... 43

**2.9.4 Razão Gonyaulacóide / Peridinióide**..... 43
**3 RESULTADOS**..... 45
3.1 PC-PRIMA 2..... 45
**3.1.1 Descrição Litológica E Amostragem**..... 45
**3.1.2 Datação**..... 47
**3.1.3 Carbono Orgânico Total (COT) E Nitrogênio Total (NT)**..... 47
**3.1.4 Análise De Palinofácies**..... 48
**3.1.5 Análise De Dinoflagelados**..... 52
3.2 PC-PRIMA 4..... 54
**3.2.1 Descrição Litológica E Amostragem**..... 54
**3.2.2 Datação**..... 56
**3.2.3 Carbono Orgânico Total (COT) E Nitrogênio Total (NT)**..... 57
**3.2.4 Análise De Palinofácies**..... 58
**3.2.5 Análise De Dinoflagelados**..... 64
3.3 PC-SEC 1..... 66
**3.3.1 Descrição Litológica E Amostragem**..... 67
**3.3.2 Datação**..... 68
**3.3.3 Carbono Orgânico Total (COT) E Nitrogênio Total (NT)**..... 68
**3.3.4 Análise De Palinofácies**..... 69
**3.3.5 Análise De Dinoflagelados**..... 73
**4 DISCUSSÃO**..... 76
4.1 PC-PRIMA 2 – PLATAFORMA ÓXICA HETEROLÍTICA..... 79
**4.1.1 Interpretação Das Palinofácies Do Testemunho PC-PRIMA 2**..... 79
**4.1.2 Interpretação Dos Cistos De Dinoflagelados Do Testemunho PC-PRIMA 2**.. 81
4.2 PC-PRIMA 4 - PLATAFORMA PROXIMAL EM TRANSIÇÃO E PLATAFORMA DISTAL SUBÓXICA-ANÓXICA..... 83
**4.2.1 Interpretação Das Palinofácies Do Testemunho PC-PRIMA 4**..... 83
**4.2.2 Interpretação Dos Cistos De Dinoflagelados Do Testemunho PC-PRIMA 4**..... 85
4.3 PC-SEC 1 - PLATAFORMA ANÓXICA – DISÓXICA..... 87
**4.3.1 Interpretação Das Palinofácies Do Testemunho PC-SEC 1**..... 87
**4.3.2 Interpretação Dos Cistos De Dinoflagelados Do Testemunho PC-SEC 1**..... 89
**5 INTEGRAÇÃO DOS DADOS**..... 90
5.1 RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL – NO PLEISTOCENO..... 90

5.2 RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL - NO HOLOCENO..... 92
**6 CONCLUSÕES**..... 96
**REFERÊNCIAS**..... 98
**APÊNDICE A** ..... 116
**APÊNDICE B**..... 120

# 1 INTRODUÇÃO

O período Quaternário teve seu início em cerca de 2,6 milhões de anos, foi marcado por eventos glacio-eustáticos de extrema importância para a perspectiva climática atual. Ao todo, o período foi marcado por 16 variações climáticas que delimitaram períodos glaciais e interglaciais (SALGADO-LABORIAU, 1994; NUNES *et al*., 2012; COHEN *et al.*, 2016). Essas variações climáticas cíclicas alteraram não somente correntes oceânicas, como também rochas de superfície, o relevo e a cobertura vegetal dos continentes (VICALVI, 1999; MOURA, 2001; SALGADO-LABORIAU, 2007; LAPLACE *et al.*, 2010; REIS *et al.*, 2011; TARDIN, 2013).

Estudos sobre formações geomorfológicas quaternárias estão sendo incentivados para o melhor reconhecimento da zona costeira brasileira, bem como estudos ambientais (*ex.*, eventos climáticos, sedimentação, salinidade) para a utilização de recursos naturais e exploração de hidrocarbonetos na plataforma continental (OLIVEIRA, 2003). Alguns trabalhos como em Artusi e Figueiredo Jr., 2007; Gyllencreutz e*t al.*, 2010, Maia e*t al.* 2010, Reis e*t al.* 2011; 2013, Tardin, 2013; Maia, 2014 observaram, a partir de dados sísmicos, granulométricos e batimétricos, feições geomorfológicas da região da plataforma continental sudeste que remetem informações acerca de eventos transgressivos e regressivos e variações climáticas regionais.

Para uma melhor observação das modificações ecológicas ocorridas em certos ambientes é necessário uma caracterização do conteúdo orgânico presente nos sedimentos através de reconstituição paleoambiental (PESSENDA *et al*., 2009; 2012; LORENTE, 2015). Segundo Antunes (2011) e Antunes e Melo (2001), a observação do conteúdo orgânico, presente em rochas de granulometria fina, fornece informações paleoambientais importantes para a interpretação estratigráfica, assim como correlações a longa distância, caracterização de ambientes deposicionais e datações relativas. Os curtos períodos interglaciais foram bem marcados nos registros polínicos (representantes continentais) e nos microfósseis marinhos, tais como foraminíferos, diatomáceas e dinoflagelados etc. (SALGADO-LABORIAU, 2007). Traverse (1994) afirma que através dos estudos da matéria orgânica particulada (palinofácies) presente em sedimentos pode-se obter informações acerca da interação de elementos da biosfera, como por exemplo, a produção de partículas orgânicas com capacidade de preservação e da geosfera, com a definição de ambientes de deposição onde rochas sedimentares são produzidas.

Estudos utilizando a palinofácies foram desenvolvidos com intuito de reconhecer e reconstruir paleoambientes costeiros brasileiros. Souza *et al.,* (2016), a partir da análise de palinofácies de um testemunho costeiro na região de Cabo Frio, no Estado do Rio de Janeiro, constataram a correlação da sedimentação local às variações do nível relativo do mar no Holoceno, podendo observar a evolução de ambientes transicionais costeiros. Gadens-Marcon *et al.* (2014a; 2014b) obtiveram resultados acerca da evolução holocênica de uma lagoa de altitude no Estado do Rio Grande do Sul, a aproximadamente 500m acima do nível do mar. Através de palinofácies e estudos geoquímicos foi possível observar mudanças climáticas em consonância a eventos de aquecimento global no Quaternário.

Lorente (2015) utilizou estudos de palinofácies junto à palinologia, geoquímica orgânica e isotópica, e fitólitos para identificar a fonte sedimentar que caracterizou os depósitos quaternários da planície deltáica do Rio Doce no Estado do Espírito Santo. Seus dados puderam ser associados a evolução do sistema lagunar, que se mostrou estritamente relacionado com as mudanças do nível relativo do mar, descartando mudanças climáticas significativas.

Estudos palinológicos foram desenvolvidos na Bacia de Campos por Freitas (2005) e Freitas *et al.,* (2007), onde puderam observar a alteração nas formações vegetacionais de acordo com os períodos glaciais e interglaciais. Behling *et al.,* (2002) concluíram, através dos tipos polínicos observados em testemunhos sedimentares coletados na região costeira doEstado do Espírito Santo, que o Último Máximo Glacial (UMG) foi marcado por condições ambientais mais secas que as atuais. Vicalvi (1999) iniciou os estudos acerca das subdivisões de estágios paleoclimáticos na Bacia de Campos com base no aparecimento e desaparecimento de espécies de foraminíferos planctônicos. Seus dados são amplamenteutilizados por vários autores para a comparação e interpretação de períodos transicionais no limite Pleistoceno-Holoceno.

Zoneamentos bioestratigráficos foram desenvolvidos também para o Quaternário da Bacia de Santos baseados em distribuições dos grupos foraminíferos e ostracodes (*ex.* PORTILHO RAMOS *et al.,* 2006; BERGUE; COIMBRA, 2008; SANTAROSA, 2010; FERREIRA *et al.,* 2012; LESSA *et al.,* 2014; 2016; PORTILHO RAMOS *et al.,* 2014; 2015). Ferreira *et al.,* (2012) observaram oscilações climáticas importantes e influência de águas frias na região, porém, afirmam que é necessária uma maior quantidade de análises para que haja uma boa caracterização paleoambiental.

Através do estudo de cistos de dinoflagelados é possível obter informações sobre a atuação química (*ex.* salinidade, dispersão de nutrientes) e física (*ex.* temperatura, massas

d'água) na coluna d'água. A produção de cistos e de sua diversidade de espécies é, também, resposta a mudanças ambientais e auxiliam na reconstrução paleoambiental (DE VERNAL; MARRET, 2007). De Vernal *et al*., (2003; 2007) atestaram, com a utilização de estudos de cistos de dinoflagelados, que as temperaturas da superfície marinha nas margens continentais da Europa e do Canadá estiveram mais frias, e que a salinidade apresentada foi mais baixa do que modelos anteriores. Sendo assim, sugerem a hipótese que os cistos não estiveram inertes às condições ambientais no Último Máximo Glacial.

Meadenic (2006) observou cistos de dinoflagelados em sedimentos superficiais da parte estuarina da Lagoa dos Patos, constatando a incursão marinha no local e associando-a a influência das marés. Foi sugerido pela autora desempenhar trabalhos mais aprofundados para uma reconstrução paleoambiental concisa da região. Em Meadenic *et al.,* (2009) foi observado um estágio transgressivo em sedimentos holocênicos da planície costeira do Rio Grande do Sul.

Estudos integrados utilizando palinofácies e análises de cistos dinoflagelados foram descritos na Bacia de Campos por Oliveira *et al.*, (2004) e Oliveira (2011) que, em seus trabalhos (dissertação de mestrado e tese de doutorado), identificou eventos regressivos e transgressivos, através das assembleias de dinoflagelados, que ajudaram a compreender as alterações ocorridas na plataforma continental no Quaternário.

Para a Bacia de Santos, o estudo de palinofácies e cistos de dinoflagelados no limite Pleistoceno – Holoceno tem caráter pioneiro, e se faz necessário como continuidade àspesquisas acerca do nível relativo do mar no Quaternário para a plataforma brasileira.

## 1.1 OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS DURANTE O QUATERNÁRIO

Nos últimos 2.3 milhões de anos, que data o Período Quaternário, o planeta vivenciou frequentes variações no clima entre intervalos glaciais e interglaciais. Estas variações climáticas ocorreram de forma cíclica, estando relacionadas a fatores orbitais ligados aos ciclos de Milankovitch (excentricidade, obliquidade e precessão que ocorrem com frequência de ~100ka, ~40ka e ~21/19ka, respectivamente).

Um evento importante foi o Último Máximo Glacial (UMG) que ocorreu durante a última glaciação (23-18ka), sendo caracterizado pela máxima expansão do gelo sobre aEuropa e a América do Norte, gerando mudanças climáticas ao longo de todo o planeta. Coma expansão da cobertura de gelo, houve um rebaixamento do nível do mar, seguido de

aumento na razão isotópica de $^{18}O/^{16}O$ nos oceanos. Este aumento nos valores isotópicos ocorreu devido ao maior acúmulo de $^{16}O$ nessas calotas de gelo, aumentando a quantidade de energia solar refletida para o espaço (aumento do Albedo) e, consequentemente, favorecendo de forma mais intensa o resfriamento do clima (SIDDAL *et al.*, 2003; HENRY *et al.*, 2016).

Ao longo do UMG, a temperatura superficial do Atlântico Equatorial sofreu alterações em relação ao Holoceno (WEI *et al.*, 2016; THEM II *et al.*, 2015), enquanto que a redução da temperatura em torno da Antártica foi de 3-4ºC (BRATHAUER; ABELMANN, 1999). Este evento está associado à interrupção/redução da formação da Água de Fundo do Atlântico Norte (APAN), caracterizada como uma das principais propulsoras da circulação termohalina (HENRY *et al.*, 2016). Estudos sobre registros climáticos neste período revelam aumento da umidade no Chile e na África (MORENO *et al.*, 2015; QUICK *et al.*, 2016) tal como aumento da ressurgência na costa da África (BRADTMILLER *et al.*, 2016).

Registros paleoclimáticos, obtidos a partir de sedimentos analisados de lagos no Norte e centro Sul do Brasil por Ledru *et al.*, (1998), demonstraram um hiato sedimentar durante o UMG e, segundo os autores, sugere um clima mais seco devido à descontinuidade sedimentar observada no depósito. Segundo Bermal *et al.*, (2016), a temperatura esteve cerca de 2-5ºC menor em relação ao Holoceno. No entanto, Ledru *et al.*, (2005) destacam um clima úmido para a região de Colônia, localizada no Sudeste do Brasil, ao longo do UMG, demonstrando que em outras áreas do Brasil houve o aumento de umidade.

No Holoceno (~11ka se estendendo até o recente), o clima passou de quente e seco, durante o Holoceno inferior, para quente e úmido, no Holoceno médio até os dias atuais, sendo observadas mudanças na vegetação (RODRIGUES *et al.*, 2016). A transição do clima seco para úmido pode estar relacionado à maior penetração de massas de ar úmidas provenientes da Amazônia sobre o Brasil, provocadas por aumento da insolação no Hemisfério Sul (TURCQ *et al.*, 2002).

O Holoceno é caracterizado como um período de clima quente e estável quando comparado ao Último Máximo Glacial (UMG). No entanto, algumas variações climáticas são observadas neste período, tais como o evento climático de 8.2ka, Período Quente Medieval (Medieval Warm Period - MWP), ocorrido por volta de 1300-900 AP e a Pequena Era do Gelo (*Little Ice Age* – LIA) ocorrida por volta de 1900-1400 AP (DALEY *et al.*, 2016; RUSTIC *et al.*, 2015; BRADLEY *et al.*, 2016).

O evento de 8.2Ka é caracterizado como sendo o mais forte e proeminente de clima frio/seco registrado durante os últimos 11Ka (MASLIN *et al.*, 2001; TOKUTAKE, 2005), distinguindo-se pelas reduções na concentração de $CO_2$ na atmosfera, resfriamento e reavanço

do mar de gelo do setor Atlântico da Antártica). No Brasil, o evento de 8.2 ka foi associado à intensificação das monções na América do Sul que resultaram em um clima mais árido (BERNAL *et al.*, 2016; SALLUM *et al.*, 2012; GADENS-MARCON *et al.*, 2014a; 2014b; LEDRU et al. 1998).

Atualmente, a região sudeste do Brasil tem suas estações definidas pela posição da Zona de Convergência Intertropical (Intertropical Convergence Zone - ITCZ). A ZCIT é responsável pelo deslocamento da ACAS (Água Central do Atlântico Sul) para próximo da área costeira (ALBUQUERQUE *et al.*, 2012; 2016; SOUTO *et al.*, 2011) que, por sua vez, acaba influenciando também na temperatura do continente.

## 1.2 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Santos está inserida entre os estados do Rio de Janeiro e Santa Catarina, abrangendo uma área de aproximadamente 350.000 km², entre as os paralelos 23° e 28° Sul. Ao norte, limita-se com a Bacia de Campos pelo Alto de Cabo Frio e, ao sul, está em contato com a Bacia de Pelotas pelo Alto de Florianópolis (MOREIRA *et al.*, 2007).

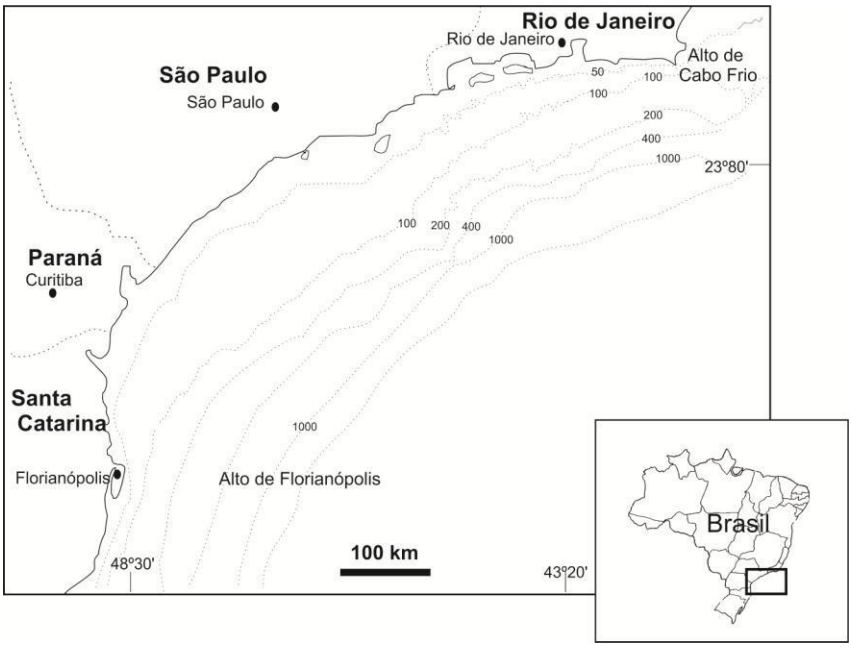



Figura 1. Limites da Bacia de Santos (Alto de Cabo Frio e Alto de Florianópolis). Mostrando cotas batimétricas até 1000m.

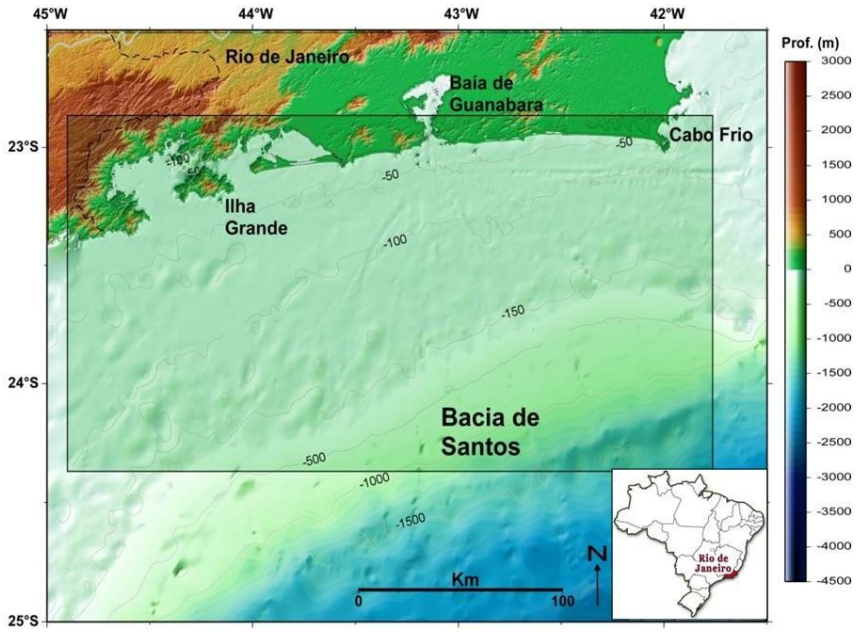



Figura 2**.** Mapa esquemático da área de estudo (porção nordeste da Bacia de Santos), criado com auxílio do programa Generic Maping Tool 4.3 (GMT), baseado em fonte dos dados batimétricos obtidos a partir do General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) e de folhas de bordo da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). A área de estudo se estende de 43,5˚W a 41,5˚W e 22,5˚S a 24,2˚S, desde a plataforma interna até a região de borda de plataforma (profundidade média de quebra de -170 m) e talude superior (retirado de Tardin, 2013).

### 1.2.1 Síntese da Evolução Tectono Sedimentar

A evolução tectono sedimentar da Bacia de Santos é, como em outras bacias marginais brasileiras, resultado da abertura do Atlântico e a quebra do Megacontinente Gondwana. O início de sua formação se deu a partir do Eocretáceo, onde houve o início da sedimentação continental de fase rifte sobre as rochas do embasamento.

No Aptiano (~125 Ma), após a fase rifte, houve uma sedimentação transicional normal, constituída por sedimentos clásticos continentais proximais e uma sequência evaporítica espessa (MAIA, 2009). Houve a separação dos continentes sul-americano e africano, formando a Cadeia Meso-Atlântica, iniciando, assim, a fase drifte da bacia, marcada pela sedimentação de uma plataforma carbonática de águas rasas já no Albiano. Com a formação da crosta oceânica, inicia-se o processo de subsidência termal da bacia, causando um basculamento generalizado da plataforma. Após o processo de basculamento, o carbonato começou a ser depositado na plataforma e ocorreram escorregamentos gravitacionais sobre o

sal que estruturaram os depósitos subjacentes (PEREIRA; MACEDO, 1990; MAIA, 2009). Uma *Megassequência Transgressiva* foi depositada, substituindo a sequência carbonática anterior. Houve um afundamento substancial da bacia que foi posteriormente preenchida por sedimentos de baixa energia (PEREIRA; FEIJÓ, 1994).

No Cretáceo Superior, há o início da formação da Serra do Mar. Esse soerguimento resultou em uma grande superfície de erosão denominada Superfície de Aplainamento Japi, fornecendo grande quantidade de sedimentos, nivelando intrusões vulcânicas da área continental e aumentando a carga sedimentar para dentro da bacia (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; PEREIRA; MACEDO, 1990). Há a instauração de uma *Megassequência Regressiva* no Cretáceo Superior, resultado do grande aporte sedimentar advindo da erosão da Serra do Mar, contextualizada com o aumento do nível relativo do mar e a subsidência da margem continental (PEREIRA; FEIJÓ, 1994; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; CAINELLI; MOHRIAK, 1999; MODICA; BRUSH, 2004). A drenagem do proto-rio Paraíba do Sul é direcionada para a região nordeste da Bacia de Santos, intensificando o deslocamento da costa para mar adentro (MACEDO, 1990).

Ao final do Paleoceno, os sedimentos acumulados na plataforma causaram um desequilíbrio isoestático entre a bacia e a área continental que se encontrava em contínua erosão, resultando em falhas normais que desencadearam o basculamento de blocos (ZÁLAN; OLIVEIRA, 2005; MAIA, 2009). Na porção nordeste da bacia, onde possivelmente o nível do mar era mais baixo por conta de um soerguimento termal ocorrido em torno de Cabo Frio, houve a implantação de inúmeros cânions (MODICA; BRUSH, 2004).

Com o deslocamento do rio Paraíba do Sul, no Terciário, para a Bacia de Campos, o aporte de sedimentos grossos para a Bacia de Santos diminuiu, fazendo com que a borda da bacia migrasse em direção ao continente (MAIA, 2009), marcando, assim, o início de duas sequências progradacionais caracterizadas por sedimentação de finos.

### 1.2.2 Síntese da Sedimentação no Quaternário

No Quaternário, a sedimentação esteve associada às mudanças glacioeustáticas, que junto às massas d'água, foram responsáveis pela estocagem e retrabalhamento de sedimentos na plataforma brasileira (ARTUSI, 2004; ARTUSI; FIGUEIREDO JR, 2007; MAIA, 2009; REIS *et al.*,2013). A hidrodinâmica na região da plataforma e talude não apresentou grandes alterações desde o Oligoceno Superior/ início do Mioceno sendo assim, estudos comparativos

pode ser extrapolados até o recente. As areias bioclásticas e siliciclásticas estão presentes nas porções interna e média da plataforma. As lamas da plataforma são derivadas da descarga do Rio Paraíba do Sul e se depositam na porção em que não há correntes (energia zero) isto, próximo à área de Cabo Frio (VIANA et al.,1998).

As correlações estratigráficas propõem sedimentações associadas a mudanças glacieustáticas (ARTUSI, 2004; ARTUSI; FIGUEIREDO JR, 2007; MAIA, 2009; REIS *et al.*,2013). Martin *et al.*, (1979*;* 1996) e Turcq *et al.*, (1999) observaram flutuações do nível relativo do mar que construíram planícies costeiras e sistemas lagunares, formados por cordões arenosos com idade de aproximadamente 123.000 anos AP. Desde o Plioceno Superior até o Recente, a plataforma continental foi submetida a uma regressão que expôs quase toda a plataforma (Regressão Wiscosiniana ~130 – 18 ka) e a uma transgressão que modelou a fisiografia da plataforma atual (KOWSMANN *et al.*, 1977).

### 1.2.3 Correntes Oceânicas E Massas D'água Presentes Na Área De Estudo

A plataforma sudeste brasileira é influenciada pelas águas quentes, oligotróficas e salinas, derivadas da Corrente do Brasil - CB (*Brazilian Current* - BC). Esta corrente origina-se entre 10°S e 11°S de uma ramificação da Corrente Sul Equatorial - CSE (South Equatorial Current – SEC; (STRAMMA *et al.*, 1990; PETERSON; STRAMMA, 1991; SILVEIRA *et al.*, 2000; SCHOTT *et al.*, 2005). A CB segue em direção sul, caminhando sobre a plataforma e/ou próximo a região da borda onde, em aproximadamente 30° a 38°S, encontra-se com a Corrente das Malvinas (Malvinas Current – MC), que tem sua origem em uma ramificação da Corrente Circumpolar Antártica, flui pela costa Argentina em direção ao norte do Brasil e é uma corrente conhecida por sua alta densidade e produtividade. O local de junção das CB e CM formam a zona de Confluência Brasil-Malvinas - CBM (Brazil-Malvinas Confluence – BMC), também conhecida como Zona de Convergência Subtropical ZCS (Subtropical Convergence Zone – SCZ) que direciona-se para leste, afastando-se da costa (WAINER *et al.,* 2000; WAINER; VENEGAS, 2002; CHIESSI *et al.*, 2007) (Figura 3).

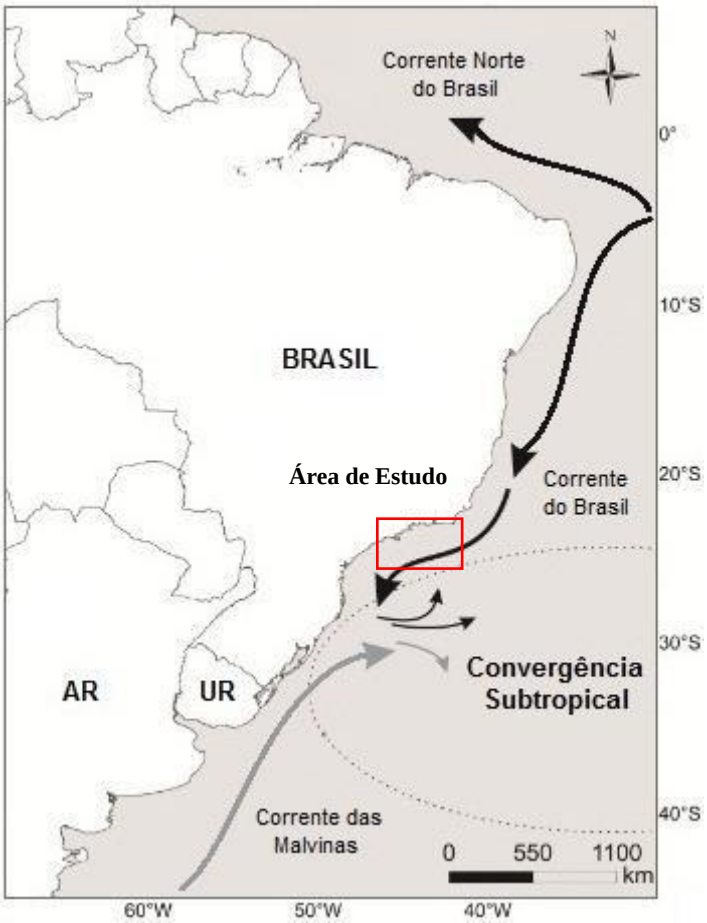



Figura 3. Mapa das correntes presentes na plataforma brasileira e suas direções. (Modificado do site: HTTP//www.ufgrs.br/ceclimar/ceram/fauna-marinha-e-costeira). Caixa vermelha mostra área de estudo.

As massas d'água presentes na plataforma brasileira possuem características próprias ao Atlântico Sul. São elas: a Água Tropical (AT), caracterizada por uma salinidade maior que 35.9 ppm e temperaturas maiores que 18°C, ocupa a superfície do Atlântico Sul Tropical e é transportada pela CB em direção ao sul; Água Central do Atlântico Sul (ACAS), formada a 40°S na ZCS próxima à superfície com salinidades que variam entre 35.9 a 34.6 ppm e temperaturas entre 18°C e 4.6°C. Esta massa d'água emerge na plataforma no verão, estando associada à ressurgência. Água Intermediária Antártica (AIA), formada na Convergência Antártica a 50°S, pode ser detectada até 25°N. Sua temperatura varia entre 8°C e 4.6°C e sua salinidade em relação às outras massas é baixa (33.8ppm); Água Circumpolar Superior (ACS) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), caracterizadas por temperaturas entre 4°C e 3°C e salinidades entre 35 ppm e 34.6 ppm, fluem em direção ao sul chegando a 32°S (SILVEIRA *et al.*, 2000; SILVA *et al.*, 2005).

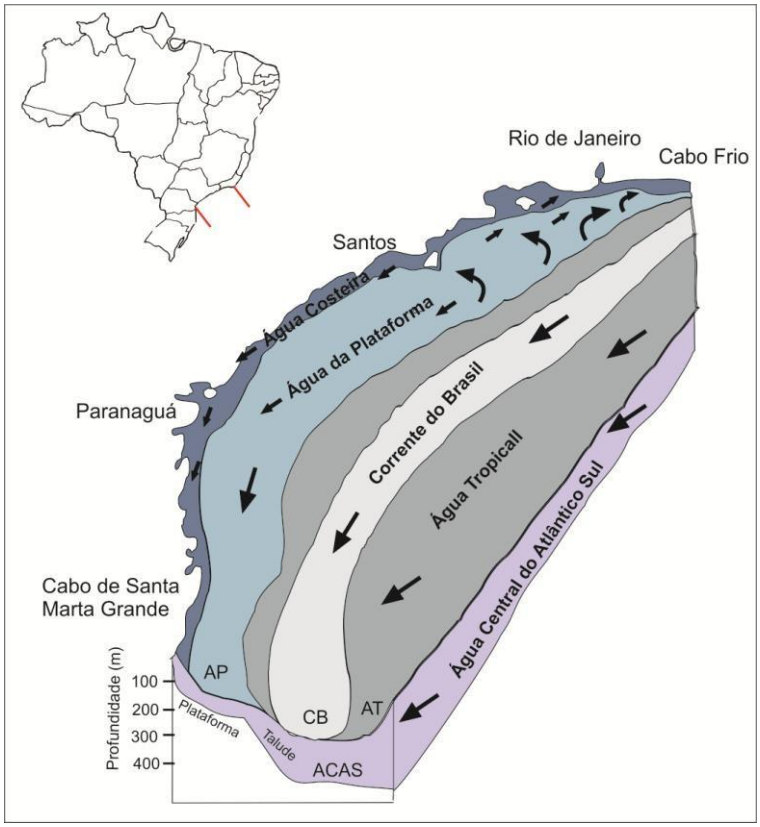



Figura 4. Massas d'água que atuam na plataforma continental da Bacia de Santos. (Modificada de MATSUURA, 1986).

## 1.3 RESSURGÊNCIA

O fenômeno ressurgência é definido pela movimentação vertical de águas profundas em regiões costeiras que ocorre em uma mesoescala espacial (dezenas a centenas de quilômetros), podendo ter duração de dias ou semanas. Este evento se dá geralmente na parte oeste dos continentes, resultantes da espiral de Ekman, impulsionada por ventos alísios, intensos e persistentes que atuam na superfície das águas oceânicas, ascendendo massas de água com temperaturas baixas e ricas em nutrientes provenientes do fundo (SILVEIRA *et al.*, 2000; ROSSI-WONGTSCHOWSKI; MADUREIRA, 2006; SCHMIEGELOW, 2004).

As costas do Peru, da Califórnia (EUA), do Noroeste (Canárias) e Sudoeste (Benguela) da África compõem os locais de maior importância em produtividade primária associada à ressurgência (SCHMIEGELOW, 2004). Este evento ocorre também em alguns pontos da costa brasileira como Ubatuba (SP), Santos (SP) e Cabo Frio (RJ), sendo este o mais conhecido. Diferente do que ocorre em outros continentes, a ressurgência na costa brasileira, principalmente em Cabo Frio (Figura 4), está presente quase o ano inteiro e é

associada à mudança abrupta na orientação da linha de costa (de NE-SW para E-W) que diminuiu a área da plataforma local, emergindo as Águas Centrais do Atlântico Sul (ACAS) e a um sistema de ventos fortes e constantes sentido N-NE (CASTELÃO; BARTH, 2006; SILVEIRA *et al.*, 2000; DOURADO; OLIVEIRA, 2001; ROSSI-WONGTSCHOWSKI; MADUREIRA, 2006; GYLLENCREUTZ *et al.*, 2010).

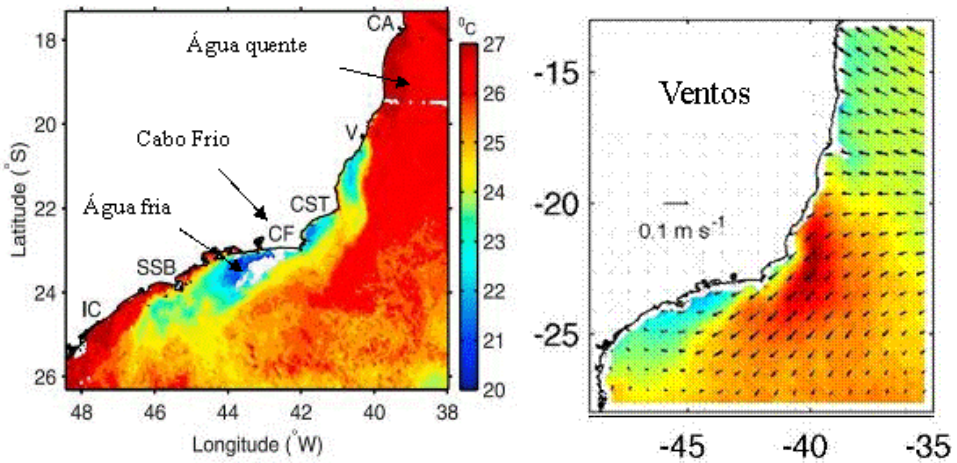



Figura 5. Mapa esquemático da Ressurgência no local do estudo, onde: A) Evento de ressurgência identificado pela diminuição da temperatura da água de superfície, ocorrido em Cabo registrado no verão (Janeiro); B padrões de ventos que causam ressurgência com características de inverno (Julho). Retirados de Castelão e Barth(2006).

A ressurgência que ocorre na costa brasileira é associada ao direcionamento dos fortes ventos que fluem a NE-SW (CAMPOS *et al.*, 2013**)**. Segundo Franchito *et al.*, (2007; 2008), a intensidade da ressurgência na região do Cabo Frio tem relação com o evento El Niño, o qual modera os centros de alta pressão do Atlântico Sul. No verão (janeiro), as águas profundas emergem pela ação dos ventos nordeste, aumentando intensidade da ressurgência na região. No inverno (julho), a magnitude da ressurgência é diminuída e ocorre por meio de meandros (CASTELÃO; BARTH, 2006). A quantidade de água doce descarregada na plataforma é reduzida e a ACAS é a principal fonte de nutrientes (ACHA *et al.*, 2004).

A atividade planctônica alcança altos valores de biomassa no verão, onde ocorre uma forte ressurgência. As correntes que emergem em áreas costeiras trazem com elas as espécies viventes em águas frias, aumentando a produção primária em zonas com características oligotróficas (ACHA *et al.*, 2004). O aumento da produção primária em decorrência da ressurgência influencia o crescimento da população de néctons e bentos (VALENTIN, 2001).

## 1.4 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo principal contribuir para o conhecimento de eventos paleoambientais quaternários que modificaram a linha de costa e a plataforma nordeste da Bacia de Santos, Estado do Rio de Janeiro. Através do conhecimento da matéria orgânica particulada (palinofácies) encontrada nos testemunhos analisados é possível:

- Reconhecer eventos transgressivos e regressivos atuantes na região;
- Correlacioná-los a eventos semelhantes na costa brasileira, reconhecer semelhançasem ambientes de transição ao longo do tempo;
- Estabelecer parâmetros comparativos entre a sedimentação atual costeira e a pretérita;

Com a utilização dos estudos de cistos de dinoflagelados pode-se:

- Identificar a comunidade de cistos atuantes na plataforma no período temporais estudados, com a finalidade de identificar eventos e alterações paleoambientais no ambiente marinho;
- Comparar dados obtidos a resultados nacionais e internacionais a fim de enriquecer o conhecimento sobre as variações ambientais ocorridas.

### 1.4.1 Justificativas

Como dito na introdução, os estudos sobre a plataforma continental do Rio de Janeiro vem sendo desempenhado por vários autores que utilizaram, como principais ferramentas, a análise sísmica e a observação sedimentar. Esta tese tem por finalidade observar os constituintes da matéria orgânica particulada (palinofácies) atuante no ambiente para assim corroborar com os estudos a cerca do reconhecimento paleoclimático que construía a plataforma continental do Rio de Janeiro.

As análises de cistos de dinoflagelados, para este caso, complementam os resultados de palinofácies com dados acerca do clima e da salinidade, deslocamento de correntes,atuação da ressurgência, além de outras informações precisas sobre os fluxos aquáticos.

### 1.4.2 Hipóteses

- A sedimentação da MOP na plataforma do Rio de Janeiro possui características que possam identificar períodos de transgressão e regressão. A primeira hipótese para o estudo está atrelada à sedimentação e à preservação da matéria orgânica particulada em paleocanais presentes na plataforma. Artusi e Figueiredo (2007), Reis *et al.*, (2013) e Maia *et al.*, (2010), em seus estudos acerca da sísmica da plataforma do Rio de Janeiro, relataram a presença de paleocanais formados a partir das variações do nível do mar no Quaternário. Sendo assim, é possível observar uma sedimentação característica dos períodos de transgressão que estariam preservados, relatando as alterações ocorridas neste período.

- As alterações da coluna d'água foram bem marcadas para os períodos de transição glacial-interglacial, assim como as alterações no nível relativo do mar no Holoceno. Essas alterações estariam impressas nas assembleias de dinoflagelados de forma a corroborar com estudos Quaternários da região de plataforma.

## 1.5 ELEMENTOS TEÓRICOS

Este estudo foi desenvolvido a partir da utilização de duas ferramentas principais que possibilitaram a observação das alterações sedimentares e ecológicas da região da plataforma do Estado do Rio de Janeiro: o estudo de palinofácies e análise de cistos de dinoflagelados, apresentados a seguir.

### 1.5.1 Palinofácies

O termo Palinofácies foi introduzido por Combaz (1964) que a definiu como estudo palinológico do total da matéria orgânica contida no sedimento sendo que dele tenha sido retirada a fração mineral por meio da acidificação (ácidos fluorídrico e clorídrico).

A análise de palinofácies é interdisciplinar, pois associa a palinologia, a sedimentologia e a geoquímica orgânica e pode ser utilizada junto a vários estudos relacionados a Geociências (*ex.* TYSON, 1987; 1993; 1995; MENDOÇA FILHO, 1999; CARVALHO, 2001; MENEZES, 2002).

A análise baseia-se na quantificação e qualificação dos componentes da matéria orgânica particulada quanto à sua forma, tamanho e estado de preservação (COMBAZ, 1964). A reunião dos dados remete a interpretações do tipo de ambiente associado ao material orgânico que foi sedimentado, taxa de sedimentação, dinâmica do sedimento dentro do referido ambiente, condições redutoras ou oxidantes, tendências transgressivas ou regressivas, caracterização/correlação da litologia na qual a matéria orgânica está inserida e eventos climáticos que podem ter ocorrido (TYSON, 1987; 1993; 1995).

### 1.5.2 Dinoflagelados

Dinoflagelados são organismos unicelulares eucariontes pertencentes ao Reino Protozoa, Divisão Dinoflagellata (RUPERT; BARNES, 1996). Têm como principais características a presença de dois flagelos, um longitudinal e outro transversal, responsáveis pelo seu deslocamento na coluna d'água, um núcleo denominado ***Dinocarion*** que se mantém condensado e visível ao longo da vida, inclusive durante a mitose (FENSOME *et al.*, 1996). Das 2377 espécies viventes de dinoflagelados marinhos (Gómez, 2012), somente 97 produzem cistos de resistência fossilizáveis como parte de seu ciclo de vida (ZONNEVELD; POSPELOVA, 2015).

Os dinoflagelados podem ser encontrados em quase todos os ambientes aquáticos, porém, sua maior representatividade está em oceanos de média a baixa latitude (WALL *et al.*, 1977). Ocorrem, em sua maioria, em plataformas continentais, onde há maior disponibilidade de nutrientes e oxigênio; e as taxas de temperatura, luminosidade e salinidade se encontram em níveis favoráveis ao seu desenvolvimento:

a) Condições de Salinidade

Os dinoflagelados sobrevivem em uma ampla faixa de salinidade, sendo encontrados desde ambientes com salinidade maior que 20‰, e, mais frequentes entre as faixas de 30‰ e 38‰, com raras ocorrências acima de 40‰. São também observadas espécies eurihalinas, que toleram grandes variações de salinidade típicas de zonas lagunares, e estuários, que podem variar entre 4‰ a 64‰ (TAYLOR, 1987; ARAI, 2007).

b) Condições de Temperatura

A temperatura tem grande influência sobre o ciclo de vida desses organismos. Os dinoflagelados são conhecidos como organismos termófilos, ou seja, têm seu ciclo de vida estritamente ligado à temperatura. Para a maioria das espécies viventes, águas entre 15° - 16ºC são uma fronteira para a distribuição geográfica. Em águas tropicais, há a maior abundância e diversidade de dinoflagelados. A distribuição de espécies pode ser afetada por correntes oceânicas superficiais e por ressurgências em águas frias tropicais (ARAI, 2007).

c) Condições de Luminosidade

Segundo ARAI (2007), os dinoflagelados, em seu estado móvel, se concentram principalmente em profundidades entre 20-70m em águas claras ou até 10m em águas turvas e está completemente correlacionado com a obtenção de nutrientes.

d) Oferta de Nutrientes

A dispersão de nutrientes é importante para todos os componentes do plâncton marinho. Nitratos e fosfatos dissolvidos no ambiente aquático são limitantes para o crescimento e desenvolvimento da maioria espécies. As chamadas marés vermelhas/ florações de dinoflagelados estão ligadas principalmente ao aumento de nutrientes dispersos na superfície (eutrofização) e ocorrem frequentemente em regiões com ressurgências, o que requer a turbulência das águas superficiais.

Segundo De Vernal *et al.*, (2007), os dinoflagelados podem ser classificados como heterotróficos, autotróficos (fotossintetizantes) – "formando a maior parte da produção primária em lagos e oceanos" - ou mixotróficos.

As proliferações de cistos de espécies heterotróficas ocorrem geralmente em ambientes eutrofizados, relacionados a eventos de ressurgência (ALONSO; OCHOA, 2004). Em condições de ressurgência intensa, as diatomáceas se reproduzem em rápido florescimento que, em consequência, aumenta o número de dinoflagelados heterotróficos que delas se alimentam. Nas condições de relaxamento da ressurgência, há a floração de dinoflagelados autotróficos (SMAYDA; TRAINER 2010).

Em zonas costeiras, o florescimento de dinoflagelados pode ser estimulado por combinações de fatores e ainda assim, não corresponder a eventos de ressurgências intensas

(ÁLVAREZ *et al.*, 2011; VILLANOY *et al.*, 2006; MORQUECHO *et al.*, 2012). A proliferação pode ocorrer em períodos com menor quantidade de nutrientes, em águas estratificadas e quentes, estando relacionados a fatores como disponibilidade de nutrientes e luz solar (PEÑA *et al.*, 2005). Nestes ambientes, a concentração de nutrientes está relacionadaao escoamento promovido por precipitação (PHLIPS *et al.*, 2004, 2006).

e) Ciclo de Vida

A reprodução dos dinoflagelados ocorre tanto de forma sexuada como assexuada. Os dinoflagelados reproduzem-se de forma sexuada, por meio de singamia, ou assexuada, por meiose/mitose (Figura 5). Algumas espécies produzem cistos de resistência após a fusão singâmica. Há também a formação de cistos temporários que possuem uma parede celulósica que está ligada a uma pequena fase da reprodução mitótica.

Em um primeiro momento, sua reprodução assexuada (diplóide 2n e gametogênese n) não é formadora de cistos de resistência. Em condições favoráveis, ocorrem inúmeras divisões de células gaméticas (n) que, ao encontrarem um ambiente definido em temperatura, oxigênio dissolvido e salinidade, se fundem, dando origem a células diplóides (2n) compostas de tecas celulósicas. Com o crescimento destas células, a teca se rompe e são desenvolvidos osflagelos. Na fase de crescimento, a célula 2n constrói tecas resistentes. Em fase de pouca atividade da célula, esta entra em fase de dormência, perdendo os flagelos e se tornando imóvel (cisto). A célula contrai-se e o conteúdo protoplasmático se destaca da teca. A fase de dormência pode durar horas ou meses. Em condições ambientais favoráveis, o conteúdo protoplasmático se desvencilha do cisto por meio de uma pequena abertura das placas superiores (arqueópilo). O ciclo é completo com a nova divisão do protoplasma em células haplóides (n).

Os dinoflagelados, como dito anteriormente, têm seu ciclo de vida relacionado estritamente a fatores ambientais como temperatura, salinidade e luminosidade,disponibilidade de nutrientes e oxigênio dissolvidos. Desta forma, conhecendo os hábitos desses organismos, pode-se traçar o caráter de distribuição batimétrica e espacial, refletindo as condições ambientais no momento da sedimentação do cisto.

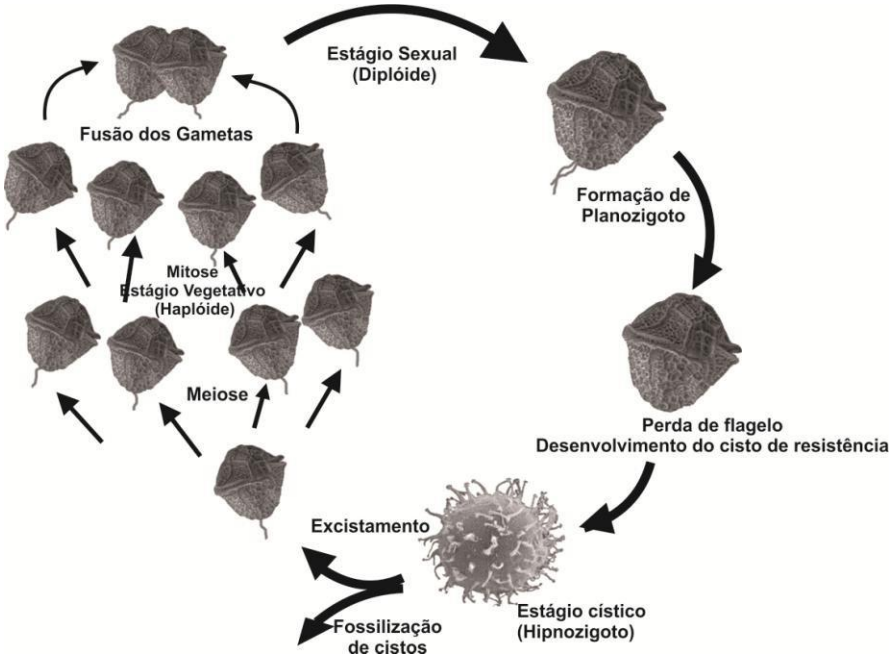



Figura 6. Ciclo de vida dos dinoflagelados mostrando fases móveis e fases de encistamento (Modificado de De Vernal *et al*., (2013).

# 2 MATERIAIS E METODOS

## 2.1 COLETA DOS TESTEMUNHOS

Para o presente estudo foram utilizados três testemunhos coletados na plataforma continental do Estado do Rio de Janeiro, parte nordeste da Bacia de Santos (Figura 7). Os testemunhos foram coletados em 2012 como parte do projeto Rio Costa 3, realizado pelo CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) e a FEMAR (Fundação para Estudos do Mar), coordenado por pesquisadores da Universidade Federal Fluminense (UFF). O objetivo da campanha foi o levantamento geofísico da região com utilização de *Sparker* e *Sub-botton profiler*, com a finalidade de escolher pontos de interesse sedimentológico para coleta de testemunhos e o reconhecimento da composição sedimentar, em trechos de escarpas da plataforma continental sudeste.

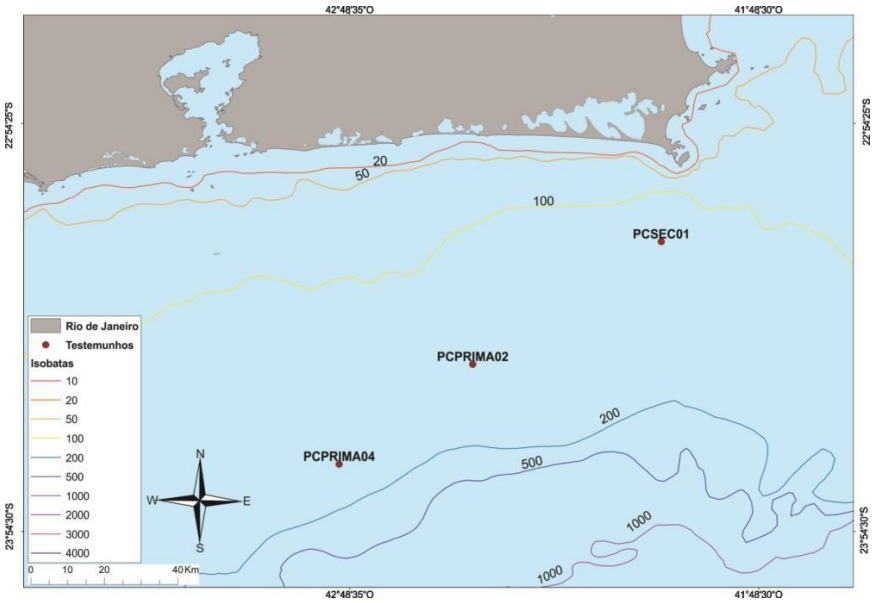



Figura 7. Mapa de localização da coleta dos três testemunhos. Pontos vermelhos indicam os locais de coleta de testemunho. Linhas indicam os níveis batiméticos

A CEPEMAR (Serviços de Consultoria em Meio Ambiente Ltda) disponibilizou, para este trabalho, a embarcação de pesquisa RV Ocean Stalwart, com sua equipe técnica, equipamentos geofísicos e amostradores de sedimentos. Para amostragem foi utilizado um testemunhador *piston corer*, do tipo “Kullenberg”, com 400 kg de peso e 6.0m de comprimento, para tubos de 75 cm de diâmetro.

## 2.2 ABERTURA DOS TESTEMUNHOS E DESCRIÇÃO LITOLÓGICA

A abertura dos testemunhos e a descrição litológica foram realizadas de acordo com a metodologia empregada no Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGEMAR/UFF). Os tubos dos testemunhos foram abertos com auxílio de uma serra portátil e um fio de cobre para separá-los em duas partes.

Os testemunhos foram fotografados e descritos quanto à granulometria, mudanças estruturais e presença de conteúdo biológico (conchas, raízes etc.). Uma banda do testemunho foi preservada para consultas posteriores.

### *Amostragem*

Os testemunhos foram seccionados a cada 10 cm, obedecendo às mudanças em sua estrutura sedimentar e presença de conteúdo biológico (YBERT *et al.*, 1992). Ao todo, foram retiradas 32 amostras no testemunho PC-PRIMA 4, 15 amostras no testemunho PC – PRIMA 2 e 15 amostras no testemunho PC SEC 1 (Tabela 1). As amostras foram obtidas com o intuito de se analisar carbono orgânico total elementar (COT), nitrogênio total (NT), Datação, Palinologia (dinoflagelados) e Palinofácies, além das análises de foraminíferos bentônicos e planctônicos e granulometria desenvolvidas em outros projetos.

Tabela 1. Testemunhos utilizados neste estudo com informações sobre a profundidade de lâmina d'água em que foi coletado, as coordenadas, o tamanho do testemunho recuperado e a quantidade de amostras obtidas em cada um.

| ***Testemunhos*** | ***Profundidade (cm)*** | ***Coordenadas*** | ***Recuperado (cm)*** | ***Quantidade de Amostras*** | |
|---|---|---|---|---|---|
| PC – PRIMA 4 | 155 | S 23 44 37,778 | O 42 50 6,642 | 330 | 32 |
| PC – PRIMA 2 | 137 | S 23 29 54,431 | O 42 30 29,216 | 186 | 15 |
| PC – SEC 1 | 121 | S 23 11 50,686 | O 42 2 48,214 | 194 | 15 |

## 2.3 ANÁLISE DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL E NITROGÊNIO TOTAL

O teor de Carbono Orgânico Total (COT) e Nitrogênio Total (NT) foram determinados por pirólise e oxidação a 2000°C, num forno de indução dentro de uma atmosfera de oxigênio, seguido de detecção de dióxido de carbono infravermelho (2400 CHNS/O Series II System | PerkinElmer).

A preparação para a análise foi iniciada com a retirada do carbono inorgânico (Carbonato de Cálcio) com ácido clorídrico (HCl – 10%), deixando somente a matriz orgânica para quantificação (JABLONSKI *et al.* 2002). Para a correção do cálculo feito pelo equipamento foi utilizado um padrão de Acetanilida ($C_8H_9NO$), cujos teores de C e N são os que mais se assemelham aos normalmente encontrados em sedimentos (71% C e 10% N).

## 2.4 DATAÇÃO

A cronologia de todos os testemunhos foi baseada nas idades obtidas pela técnica AMS (*accelerated mass spectrometry*), datação radiocarbônica das amostras de matéria orgânica contida nos sedimentos, realizadas no Laboratório de Radiocarbono (LAC-UFF). As idades radiocarbônicas foram convertidas em idades AP pelo programa CALIB 7.1. (STUIVER *et al.,* 2017). Foram adotados os valores reservatórios MARINE 13 com curva de erro de 2sigma para todas as amostras. Um modelo geocronológico foi construído com base nas datações radiocarbônicas calibradas (probabilidade média) com ajustes de profundidade e mudanças nas taxas de sedimentação ao longo do testemunho. As idades foram interpoladas e extrapoladas pelo programa TILIA 2.0.41 (GRIMM, 1992).

## 2.5 ESTUDO DE PALINOFÁCIES

Para a análise de palinofácies foram utilizadas as técnicas de preparação descritas por Tyson (1995) e Mendonça Filho *et al.,* (2002), que consistem na retirada de toda a porção carbonática presente nos sedimentos, utilizando ácido clorídrico (HCl) e a retirada da fração mineral com ácido fluorídrico (HF).

### 2.5.1 Classificação Da Matéria Orgânica Particulada

O querogênio é classificado, segundo Welte (1972), como fração da matéria orgânica sedimentar insolúvel em solventes orgânicos, comumente ricos em hidrogênio e de baixa aromaticidade. A matéria orgânica encontrada, dispersa em sistemas aquosos e em rochas sedimentares, consiste em combinados orgânicos derivados de fontes alóctones e/ou

autóctones (HART *et al.,* 1994). Tyson (1995) descreve o querogênio como uma mistura complexa e heterogênea, cuja composição reflete proporções grandemente variáveis de um grande número de materiais precursores, não somente uma substância individual.

Para o presente estudo, utilizou-se o sistema de classificação de Tyson (1995); Carvalho (2001); Mendonça Filho *et al.,* (2002); Laplace *et al.,* (2010); Mendonça Filho *etal.,* (2011a; 2011b), onde a matéria orgânica é dividida em três grupos principais, os Fitoclastos, os Palinomorfos e o Grupo Amorfo (MOA), e então subdivididos:

*A) Fitoclastos*

São fragmentos de vegetais ou de fungos de tamanho areia fina a silte (0,064 – 0,004mm), que podem ou não apresentar autofluorescência, dependendo do tecido do qual é derivado. Quando definidos como tecidos vegetais, os fitoclastos são geralmente atrelados a elementos traqueais que participam da condução do xilema e possuem paredes lignificadas e, por isso, preservados em registro fóssil e químico (RAVEN *et al.,* 2001). Segundo Tyson (1995), os fitoclastos derivados de fungos são de fragmentos de hifas, filamentos individuais do micélio na fase vegetativa. São divididos preliminarmente como Opacos (OP) (pretos) e Não-Opacos (NOP) (coloração marrom escura a amarela). (Tabela 2)

Tabela 2. Tipos de Fitoclastos descritos de acordo com o tamanho e coloração. Divididos em dois subgrupos: Opacos e Não Opacos. Descrição baseada em Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Mendonça Filho *et al*., (2011a; 2011b).

| | | |
|---|---|---|
| **Opaco** | **Equidimensional** | Partícula de cor preta de forma quadrática. Sem bioestruturas internas. |
| | **Alongado** | Partícula de cor preta de forma alongada. Eixo longo três vezes maior que o eixo curto. Podendo apresentar perfurações. |
| **Não Opaco** | **Não bioestruturado** | Partícula de cor marrom não bioestruturada. |
| | **Bioestruturado** | Partícula de cor marrom bioestrturada (estriada, listrada, bandada, perfurada). |
| | **Cutículas** | Partículas de cor amarelo-pálido a marrom claro, celulares, em alguns casos com estômatos visíveis. |
| | **Membranas** | Partícula de cor amarela-pálido comumente transparentes, sem estrutura celular. |

*B) Palinomorfos*

O termo palinomorfos foi criado por Tschudy (1969) para designar estruturas microscópicas (5 a 500 µm) que são recuperadas de sedimentos e rochas sedimentares e são resistentes à rotina de extração que utilizam ácidos fortes.

Para Arai (2007), os palinomorfos abrangem todas as estruturas orgânicas identificáveis taxonomicamente por microscopia, mesmo que os detalhes da classificação sejam meramente morfológicos, sem compromisso com a sistemática natural. São basicamente estruturas derivadas de plantas vasculares (grãos de pólen e esporos), cistos de protistas (dinoflagelados e acritarcos), restos de alguns metazoários (quitinozoários, escolecodontes, copépodes, conchostráceos) e algas. Palinomorfos são definidos como partículas individuais ou coloniais que possuem uma morfologia definida de origem animal ou vegetal, advindas de ambientes terrestres ou aquáticos (dulcícolas ou marinhos). Podem apresentar autofluorescência. Estão divididos em três grupos, o esporomorfos, o microplâncton e o zoomorfos. (Tabela 3)

Tabela 3. Tipo de Palinomorfos classificados quanto sua procedência e forma. Dividido em 3 subgrupos: Esporomorfos: gametas de vegetais superiores e esporos de fungos. Fitoplâncton: Palinomorfos de hábito aquático e Zoomorfos: pedaços ou restos de animais planctônicos. Classificação baseada em Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Mendonça Filho *et al.*, (2011a; 2011b).

| | | | |
|---|---|---|---|
| **Esporomorfos** | **Esporos** | Palinomorfos produzidos por pteridófitas, briófitas e fungos. | Palinomorfos de forma triangular ou circular apresentando uma marca trilete (“Y”) ou monolete (uma cicatriz). Ornamentação variada. |
| | **Grãos de pólen** | Palinomorfos terrestres produzidos por gimnospermas e angiospermas | Palinomorfo com morfologia complexa a simples, usualmente esférico a subesférico, ornamentação variada; pode apresentar aberturas. |
| | **Hifas de Fungos** | Filamentos individuais de micélio da fase vegetativa dos fungos. | |
| **Zoomorfos** | **(Palino) *foraminífero** | Película interna que reveste a carapaça de foraminíferos | Parede interna quitinosa, marrom; câmaras menores muitas vezes mais escuras. |
| | **Escolecodonte** | Partes de aparelhos bucais de vermes poliquetas (maioria marinha) | Aparelho bucal em forma de “dente” constituído por quitina, marrom escuro; tamanho 100 a 1000µm. Ordoviciano-Recente. |
| | **Quitinozoários** | Microfósseis de parede orgânica de origem incerta. | Maioria ocorre individualmente, apresentam simetria bilateral com formato globular, cilíndrico ou em forma de “vaso”. Ordoviciano-Devoniano. |
| **Fitoplâncton** | **Dinoflagelados** | Restos de cistos produzidos durante a parte sexual do ciclo de vida da classe Dinophyceae | Principal característica é a paratabulação que divide o cisto em placas retangulares ou poligonais, separadas por suturas. Três morfologias principais: proximados, próximo-corados e corados. Muitas vezes com uma abertura (arqueópilo) através a qual ocorre o excistamento. Triássico-Recente |
| | **Prasinófita** | Microfósseis produzidos por pequenas algas quadriflageladas (Divisão Chlorophyta) | Maioria como *Tasmanites*, são esféricos; diâmetro 50 a 2000µm. Pré-Cambriano – Recente. |
| | **Algas Chlorococcales** | Algas coloniais de água doce (e.g. *Botryococcus* e *Pediastrum)* | *Botryococcus:* colônia globular irregular: tamanho 30 a 2000µm, algumas vezes com vários lóbulos: laranja-marrom, Carbonífero - Recente. |

| | |
|---|---|
| | *Pediastrum:* algas verdes coloniais, radialmente simétricas: tamanho 30 a 200µm em diâmetro e com um ou dois chifres no anel mais externo das células. Células internas podem ser de formas irregulares com espaços ou compactas. |

*C) Grupo amorfo*

A matéria orgânica amorfa é definida como todo material orgânico microscópico, não estruturado, resultante do retrabalhamento ou degradação bacteriana, não apresentando forma definida. Possui coloração cinza a laranjada amarronzado. Essas partículas podem derivar-se de diversas fontes, como bactérias e fitoplâncton, de fitoclastos (pseudoamorfa), esteiras microbianas, entre outros (MENDONÇA FILHO *et al.*, 2011a; 2011b). Geralmente são formados por fitoplâncton presente nos corpos aquosos superficiais e podem exibir fluorescência, dependendo de sua fonte ou estado de preservação. Podem apresentar partículas dispersas em sua mucilagem, como minerais ou outros fragmentos de origem orgânica. O grupo amorfo pode ser subdividido em 03 subgrupos, a MOA propriamente dita, resina e produtos amorfos. Os produtos amorfos podem derivar-se de tecidos de macrófitas, esteira microbiana e produtos de bactérias (TYSON, 1993; MENDONÇA FILHO *et al.*, 2011a; 2011b). (Tabela 4)

Tabela 4. Tipos de Matéria Organica Amorfa (MOA), descritos de acordo com sua procedência e estado de amorfização. Classificação baseada em Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Mendonça Filho *et al.*, (2002, 2010, 2011a; 2011b).

| Grupo | Subgrupo | | Descrição |
|---|---|---|---|
| | "MOA"- derivado de fitoplâncton ou bactéria, através de retrabalhamento microbiológico. | | Material sem estrutura ou forma, amarelo-laranja-vermelho, vermelho-marrom, cinza, muitas vezes com palinomorfos e pirita inclusos, pode exibir ou não fluorescência. |
| | Resina – maioria proveniente de vegetais superiores. | | Partícula sem estrutura (fragmentos vítreos), hialino, usualmente redondo, homogêneo, fortemente fluorescente. |
| **Matéria orgânica amorfa** | Produtos Amorfos | Produto de tecidos de macrófitas (Pseudoamorfo/ "Amorfos") | Contorno difuso que pode ser marrom claro, marrom e marrom escuro, inicialmente com características de MOA, homogênea em aparência (fluorescência achatada), sem pirita, sem inclusões. Pode exibir fluorescência. |
| | | Esteiras microbianas | Consistem predominantemente de maceral lamalginita quando examinada em luz refletida. Partículas uniformes e coesas com fluorescência forte relativamente acentuadas e distintas (por vezes bastante angular). |
| | | Produtos de bactérias – EPS | Folhas mucilaginosas, contorno difuso, fino de coloração amarelo pálido, amarelo, laranja, cinza. Sem inclusões. Pode exibir forte fluorescência. |

## 2.6 ESTUDOS DE CISTOS DE DINOFLAGELADOS

A identificação dos cistos de dinoflagelados foi realizada com o auxílio de catálogos de referência (LENTIN; WILLIAMS, 1975; STOVER; EVITT, 1978; EVITT, 1985; STOVER; WILLIAMS, 1987; HEAD; WRENN, 1992; FENSOME *et al.*, 1993; WILLIAMS *et al*., 1993; ROCHON *et al.*, 1999; ZONNEVELD *et al.*, 2013; ZONNEVELD;POSPELOVA, 2015).

## 2.7 TÉCNICAS DE PREPARAÇÃO QUÍMICA PARA ANÁLISES DE PALINOFÁCIES E CISTOS DE DINOFLAGELADOS

Para palinofácies foram utilizadas cerca de 20 mg de sedimentos, pesados em balança de precisão e colocados em béqueres de 500 ml para início de maceração química. Os procedimentos foram desenvolvidos em capela com sugador de gases. O sedimento foi coberto com HCl a 37% PA (VETEC), observando-se a reação efervescente. Deixou-se reagirpor 3 horas. Após o término da reação, o conteúdo do béquer foi despejado em uma peneira de 10 µm onde o sedimento foi lavado com água destilada, até que todo ácido não estivesse mais presente e a amostra apresentasse um pH neutro. O resíduo ácido, produto da lavagem das amostras, foi acondicionado em frascos de polipropileno e, ao final, devidamente neutralizado para descarte.

Após esta etapa, o material foi levado novamente ao béquer de 500 ml para a retirada de silicatos com HF a 40% (VETEC). Acrescentou-se uma quantidade três vezes maior ao volume da amostra e deixou-se repousar por volta de 12 horas. Uma vez terminada a reação, o resíduo ácido foi peneirado acondicionado em um frasco de polipropileno.

Em seguida, as amostras foram colocadas em tubos para centrífuga de 50 ml e preenchidos com de Cloreto de Zinco ($ZnCl_2$) para a flotação da matéria orgânica, pordiferença de densidade. Esperou-se um período de 12hs para a flotação. O anel formado foi pipetado e colocado em um outro tubo para centrífuga, devidamente identificado. Posteriormente, as amostras foram lavadas em peneira de 10µm para a montagem de lâminas.

A montagem das lâminas consistiu na utilização de uma gota de gelatina glicerinada (SALGADO-LABORIAU, 2007), em lamínula de vidro sobre chapa aquecedora e colada em lâmina de vidro identificada.

Para a análise de palinomorfos marinhos (cistos de dinoflagelados) foram utilizadas técnicas propostas por Mertens *et al.,* (2009) com adaptações para o estudo palinológico. Na etapa da pesagem do material utilizado (2,0 gramas de sedimento) foram adicionadas pastilhas do esporo exótico *Lycopodium clavatum* (STOCKMARR, 1971). Esta técnica visa padronizar a contagem através da concentração de grãos.

A preparação seguiu a utilização dos ácidos fluorídrico e clorídrico como descritos para palinofácies. A lavagem do material foi feita com água morna, para auxiliar na dissolução dos fluorsilicatos. O material foi peneirado (malha de 15µm). Após a etapa de neutralização dos ácidos contidos na amostra foi adicionado ao material politungstato de sódio para a separação por densidade e após a centrifugação do material para auxílio no processo.

O material foi novamente peneirado e lavado, transferido para tubos de PCR de 0,5ml. A montagem de lâminas fixas foi feita a partir de gelatina glicerinada.

*a) Observação em Microscopia Transmitida de Luz Branca*

A análise microscópica dos componentes da matéria orgânica particulada é essencial para análise de palinofácies e fornece informações para a distinção e caracterização de paleoambientes a partir da identificação dos três principais grupos da matéria orgânica: Palinomorfos, Matéria Orgânica Amorfa e Fitoclastos, contextualizando-os a partir de sua associação com eventos paleoambientais (MENEZES *et al*., 2008).

A microscopia transmitida de luz branca objetiva identificar os componentes da matéria orgânica particulada, diferenciando-os quanto a sua origem (como por exemplo,precursores botânicos), auxiliando na caracterização de seus grupos e subgrupos, além de verificar o estado de preservação dos seus constituintes e quantificar um total estipulado para cada lâmina a fim de obter uma proporção estatística relativa (MENDONÇA FILHO *et al.*, 2002; MENEZES *et al*., 2008; MENDONÇA FILHO *et al.*, 2011a).

A partir da caracterização dos grupos e subgrupos da matéria orgânica pode-se então aferir, por exemplo, variações relativas do nível do mar, controles de carga e descarga de matéria orgânica em áreas costeiras que, consequentemente, permitirá uma correta distinção entre os paleoambientes (TYSON, 1995; MENDONÇA FILHO *et al.*, 2002).

*b) Microscopia de Luz Refletida sob Luz UV (Fluorescência)*

A propriedade de algumas substâncias emitirem radiação de maior comprimento de onda é denominada fluorescência que se apresenta após serem excitadas com radiação de baixo comprimento de onda (TOBOGA, 2001).

No caso da matéria orgânica, quando excitada com luz azul ou ultravioleta de uma lâmpada de mercúrio, esta mostra frequentemente uma fluorescência natural, como a lignina de paredes celulares, clorofila elastina e colágeno (TOBOGA, 2001). O processo se dáquando os elétrons que são atingidos pela alta energia de luz azul ou ultravioleta se excitam e se elevam a um orbital de maior energia. Quando retornam à sua posição original, a energia sob a forma de fótons é liberada como energia mais baixa/luz visível de comprimento de ondamais longo (usualmente verde-amarelo com filtros comuns). Este processo fotoquímico é produzido por componentes cromóforos ou fluoróforos específicos, e não pela matéria orgânica em geral (MENDONÇA FILHO; MENEZES, 2001).

## 2.8 MÉTODOS DE CONTAGEM E TRATAMENTOS ESTATÍTICOS DOS DADOS

### 2.8.1 Contagem

Para palinofácies foram contabilizadas cerca de 500 partículas em cada lâmina, seguindo recomendações de Tyson (1995), Mendonça Filho (1999) e Mendonça Filho *et al.*, (2002).

Para análise de cistos de dinoflagelados assumi-se um valor de 300 cistos para uma inferência total de abundância e variabilidade. Juntamente com os cistos foram contabilizados Pólens, Esporos, Palinoforaminíferos e esporos de *L. clavatum* para a normalização por concentração.

### 2.8.2 Tratamentos Estatísticos Dos Dados

Os dados quantitativos obtidos através das análises de palinofácies e dinoflagelados foram transformados em dados percentuais no programa *Microsoft Office Excel 2007*. Estes dados percentuais foram levados aos programas TILIA e TILIA GRAPHIC 2.0.41 (GRIMM,

1992) onde foram gerados gráficos de dispersão. Foi também utilizado o pacote CONISS (GRIMM, 1987) para a geração de um dendrograma de similaridade entre as amostras. Os dados médios e percentuais dos intervalos obtidos da análise de palinofácies foram levados ao programa PAST (versão 3.13) para gerar diagramas ternários.

## 2.9 PARÂMETROS UTILIZADOS

### 2.9.1 Razão C/N

A razão C/N obtida pela analise elementar é valiosa, pois auxilia na distinção entre matéria orgânica de proveniência marinha e terrestre (PRAHL, 1985; PRAHL *et al.*, 1992; 1994; MEYERS, 1997). A razão C/N é indicadora do conteúdo de proteína, as quais representam a maior parte dos organismos vivos. (Tabela 5).

Tabela 5. Descrição dos números obtidos na razão C/N e sua proveniência. (REDFIELD et al. 1963; BORDOVSKIY, 1965; MÜLLER; MATHESIUS, 1999; NAKAI, 1986; HEDGES *et al.*, 1986).

| **Razão C/N** | | **Proveniência** | |
|---|---|---|---|
| **4 a 7** | Planctônica | 5 a 7 | Zooplâncton e Fitoplâncton |
| | | 4,1 a 4,2 | Organismos Bentônicos e bactérias |
| **> 20** | | Vegetais Superiores | |

### 2.9.2 Parâmetro Fi-COT

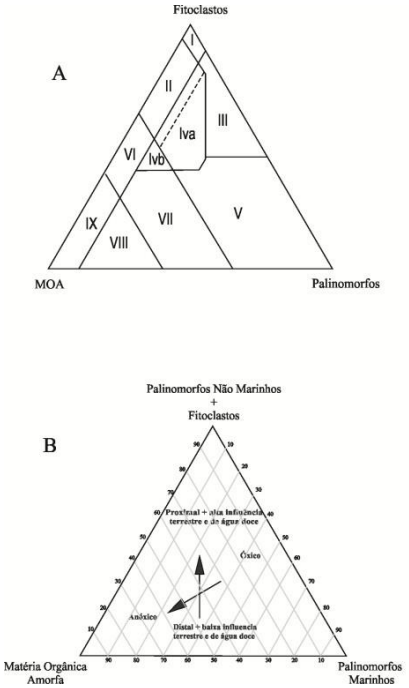
Segundo Tyson (1999), a relação entre o percentual total de fitoclastos e o Carbono Orgânico Total presente nos sedimentos fornece informações quanto à proximidade de área fonte de elementos terrestres, juntamente a qualidade do carbono orgânico encontrado no sedimento.

O Parâmetro Fi-COT é determinado pela seguinte expressão:

Fi-COT =[%COT da amostra(%total dos Fitoclastos /100)]

### 2.9.3 Diagramas Ternários

As características paleoambientais de deposição da matéria orgânica podem ser observadas a partir dos dados de palinofácies transformados em diagramas ternários, proposto primeiramente por Tyson (1995) e modificado por Zooba *et al.*, (2015), onde verifica-se a dispersão dos três grupos da matéria orgânica, MOA, Fitoclastos e Palinomorfos, em nove campos. Zobaa *et al.*, (2015) propõem uma pequena, porém significativa, modificação em uma das colunas, sendo: MOA – Fitoclastos e Palinomorfos Não Marinhos – Palinomorfos Marinhos (Figura 8). A vantagem da utilização deste modelo gráfico é agregar partículas cuja a proveniência seja semelhante, iluminando questões acerca da interpretação proximal-distal e condições redutoras - oxidantes.




| | |
|---|---|
| **I – Bacia ou plataforma altamente proximal** | **Alto suprimento de fitoclastos que diluem os outros componentes. Esporos bissacados abundantes.** |
| **II – Bacia Marginal Desóxica-anóxica** | MOA diluída pelo alto suprimento de fitoclastos, mas com moderada a boa preservação. Valores de COT de característica marinha dependendo do restado redutor da bacia. |
| **III – Plataforma Óxica Heterolítica (Plataforma Proximal)** | MOA com baixa preservação, abundância absoluta de fitoclastos subordinada a proximidade de fontes flúvio-deltáicas. Partículas Oxidadas e retrabalhadas são comuns. |
| **IV – Transição Plataforma – Bacia** | Aumento da profundidade da lâmina d'água e espaço de acomodação; abundancia de fitoclastos depende da proximidade da fonte e do grau de deposição. COT depende do estado redutor da bacia. |
| **V – Plataforma óxica deominada por lama ("Plataforma Distal")** | Baixa a moderada presença de MOA (normalmente degradada). Palinomorfos e cistos de dinoflagelados abundantes. |
| **VI - Plataforma proximal subóxica-anóxica** | Boa taxa de preservação de MOA (condições redutoras da bacia). Conteúdo absoluto de fitoclastos deve ser de moderado a alto devido ao *input* de turbiditos e/ou proximidade da fonte. |
| **VII –Plataforma distal desóxica-anóxica** | Moderada a boa taxa de preservação de MOA, baixo a moderado conteúdo de palinomorfos. Lamitos escuros bioturbados são comuns. |
| **VIII –Plataforma distal subóxica-óxica** | MOA dominante, excelente taxa de preservação de MOA. Baixo a moderado conteúdo de palinomorfos. Folhelhos ricos em matéria orgânica são depositados sob condições de coluna d'água estratificada. |
| **IX –Bacia proximal subóxica-anóxica** | MOA dominante. Baixo conteúdo de palinomorfos. Frequentementerico em alginitas. Depósitos de águas profundas ou depósitos de condições de coluna d'água estratificada ou sedimentos de bacia faminta. |

Figura 8. Ternários utilizados para a observação de dados palinofaciológicos. A – Diagrama ternário proposto por Tyson (1995), no quadro ao lado se encontra a descrição de cada loco da imagem. B – Diagrama ternário proposto por Zobaa *et al.*, (2015) onde pode-se observar o deslocamento da matéria orgânica ao longo da plataforma.

### 2.9.4 Razão Gonyaulacóide / Peridinióide

Esta razão é utilizada com a finalidade de identificar mudanças ambientais através da paleoprodutividade (VERSTEEGH, 1994; 1995; BOGUS *et al.*, 2012). Em exemplo: cistos peridinióides (heterotróficos) podem ser encontrados em maiores quantidades em área costeiras, ricas em nutrientes, de temperaturas mais baixas e com presença de ressurgência

(WALL *et al.*, 1977), enquanto cistos de gonyaulacoides (autotróficos) têm preferência por ambientes estáveis onde a temperatura pode ser mais elevada e a irradiação solar maior.

Esta razão é obtida pela seguinte fórmula:

$$G/P = n^{o}G(n^{\circ}G + n^{\circ}P)$$

Onde:

**n** = número de espécies contadas

**P** = Cistos de dinoflagelados peridinióides (*ex. Lejeunecysta, Selenopemphyx, Brigantedinium*)

**G** = Cistos de dinoflagelados gonyaulacoides (*ex. Tuberculodinium, Operculodinium, Lingulodinium).*

# 3 RESULTADOS

## 3.1 PC-PRIMA 2

O testemunho PC-PRIMA-2 de 1,86 m foi coletado na direção da Lagoa de Saquarema, mais precisamente sob as coordenadas S23°38’58.146”W 42°29’15.576” na plataforma nordeste do Estado do Rio de Janeiro, a aproximadamente 50 km da linha de costa em uma profundidade de lâmina d’água de 137 m.

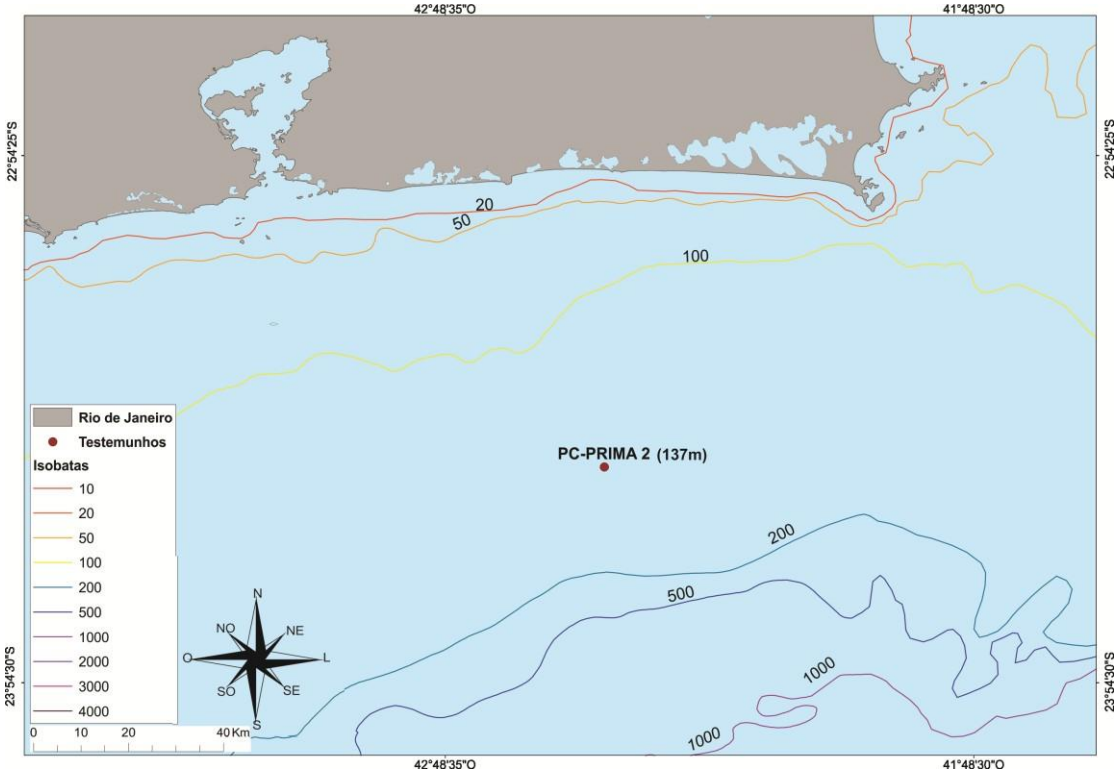



Figura 9. Mapa de localização da área de estudo com a localização do ponto de coleta do testemunho PC-PRIMA 2 coletado em cota batimétrica 137m. Linhas coloridas indicam cotas batimétricas de áreas adjacentes.

### 3.1.1 Descrição Litológica E Amostragem

O testemunho coletado apresentou-se inteiramente composto de lama carbonática, não expondo sinal de intrusões ou bioturbações (figuras 10 e 11).

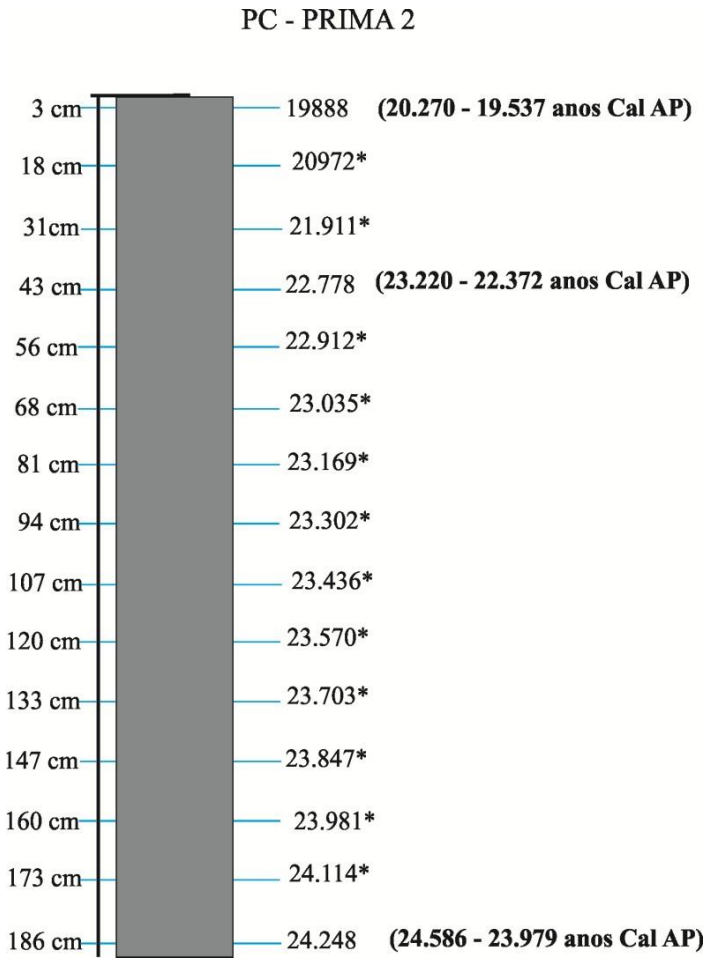



Figura 10. Perfil litológico do Testemunho PC PRIMA 2 composto inteiramente de lama carbonática, mostrando idades obtidas pelo LAC-UFF calibradas pelo programa CALIB 7.0.1 (anos Cal AP.) em negrito, todas as idades medianas atribuídas às amostras, Idades interpoladas (*) através do programa TILIA2.0.41 (GRIMM, 1992).

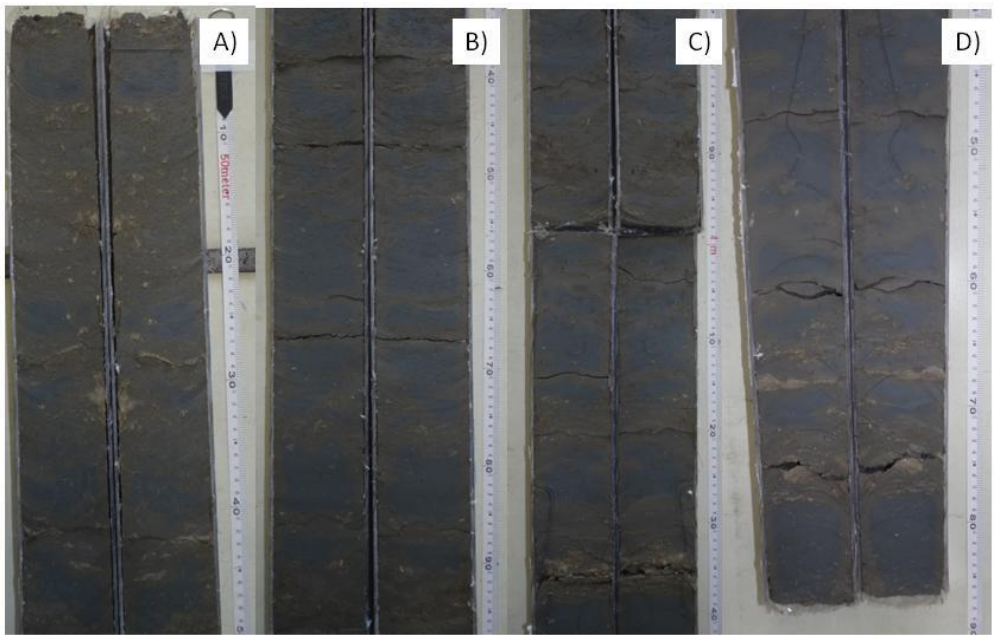



Figura 11. Fotos não sequenciais do testemunho PC-PRIMA 2, composto inteiramente de lama carbonática, onde: A). Parte superior do testemunho de 0 a 50 cm. B). De 50 a 70 cm. C). De 80 a 1,40cm. D). De 1,40 a 1,86 cm.

### 3.1.2 Datação

Com resultados obtidos nas datações das profundidades 03, 43 e 186 m do testemunho PC-PRIMA 2, verificou-se que o testemunho compunha um registro de 24.248 anos cal. AP (186 cm) a 19.888 (03 cm), o que lhe confere uma sedimentação estritamente pleistocênica (tabela 6).

As idades para todas as amostras do testemunho foram obtidas por interpolação linear através do programa TILIA (GRIMM, 1992), conforme figura 10.

Tabela 6. Resultados obtidos na datação por AMS (Accelerator Mass Spectrometry) $C^{14}$. Idades brutas e calibradas pelo programa CALIB 7.0.1. Idades médias utilizadas na descrição do trabalho.

| Profundidade (cm) | Código Laboratório LAC/UFF | AMS $C^{14}$ | CALIB 7.0.1 (Marine 13 . 2sigma) | Idade em anos calibrados BP. (Média) |
|---|---|---|---|---|
| **03** | 150261 | 18371 ± 124 | 20270-19537 | 19.888 |
| **43** | 150262 | 20877 ± 136 | 23220-22372 | 22.778 |
| **186** | 150263 | 22332 ± 132 | 24586-23979 | 24.248 |

### 3.1.3 Carbono Orgânico Total (COT) E Nitrogênio Total (NT)

Análises elementares de Carbono Orgânico Total e Nitrogênio Total da matéria orgânica sedimentar foram realizadas nas mesmas amostras datadas. Os resultados de concentração de COT foram semelhantes em todas (0,4wt%), enquanto os valores de NT variaram entre 0,06 - 0,14wt%, (tabela 7).

A razão C/N estabelecida apresentou valores maiores 6 e 6,7 da base até o meio do testemunho e para o topo do testemunho apresentou o valor 2,9.

Tabela 7. Resultados da análise de COT e NT elementares e a razão C/N obtida do Testemunho PC-PRIMA 2.

| Profundidade (cm) | Idade $C^{14}$ (anos Cal AP) | Carbono orgânico total (wt%) | Nitrogênio Total (wt%) | Razão C/N |
|---|---|---|---|---|
| **03** | 19.888 | 0,4 | 0,14 | 2,9 |
| **43** | 22.778 | 0,4 | 0,06 | 6,7 |
| **186** | 24.248 | 0,4 | 0,07 | 6,0 |
| | **Média** | **0,4** | **0,09** | **5,17** |

### 3.1.4 Análise De Palinofácies

Nas 15 amostras analisadas foi possível observar os três grandes grupos da matéria orgânica (grupo amorfo, grupo fitoclastos e grupo palinomorfos). Ao todo foram contabilizadas 252 partículas pertencentes ao grupo amorfo (3,3%), 4529 ao grupo fitoclastos (60,39%) e 2719 ao grupo palinomorfos (36,24%). Assim, constatou-se que o grupo dos fitoclastos é o mais abundante.

O grupo fitoclastos foi constituído principalmente pelo subgrupo Não Opaco (N.OP) que representou 45% do total da matéria orgânica particulada (MOP) do testemunho. Os fitoclastos opacos representaram 15% do total da MOP do testemunho.

O Grupo Palinomorfos foi caracterizado principalmente por alta porcentagem de elementos marinhos (32% do total da MOP). Os palinomorfos de origem terrestre totalizaram 3,9% do total da matéria orgânica do testemunho.

O Grupo Amorfo é o menos representativo dos três grupos da matéria orgânica (3,4% do total de MOP) do testemunho, sendo representado exclusivamente por Produtos Amorfos caracterizados por um material sem fluorescência, acinzentado, com presença de palinomorfos incrustados.

Após inspeção visual das curvas de distribuição estratigráfica dos três principaisgrupos (figura 12), foi possível identificar três intervalos que serão descritos a seguir:

***Intervalo I (186 a 120 cm; 24.248 anos cal AP - 23.569 anos cal AP)***

Este intervalo foi caracterizado por altos valores de fitoclastos, representados principalmente pelo subgrupo não opaco (NOP), seus valores que variaram entre 27,4% (24.248 anos Cal AP) e 57,2 % em 23.436 anos AP com tendência de aumento ao próximo intervalo. As partículas de maior representatividade dentro deste subgrupo foram os N.OP estriados, os quais apresentaram valores entre 3,6 - 19,6%. A abundância dos fitoclastos opacos foi subordinada principalmente às partículas corroídas, que apresentaram maior abundância (32,8%) na base do intervalo em 24.248 anos Cal AP. (186 cm); no entanto, seus valores diminuem bruscamente em direção ao topo do intervalo, chegando a 4,2%.

O grupo dos palinomorfos foi caracterizado por elementos de origem marinha, em especial, dinoflagelados. O percentual apresentado por esta partícula mais elevado foi 41,6%, registrado em 23.703 anos AP (133 cm) e os menores com 6% na base do intervalo em 24.248 anos AP.

O grupo amorfo foi o menos expressivo. Sua distribuição percentual tende a diminuir bruscamente em direção ao topo do intervalo. Os valores apresentados variaram entre 13% (24.114 anos AP) e 3% (23.703 anos AP).

O parâmetro Fi-COT apresentou o valor de 0,33. Este valor caracteriza um ambiente distal na plataforma, enquanto valores da razão C/N resultaram em 6,0 (tabelas 7 e 8).

Importante ressaltar que este intervalo apresenta uma tendência na diminuição da concentração dos fitoclastos opacos em direção ao intervalo II, enquanto os fitoclastos não opacos tem seu crescimento acentuado.

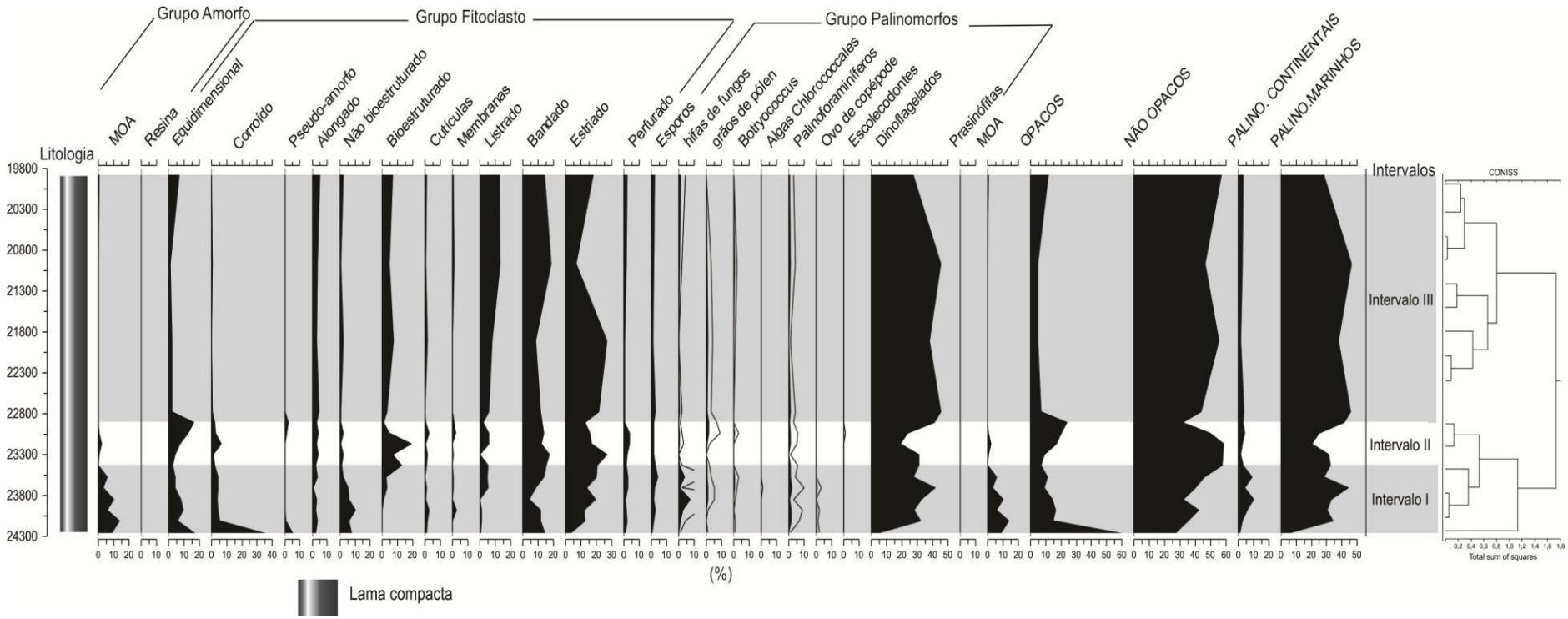



Figura 12. Gráfico com porcentagens de cada componente da matéria orgânica particulada observada no testemunho PC-PRIMA 2. À direita das partículas apresenta-se a porcentagem total dos subgrupos da matéria orgânica, com a delimitação dos intervalos. Gráfico de integração de amostras/profundidades CONISS.

Tabela 8. Teores de Carbono Orgânico Total (COT) e Fitoclastos Totais (Opacos e Não Opacos) para o estabelecimento do parâmetro FI-COT do Testemunho PC-PRIMA2.

| Profundidade (cm) | Idade $C^{14}$ (anos Cal AP) | COT | Fitoclasto Total (%) | Parâmetro Fi-COT |
|---|---|---|---|---|
| **03** | 19.888 | 0,4 | 68,4 | 0,2736 |
| **43** | 22.778 | 0,4 | 50,6 | 0,2024 |
| **186** | 24.248 | 0,4 | 83,6 | 0,3344 |

***Intervalo II (107 a 56 cm; 23.435 - 22.911anos cal. AP, Idades interpoladas)***

O grupo dos fitoclastos se manteve dominante, perfazendo cerca de 50% do total de partículas da palinofácies. O subgrupo não opaco apresentou a maior concentração de todo o testemunho, alcançando o percentual de 58,2% do total da matéria orgânica particulada em 23.169 anos AP. Este subgrupo foi caracterizado por elementos estriados cujos valores estiveram entre 12,6 - 26,6%. As porcentagens dos opacos se elevaram em direção ao topo do intervalo, alcançando 16,2%, acompanhado da diminuição de elementos não opacos (figura 12).

O grupo palinomorfos foi caracterizado por elementos marinhos (dinoflagelados). As porcentagens variaram entre 23,6 - 41%. Importante ressaltar que os picos de abundância deste grupo se mantiveram até 23.302 anos AP (91 cm), quando sofrem diminuição chegando a 19,2% em 23.169 anos AP (78 cm), aumentando gradativamente sua frequência em direção ao topo do intervalo, alcançando 41%.

O grupo da MOA continuou apresentando valores percentuais muito baixos entre 5,6% (em 23.570 anos AP) e 2% (em 23.035 anos AP), similares ao Intervalo I.

***Intervalo III (43 – 0 cm. 22.778 anos cal AP – 19.888 anos cal AP)***

As porcentagens de fitoclastos continuaram elevadas, ainda sendo caracterizada pelo subgrupo não opacos que variaram entre 43,8 % e 56,6% e as partículas estriadas alcançaram valores médios de 6,8% e 27%. Os fitoclastos opacos apresentaram os menores valores de toda a seção, chegando a estar ausente em algumas profundidades. Importante ressaltar que as partículas de maior representatividade do grupo opaco foram os alongados que apresentaram frequências entre 3% e 4,8%.

No grupo palinomorfos, as partículas de origem marinha continuaram sendo as mais representativas, variando entre 27,4%, no topo do intervalo e também topo do testemunho em 19.888 anos Cal AP, e 45,8%, na base do intervalo 22.778 anos AP.

O Grupo Amorfo, neste intervalo, apresentou os menores percentuais do testemunho, 0,6% em 19.888 anos Cal AP. O grupo é representado por partículas sem contornos angulares, sem fluorescência, em estado de degradação avançado, denominada como produto amorfo.

### 3.1.5 Análise De Dinoflagelados

Os dinoflagelados recuperados do testemunho PC – PRIMA 2 foram, em sua totalidade, diversos e abundantes. Ao todo, foram contabilizadas 32 espécies, em sua maior parte muito bem preservadas. Vale ressaltar que algumas espécies ocorreram em todos os níveis estudados. Ao todo, foram contabilizados 300 grãos (cistos) em cada amostra. As concentrações se mantiveram entre 17297 – 837 cisto/$g^{-1}$, sendo que as maiores estão localizadas nas amostras superiores do testemunho, onde o pico mais elevado é o de *Lingulodinium machaerophorum* (4295,6 cistos/ $g^{-1}$) (figura 13).

Os dinoflagelados presentes neste testemunho pertencem, em sua maioria, ao grupo Gonyaulacoides (autotróficos), sendo as espécies mais abundantes: *Lingulodinium machaerophorum* (28,72%), *Tuberculodinium vancampoae* (18,31%), *Spiniferites spp.*(17,42%) e *Operculodinium centrocarpum* (7,03%).

O Grupo dos Peridinióides não chegou a 1% do total de cistos de dinoflagelados contabilizados em toda a seção, sendo os mais abundantes *Selenopemphix nephroides* (0,38%), *Brigantedinium* spp. (0,36%), *Islandinium minutum (*0,13%) e *Ataxiodinium choane* (0,11%).

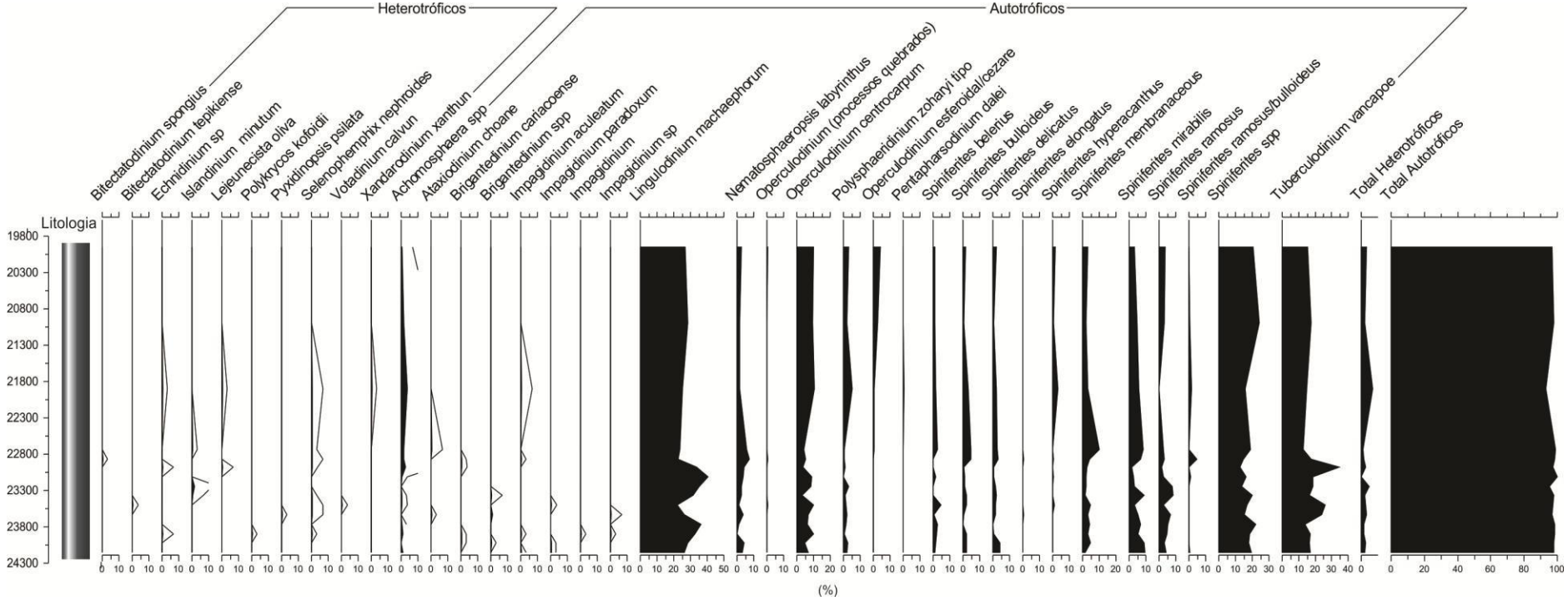



Figura 13. Gráfico de porcentagem dos cistos de dinoflagelados encontrados no testemunho PC-PRIMA2, separados a partir de seus níveis tróficos (autótrofos e heterótrofos). À direita o total de cada grupo trófico.

## 3.2 PC-PRIMA 4

O Testemunho PC-PRIMA 4 foi coletado sob as coordenadas S23º52’53.15’’W42º57’38.78’’ em níveis batimétricos de 155m.

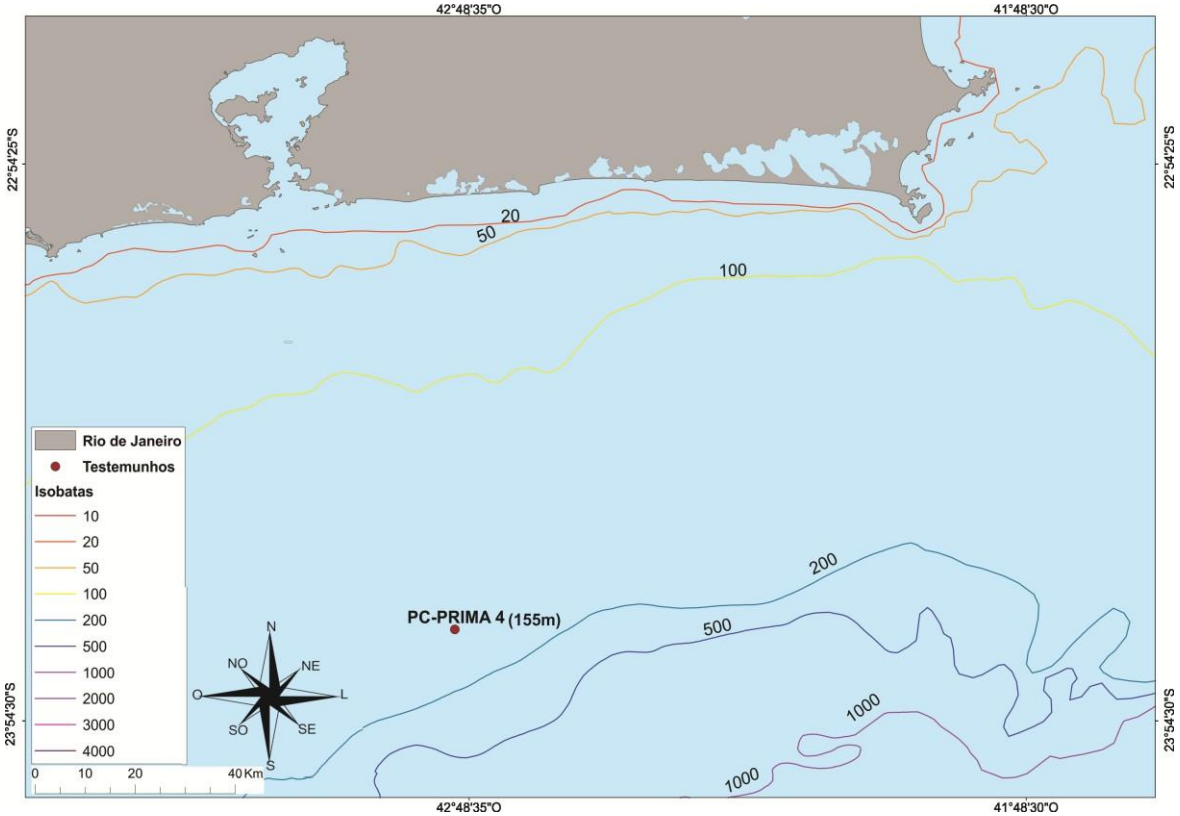



Figura. 14. Mapa de localização da área de estudo com a localização do ponto de coleta do testemunho PC-PRIMA 4 coletado em cota batimétrica 155m. Linhas coloridas indicam cotas batimétricas de áreas adjacentes.

### 3.2.1 Descrição Litológica E Amostragem

O testemunho de 330cm, recuperado da sondagem, apresentou uma litologia arenosa, variando de média a fina com presença de conchas e alguns níveis de lamas compactada. Verificou-se também a presença de concreções a carbonáticas na profundidade entre 80 - 90 cm e Rodolitos (algas calcárias) entre 10 - 40 cm (figuras 15 e 16).

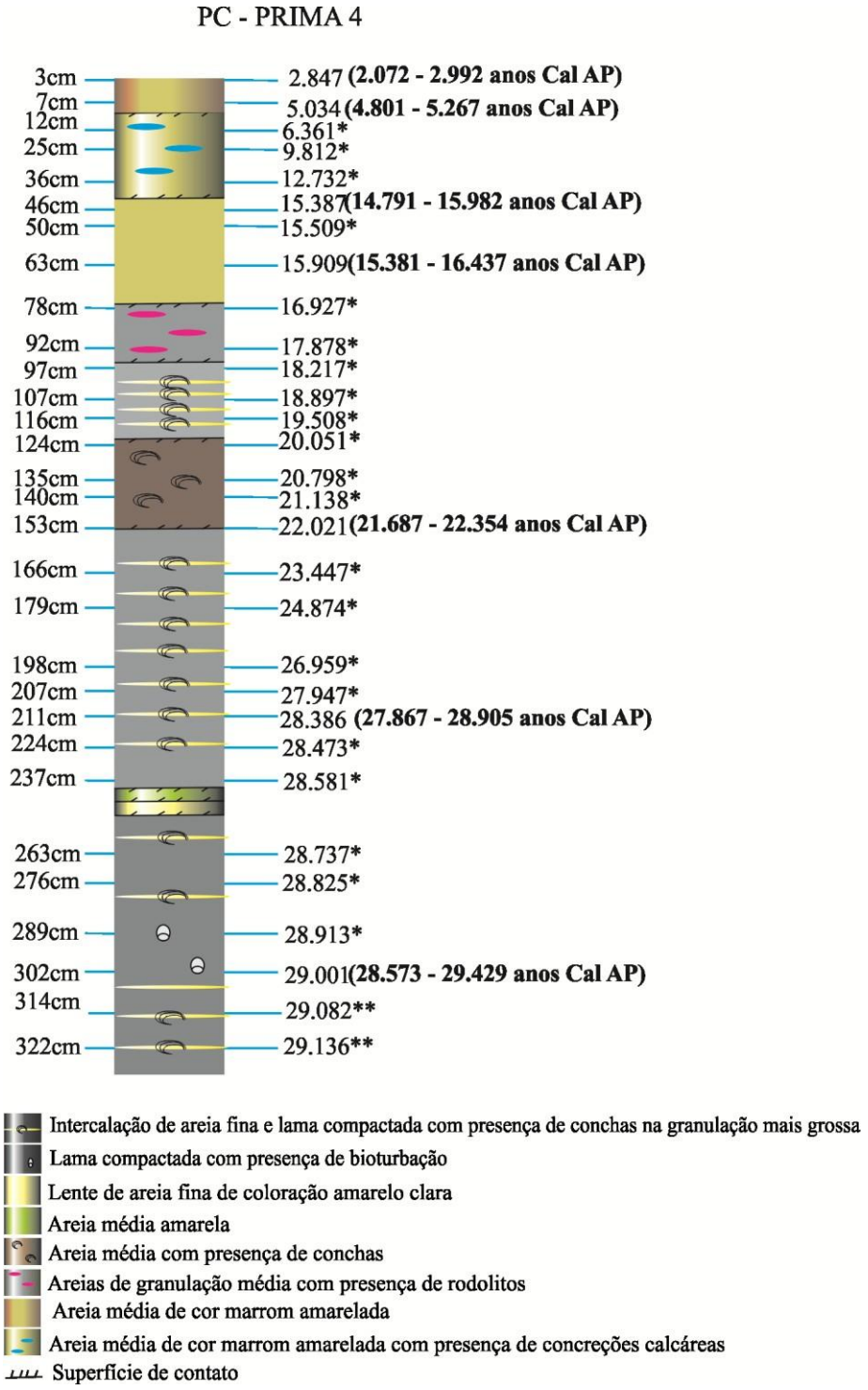



Figura 15. Perfil litológico do Testemunho PC PRIMA 4, mostrando idades obtidas pelo LAC-UFF calibradas pelo programa CALIB 7.0.1 (anos Cal AP.) em negrito, todas as idades medianas atribuídas às amostras, Idades interpoladas (*), idades extrapoladas (**) através do programa TILIA2.0.41 (GRIMM, 1992).

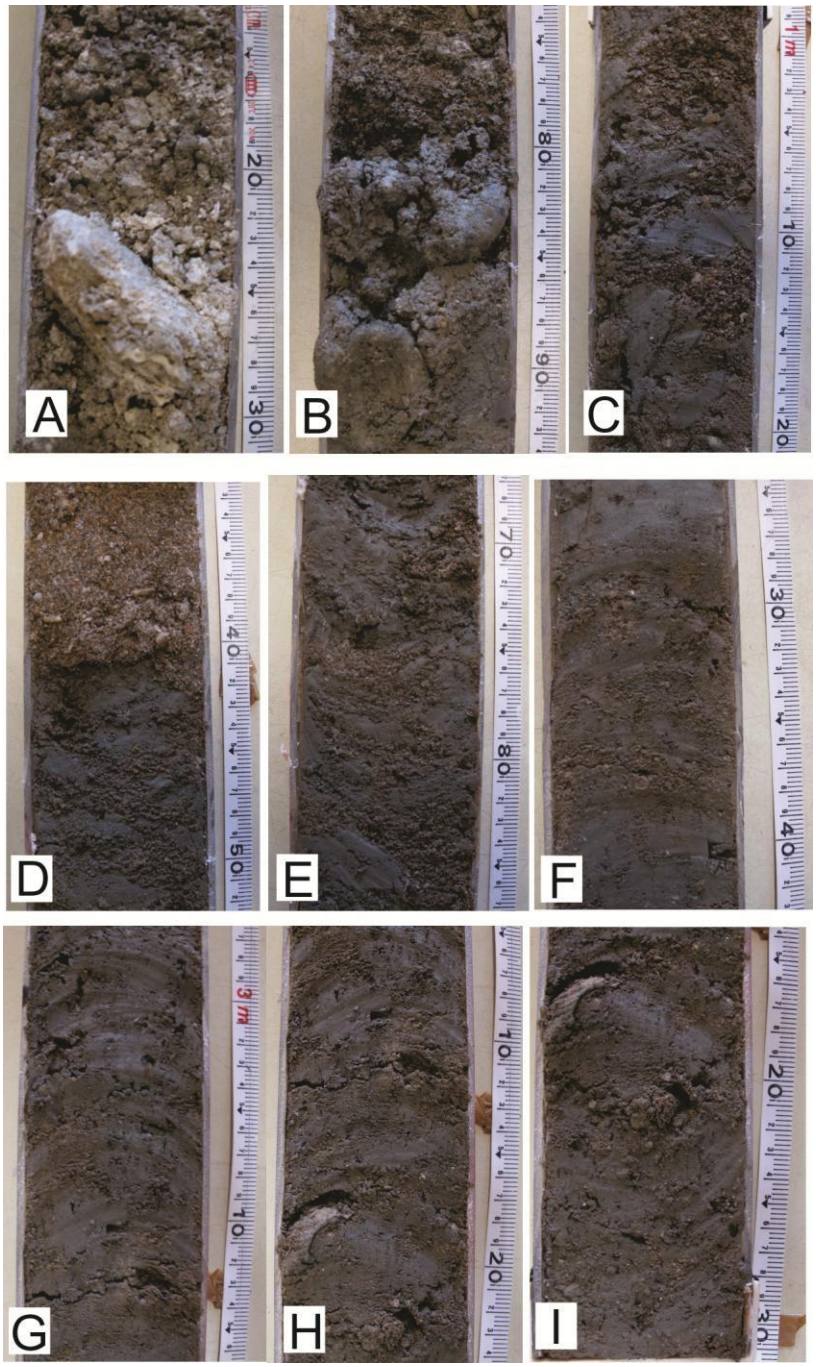



Figura 16. Fotos não sequenciais do testemunho PC-PRIMA4, onde: A: topo do testemunho apresentando litologia grossa com presença de rodolitos. B-C: presença de conchas, rodolitos em contato com areia de granulometria fina. D - I: Presença de laminações de areia fina em areia grossa

### 3.2.2 Datação

Sete amostras foram datadas pelo método AMS $C^{14}$ apresentando um registro do período entre 29.001 anos Cal BP (302 cm) à 2.847 anos Cal AP (topo); (Tabela 12, Figura 20).

As idades para as demais amostras não datadas do testemunho foram obtidas por interpolação e extrapolação linear através do programa TILIA (GRIMM, 1992), conforme Figura 15 e Tabela 9.

Tabela 9. Resultados obtidos na datação por AMS (Accelerator Mass Spectrometry) $C^{14}$. Idades brutas e calibradas pelo programa CALIB 7.0.1. Idades médias utilizadas na descrição do trabalho.

| Profundidade (cm) | Código do Laboratório | AMS $C^{14}$ | CALIB 7.0.1 (Marine 13 . 2sigma) | Idade em anos calibrados BP. (média) |
|---|---|---|---|---|
| **0** | LAC/ UFF 140398 | 2991±53 | 2702-2992 | 2847 |
| **7** | LAC/ UFF 140399 | 4675±82 | 4801-5267 | 5034 |
| **46** | LAC/ UFF 140400 | 13243±170 | 14791-15982 | 15386 |
| **63** | LAC/ UFF 140401 | 13628±165 | 15381-16437 | 15909 |
| **153** | LAC/ UFF 140402 | 18507±117 | 21687-22354 | 20020 |
| **211** | LAC/ UFF 140403 | 24737±249 | 27867-28905 | 28386 |
| **302** | LAC/ UFF 140404 | 25268±182 | 28573-29429 | 29001 |

### 3.2.3 Carbono Orgânico Total (COT) E Nitrogênio Total (NT)

Os valores obtidos nas análises de Carbono Orgânico Total (COT) variaram entre 2,8wt% e 0,2wt%. Resultados da base do testemunho apresentaram valores ≤ 0,4wt%. Valores acima de 1wt% foram obtidos a partir da profundidade 135cm, onde teores atingem o valor de 2,8wt% (46cm).

Os resultados de NT apresentaram porcentagens inferiores a 0,2wt% ao longo do testemunho. Valores entre 0,03wt% e 0,01wt% foram registrados no intervalo entre 153 - 314 cm de profundidade (tabela 10.).

A razão C/N estabelecida para as amostras apresentou valores altos na base do testemunho, na profundidade 314 cm, cujo valor expresso foi 30 e na profundidade 211cm, cujo valor foi 40. As demais amostras apresentaram valores entre 11 e 9.

Tabela 10. Resultados da análise de COT e NT elementares do Testemunho PC-PRIMA 4 e a razão C/N obtida e a média para cada resultado

| Profundidade (cm) | Idade $C^{14}$ (anos Cal AP | Carbono Organico Total (wt%) | Nitrogênio Total (wt%) | Razão C/N |
|---|---|---|---|---|
| **0** | 2847 | 2,2 | 0,2 | 11 |
| **7** | 5034 | 1,8 | 0,1 | 18 |
| **46** | 15386 | 2,8 | 0,3 | 9,3 |
| **63** | 15909 | 1,9 | 0,2 | 9,5 |
| **135** | - | 1,0 | 0,1 | 10 |
| **153** | 20020 | 0,2 | 0,03 | 6,6 |
| **211** | 28386 | 0,4 | 0,01 | 40 |
| **263** | - | 0,3 | 0,03 | 10 |
| **302** | 29001 | 0,3 | 0,04 | 7,5 |
| **314** | - | 0,3 | 0,01 | 30 |
| **Média** | | **1,11** | **0,1** | **15,19** |

### 3.2.4 Análise De Palinofácies

Nas 32 amostras analisadas foi possível observar a presença dos três grandes grupos da matéria orgânica. Foram contabilizadas 3.064 partículas do Grupo Amorfo (20,3% do total da MOP do testemunho), 7.578 partículas do Grupo Fitoclastos (48,2%) e 4.896 do Grupo Palinomorfos (31,3%).

O grupo de fitoclastos foi representado pelo subgrupo opaco, equivalendo a 28,4% do total da matéria orgânica particulada do testemunho. O Subgrupo não opaco apresentou um total de 19% do total da matéria orgânica.

No grupo palinomorfos, os de maior frequência foram os de proveniência marinha que perfizeram 26% do total da matéria orgânica do testemunho, sendo representado por cistos de dinoflagelados.

O Grupo amorfo mostrou um predomínio dos produtos amorfos com um percentual de 20,3 % do total da matéria orgânica do testemunho.

A partir da elaboração de um gráfico de dispersão pela porcentagem de cada partícula, constatou-se que o testemunho PC-PRIMA 4 se dividia em 5 intervalos. Os quais serão descritos a seguir:

***Intervalo I (330 cm a 250 cm, 29.136 – 28.650 anos cal. AP $^{14}C$)***

O intervalo I é composto por uma litologia arenosa onde há a intercalação de uma areia fina com presença de conchas e lama. É caracterizado pela alta percentagem do Grupo Fitoclastos, representados principalmente por partículas Opacas equidimensionais cujos valores estiveram entre 4%, na base do testemunho (29.136anos AP), e 28,4%, no topo do intervalo em 28.650 anos AP. Os fitoclastos N.OP mantiveram frequências entre 20,2% (29.136 anos AP) – 38,2% (28.825 anos AP). As partículas de maior frequência foram as NOP bandadas que variaram entre 4% na base do testemunho (29.136 anos AP) e 11,2% (29.001 anos Cal AP). Outra partícula que apresentou números elevados foi N.OP estriado que alcançou o valor de 14,6% (28.913 anos AP).

A partir dos números totais do Grupo Fitoclastos e os valores de COT, que neste intervalo se mantiveram com o mesmo percentual em todas as medições (0,3wt%), foi possível estabelecer a razão Fi-COT que apresentou valores entre 0.12 e 0,19 (tabelas10 e 11).

Os palinomorfos de maior frequência foram os de origem marinha, representados principalmente por dinoflagelados que apresentaram 14,4% em 29.136 anos Cal AP e 39% em 29.001 anos Cal AP. A segunda partícula do grupo palinomorfosde procedência marinha a apresentar uma frequência significativa foram os palinoforaminíferos, cujos valores se encontram elevados na base com 26,2% em
29.082 anos AP e seguiram diminuindo em direção ao topo com valores variantes entre 21,3% e 14,7% do total de MOP do intervalo (figura 17).

O grupo amorfo foi representado por produtos amorfos que mostraram um total de 32,4% em 29.136 anos AP e diminuíram consideravelmente sua porcentagem (< 9%) nas amostras do meio do intervalo (29.082 – 28.737 anos AP), reiniciando uma tendência de subida em direção ao intervalo II, cujo valor chegou a 17,8%.

Tabela 11. Resultados da razão Fi-COTde obtidos através dos valores de Fitoclasos totais nas profundidades em que foram medidos os valores de COT.

| Profundidade (cm) | Idade Médias Calibrada AP | Fitoclastos totais (%) | COT (wt%) | Fi-COT |
|---|---|---|---|---|
| **3** | 2847 | 7,4 | 2,2 | 0,1628 |
| **7** | 5034 | 24,4 | 1,8 | 0,4392 |
| **46** | 15386 | 24,8 | 2,8 | 0,6944 |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| **63** | 15909 | 5,4 | 1,9 | 0,1026 |
| **135** | - | 91,4 | 1 | 0,914 |
| **153** | 20020 | 69,4 | 0,2 | 0,1388 |
| **211** | 28386 | 17,6 | 0,4 | 0,0704 |
| **263** | - | 63,4 | 0,3 | 0,1902 |
| **302** | 29001 | 41,6 | 0,3 | 0,1248 |
| **314** | - | 47,6 | 0,3 | 0,1428 |

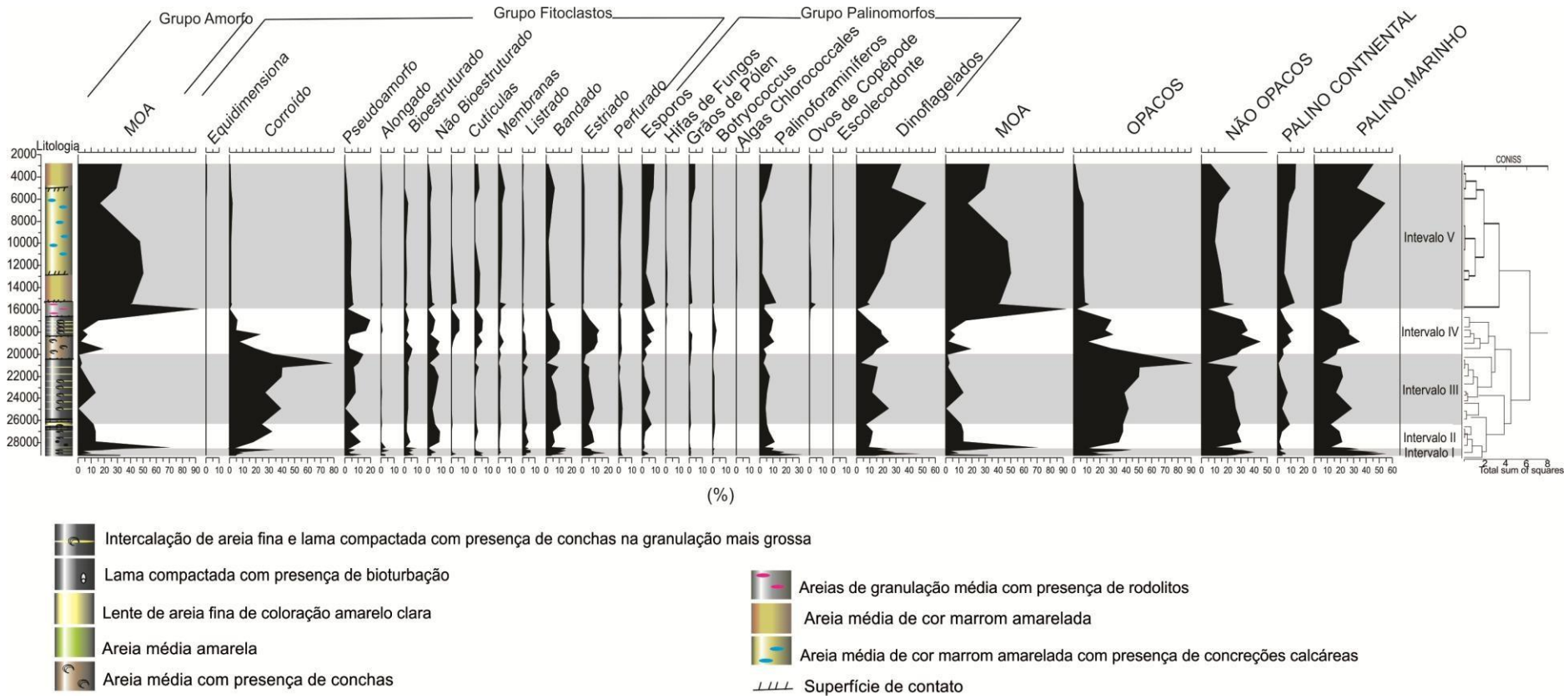



Figura 17. Gráfico com porcentagens de cada componente da matéria orgânica particulada observada no testemunho PC-PRIMA 4. À direita das partículas apresenta-se a porcentagem total dos subgrupos da matéria orgânica, com a delimitação dos intervalos. Gráfico de integração de amostras/profundidades e CONISS.

.

***Intervalo II (240 cm a 207 cm: 28.582 – 27.947 anos calibrados AP)***

Este intervalo é representado pela considerável abundância do Grupo Amorfo, representado por partículas amorfizadas, de coloração acinzentada e sem fluorescência. Seus valores percentuais são elevados nas idades 28.474 anos AP – 36,8% e 65,2% em 28.386 anos AP. Na idade 28.680 anos AP (topo do intervalo) os percentuais diminuem para 17,8%.

O Grupo dos Fitoclastos foi representado pelo subgrupo NOP, caracterizado por partículas bandadas que apresentaram valores relativamente altos na base do intervalo - entre 13,6% e 14,8% em 28.582 anos AP e 28.474 anos AP, respectivamente - seguido de queda em direção ao topo do intervalo, apresentando o valor 6,4% em 27.947anos AP. O subgrupo Opaco foi representado por partículas equidimensionais, cujos valores estiveram entre 1,2% em 28.474 anos AP e 17,8% no topo do intervalo. O parâmetro FI-COT estabelecido para este intervalo apresentou o valor 0,07 (tabelas 10 e 11).

As partículas de proveniência marinha, como os dinoflagelados e palinoforaminíferos, representaram o Grupo Palinomorfos. A Frequência de dinoflagelados foi maior na base do intervalo, cujo valor apresentado foi 21,2%, seguido de uma diminuição ao topo do intervalo de 10,6%. Os palinoforaminíferos apresentaram valores quase invariáveis ao longo do intervalo (10 – 10,8%). Em 28.386 anos AP, o valor decai bruscamente (2,8%) e retorna a se elevar ao topo do intervalo (figura 17).

***Intervalo III (198 cm a 135 cm, 26.959 – 20.799 anos cal ap)***

Os fitoclastos opacos perfizeram as maiores frequências para este intervalo,sendo representados pelas partículas corroídos cujos valores estiveram entre 32,2% na base do intervalo em 26.959 anos AP. No topo do intervalo, em 20.799 anos AP, suas porcentagens elevaram para 76,8% (Figura 17).

O Grupo Palinomorfos foi representado pelos dinoflagelados cujos valores variaram entre 2,8 – 24,4%, estando o menor valor 2,8% presente no topo do intervalo em 20.799 anos AP.

Os valores totais do Grupo Amorfo foram representados por partículas amorfizadas com fluorescência cujos valores foram diminuindo rumo ao topo do intervalo. A amostra 199cm de 26.959 anos AP apresentou 13% de partículas

amorfizadas. Essa porcentagem diminuiu para 2,8% no topo do intervalo identificado pela profundidade 135cm de 20.799 anos AP.

***Intervalo IV (124 cm -78 cm, 20.052 - 16.928 anos cal AP.)***

O intervalo IV é caracterizado pelo retorno da dominância de partículas NOP que, a partir da base do intervalo, apresentou aumento em sua frequência, chegando a perfazer 44% do total da matéria orgânica em 18.897 anos AP. As partículas que caracterizam os NOP neste intervalo são as estriadas, variando entre 2,8% (20.052 anos AP) e 12,8% (17.808 anos AP), e as bandadas, cujos valores ficaram entre 4% no topo do intervalo (16.928 anos AP) e 10,2% em 19.508 e 18.897 anos AP. Os fitoclastos opacos foram dominados por partículas equidimensionais que apresentaram uma tendência de diminuição desde o intervalo anterior com 33,6% na base do intervalo (20.052 anos AP) e 5,8% no topo a 16.928 anos AP.

O Grupo Palinomorfos é ainda representado pelas partículas de origem marinha, sendo os dinoflagelados os mais abundantes. Os valores de percentagem de dinoflagelados advindos do intervalo anterior tendem a aumentar ao longo do intervalo, apresentando a porcentagem de 24,2% em 18.897 anos AP. Os palinoforaminíferos apresentaram valores baixos na base do intervalo (2,6%), porém tiveram seus valores elevados em direção ao topo. Importante ressaltar que neste intervalo há um aumento dos valores de partículas continentais. Suas porcentagens apresentaram uma tendênciade elevação em direção ao topo do intervalo, e variaram entre 3,2% em 20.052 anos AP e chegando a 11,6% em 17.878 anos AP. Os palinomorfos de origem continental são representados por esporos cujos valores variam entre 1,6% e 6,6%.

O Grupo Amorfo foi caracterizado por partículas amorfas com fluorescência e seus valores variaram entre 0,6 – 18,6%. O topo do intervalo (16.928 anos AP) apresentou o valor 15,2%.

***Intervalo V (63 -0 cm, 15.909 – 2847 anos cal AP )***

O intervalo V foi caracterizado pela alta frequência do Grupo Amorfo, representado principalmente por partículas de “MOA” (amarelo alaranjado com presença de palinomorfos inclusos e com uma parca fluorescência) a qual perfez 89,4% do total da MOP na base do intervalo em 15.909 anos AP. A partícula manteve seus

valores elevados até 9.812 anos AP, onde seus valores decresceram, chegando a 16,6% em 6.361 anos AP e após a baixa porcentagem, houve uma tendência de elevação de sua porcentagem (29,2 – 33,2%) em direção ao topo do intervalo em 2.847 anos AP.

O segundo grupo a apresentar maiores porcentagens foram os Palinomorfos, que ainda, como em todo o testemunho foram dominados por material de proveniência marinha. Os dinoflagelados apresentaram valores muito baixos nas amostras de base do intervalo, ausentes em 15.909 anos AP. Nas amostras subsequentes, os valores estiveram entre 7,8 – 9,5% em 15.387 e 15.510 anos AP, respectivamente. A partir de 12.732 anos AP, a frequência de dinoflagelados tende a aumentar chegando a representar 52,6% do total de MOP em 6.361 anos AP. Interessante ressaltar que neste intervalo as partículas de proveniência continental aumentaram seus valores, sendocaracterizados por esporos, cujos estiveram entre 0,8 e 9,4%, e grãos de pólen, apresentando valores entre 0 e 4% ao longo do intervalo.

O Grupo Fitoclasto foi representado pele subgrupo N.OP onde as porcentagens variaram entre 3,6 – 23,3%. As partículas N.OP bandadas e as membranas apresentaram os maiores percentuais do Grupo. As bandadas apresentaram valores percentuais entre 0,4 – 6,6% e as membranas apresentaram percentuais entre 1,6 – 5,6% ao longo do intervalo. O subgrupo Opaco foi representado por partículas corroídas cujos valores decresceram rumo a topo do intervalo (6,3% em 15.550 anos AP e 0,2% em 2.847 anos AP).

### 3.2.5 Análise De Dinoflagelados

Ao todo foram contabilizados 5.430 cistos, identificados em 59 espécies e 7 gêneros. Procurou-se contabilizar 300 cistos de dinoflagelados em cada amostra. Os cistos de dinoflagelados foram observados em toda a seção de forma abundante e geralmente em bom estado de preservação. A concentração de cistos variou de 10851 – 23 cistos/$g^{-1}$ estando a maior concentração entre as profundidades 270 – 110 cm.

Os cistos foram representados em maior número pelo grupo gonyaulacóide onde *Spiniferites sp., Tuberculodinium vamcampoae, Lingulodinium machaerophorum, Operculodinium centrocarpum* se destacaram em maior porcentagem.

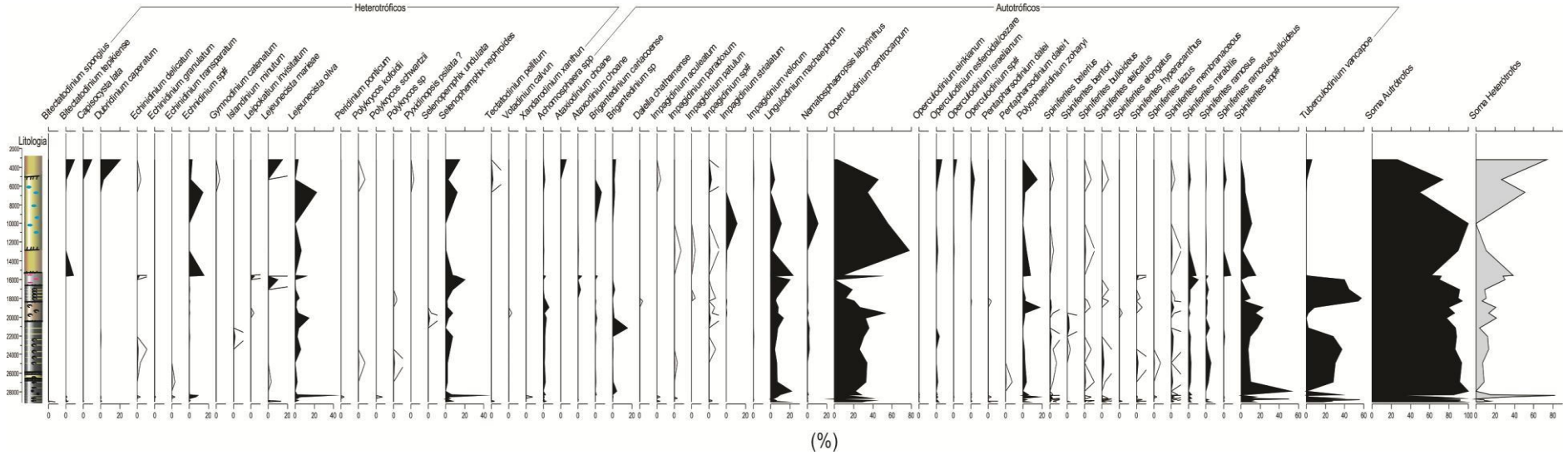



Figura 18. Gráfico de porcentagem dos cistos de dinoflagelados encontrados no testemunho PC-PRIMA 4, separados a partir de seus níveis tróficos (autótrofos e heterótrofos). À direita o total de cada grupo trófico.

Observando o gráfico de dispersão ao longo do testemunho (figura 18), nota-se que as maiores concentrações de *Spiniferites sp*. e *T. vamcampoae* estão entre 29.136 anos cal AP. e 15.510 anos cal AP. A partir de 15.510 anos cal AP., os cistos de *L. machaerophorum* e *Selenopemphyx nefroides* apresentam um leve aumento em seu número entre 19.508 anos AP. e 15.387 anos AP em equivalência ao quase desaparecimento de *T. vamcampoae*. Os picos de *O. centrocarpum*, a partir de 15.387 anos AP, aumentam significativamente em direção ao topo chegando a representar 77% do total de cistos.

## 3.3 PC-SEC 1

O testemunho de 1.96m foi coletado na plataforma continental do Rio de Janeiro, próximo a Arraial do Cabo, em cotas batimétricas de 121 m sob as coordenadas S 23°11’50,686 O 42°2’48,214.

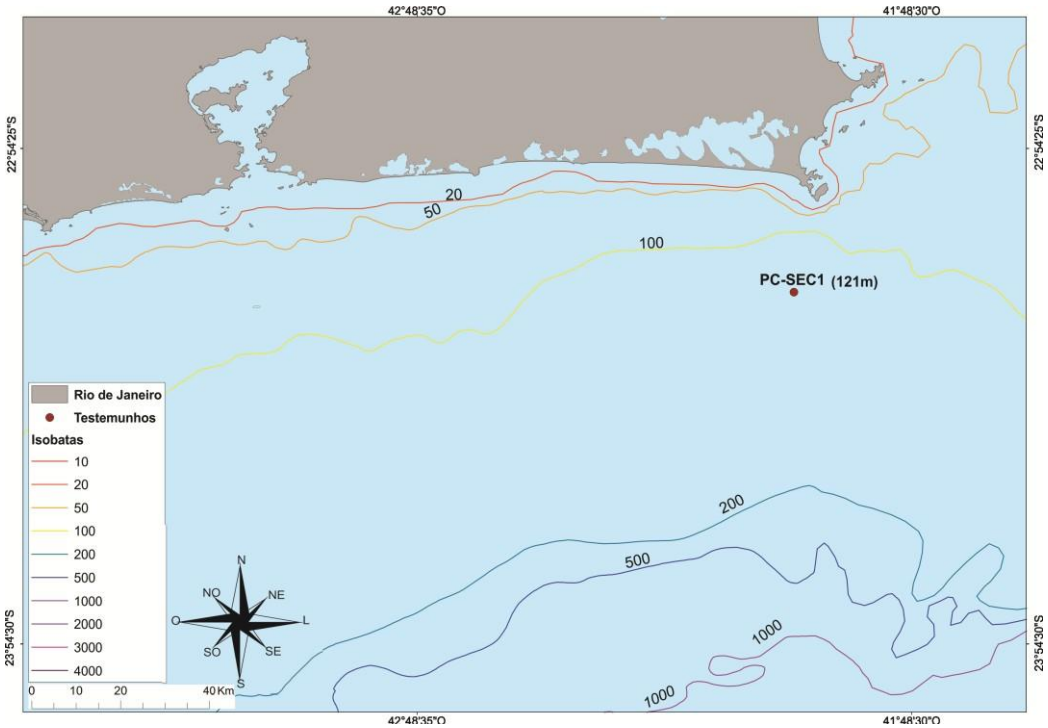



Figura 19. Mapa de localização da área de estudo com a localização do ponto de coleta do testemunho PC-SEC1 coletado em cota batimétrica 155m. Linhas coloridas indicam cotas batimétricas de áreas adjacentes.

### 3.3.1 Descrição litológica e Amostragem

O testemunho apresentou litologia composta por areias de granulação média entre 0 e 29 cm, seguido de uma areia muito fina até 35 cm. Uma lente de areia lamosaé encontrada entre 35 - 50 cm. A partir de 50cm até a base (196cm), a litologia é composta por uma areia muito fina lamosa.

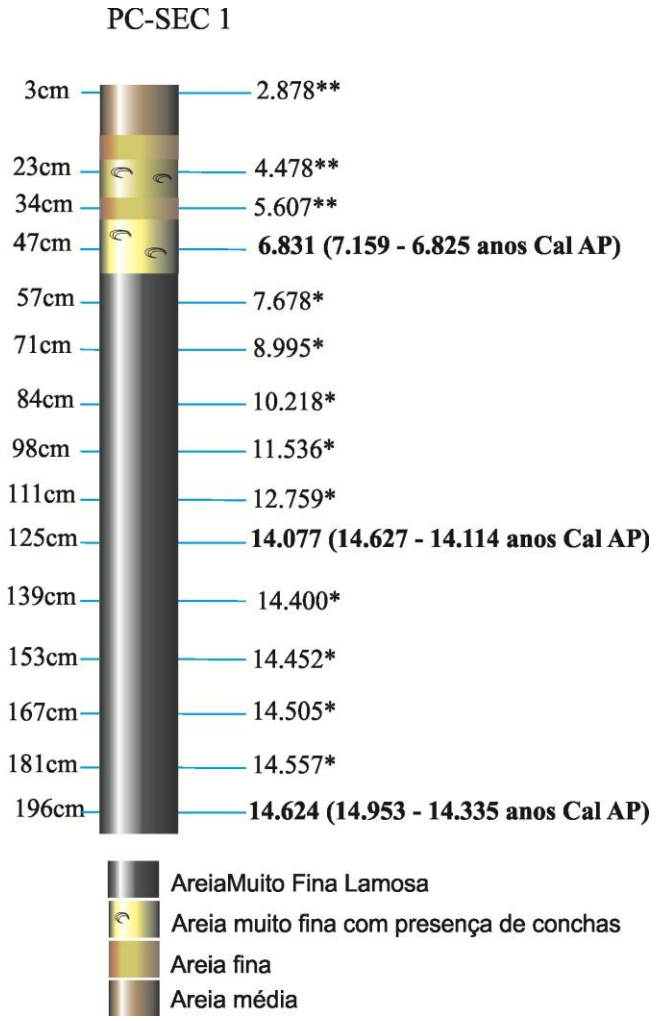



Figura 20. Perfil litológico do Testemunho PC SEC 1 mostrando idades obtidas pelo LAC-UFF calibradas pelo programa CALIB 7.0.1 (anos Cal AP.) em negrito, todas as idades medianas atribuídas às amostras, Idades interpoladas (*), idades extrapoladas (**) através do programa TILIA2.0.41 (GRIMM, 1992).

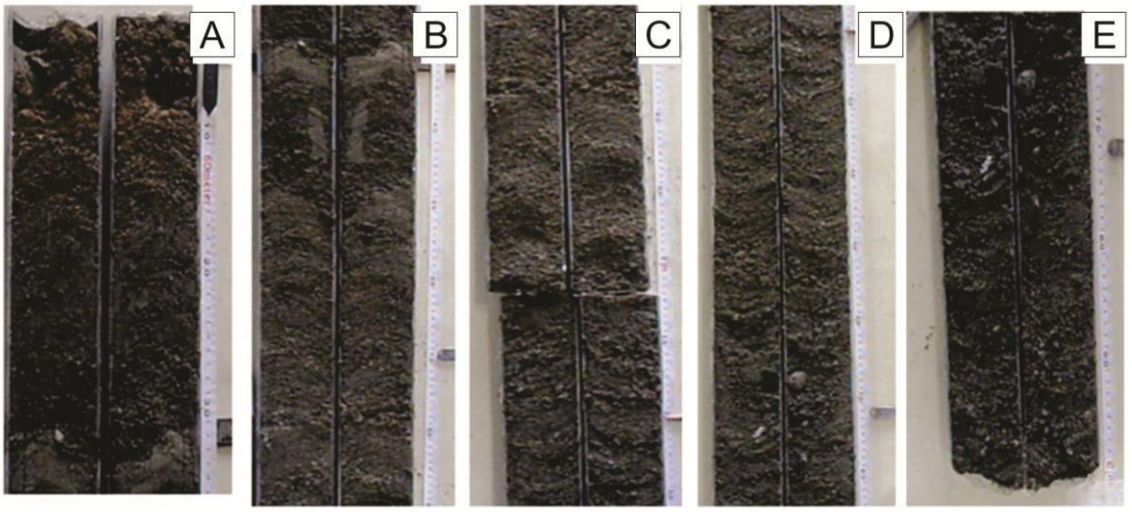



Figura 21. Fotos não sequenciais do testemunho PC-SEC1 mostrando o topo do testemunho, composto por areias de granulometria média, A, B e C) – laminações de lama e areias finas, D e E)- Areia de granulometria média com presença de conchas.

### 3.3.2 Datação

Quatro amostras foram datadas pelo método AMS $C^{14}$, apresentando um registro do período entre 14.624 anos Cal BP (196 cm) à 6.831 anos Cal AP (Tabela 12, Figura 20). As idades calibradas foram convertidas em idades médias, interpoladas e extrapoladas através do programa TILIA (GRIMM, 1992), conforme Figura 20, Tabela 12.

Tabela 12. Dados do laboratório LAC/UFF, idades obtidas pela técnica de AMS $C^{14}$, idades obtidas pelo programa Calib 7.0.1 com as idades médias adotadas neste estudo.

| Profundidade (cm) | Código do laboratório | Idade AMS $C^{14}$ | CALIB 7.0.1 (Marine 13) . 2sigma | Idade cal AP (média entre as idades) |
|---|---|---|---|---|
| **7** | Não obtida | Não obtida | Não obtida | Não obtida |
| **44** | LAC/UFF 150259 | 8318±49 | 7.159 – 6.825 | 6.831 |
| **122** | LAC/UFF 150260 | 13885±73 | 14.627 – 14.114 | 14.077 |
| **196** | LAC/UFF150258 | 14070±84 | 14.953 – 14.335 | 14.624 |

### 3.3.3 Carbono Orgânico Total (COT) E Nitrogênio Total (NT)

As análises de *Carbono Orgânico Total* (COT) *e Nitrogênio Total* (NT) foram realizadas em quatro amostras coletadas em níveis estratigráficos importantes (Tabela 13). Os valores médios de COT foram relativamente baixos alcançando média total de 1,1wt%. A análise de NT apresentou valores negativos no topo do testemunho (-0,09

wt%) e nas profundidades subsequentes os valores foram 0,19wt% (47 cm) e 0,12wt% (125 e 196 cm) com valores médios de 0,08 wt %. A razão C/N obtida alcançou uma média de 1,01.

Tabela 13. Resultados da análise de carbono orgânico e nitrogênio total. A razão C/N de cada amostra analisada e a média de cada medição.

| Profundidade (cm) | Idade Cal AP. | Carbono (%) | Nitrogênio (%) | Razão C/N |
|---|---|---|---|---|
| **3** | Não obtida | 1,37 | -0,09 | 1,40 |
| **47** | 7.019 | 1,26 | 0,19 | 1,22 |
| **125** | 14.359 | 0,88 | 0,12 | 0,90 |
| **196** | 14.624 | 0,89 | 0,12 | 0,90 |
| | **Média** | 1,10 | 0,08 | 1,10 |

### 3.3.4 Análise De Palinofácies

Foram analisadas 16 amostras retiradas ao longo do testemunho. Cerca de 7.500 partículas foram contabilizadas. Dentre elas, pode-se observar a dominância de material amorfo um total de 4153 indivíduos (55,3%), seguido de 2009 de fitoclastos (26,3%) e 1338 palinomorfos (17,8%). Constatou-se que o Grupo Amorfo apresentou maior abundância.

O Grupo Fitoclastos apresentou a segunda maior abundância sendo representado principalmente pelo subgrupo Opaco que perfizeram 16% do total da MOP do testemunho PC-SEC1. As partículas que representaram o grupo opaco foram as equidimensionais que equivaleram a 8.6% do total da MOP.

O Grupo Palinomorfos foi caracterizado por partículas de origem marinha, onde os palinoforaminíferos perfizeram o maior número (8.4%), seguido de 5,6% de cistos de dinoflagelados.

Os dados percentuais foram transformados em gráficos de dispersão e a partir da observação das curvas pode-se dividir o testemunho em três intervalos que serão descritos a seguir (Figura 22):

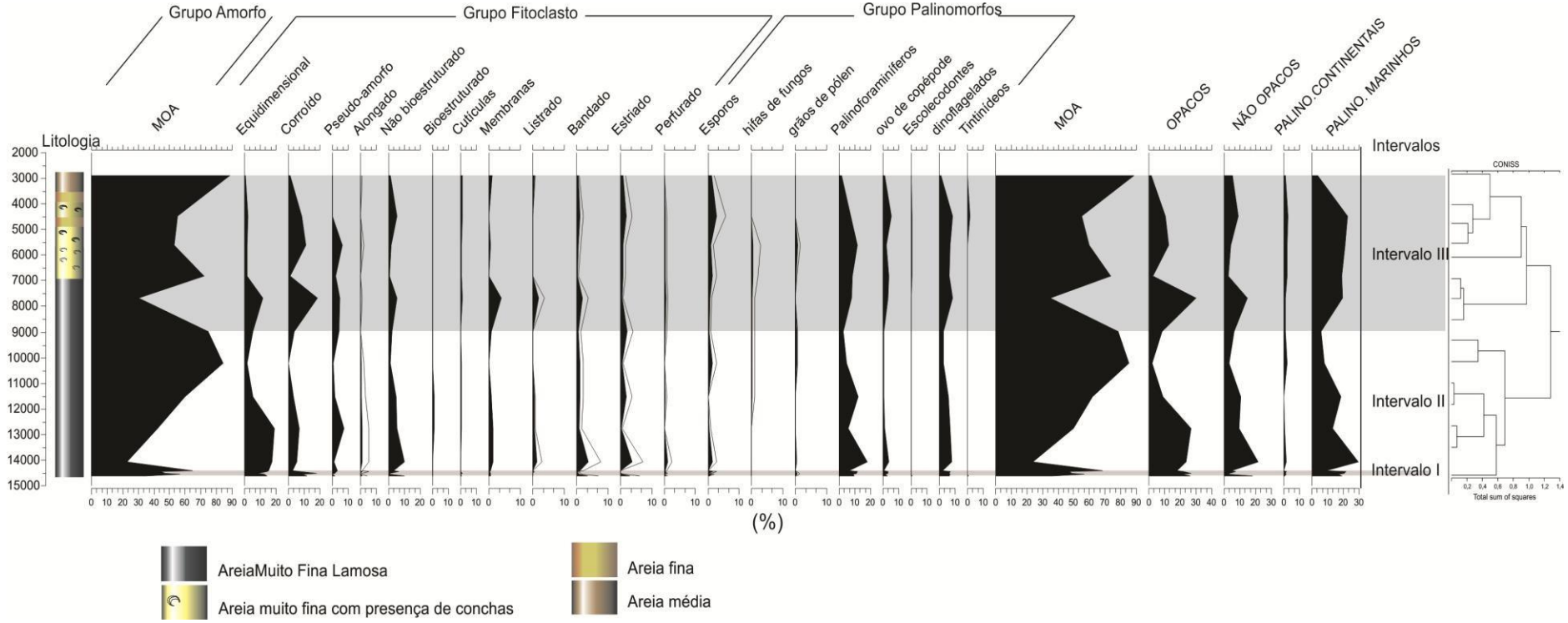



Figura 22. Gráfico com porcentagens de cada componente da matéria orgânica particulada observada no testemunho PC-SEC 1. À direita das partículas apresenta-se a porcentagem total dos subgrupos da matéria orgânica, com a delimitação dos intervalos. Gráfico de integração de amostras/profundidades e CONISS

***Intervalo I (196 – 139cm. 14.624 – 14.400 anos cal AP)***

O intervalo I constituído por uma areia muito fina lamosa. As análises de COT e NT desta zona apresentaram os valores 0,89 wt% e 0,12 wt%, respectivamente. O parâmetro de Fi-COT para este intervalo obteve o valor médio de 0,9. Este intervalo apresentou abundância do Grupo Amorfo que perfez 49,64% do total de partículas da zona, seguidos de 31,88% de Fitoclastos e 18,48% de Palinomorfos (tabela 13 e 14).

Tabela 14. Resultados da razão Fi-COTde obtidos através dos valores de Fitoclasos totais nas profundidades em que foram medidos os valores de COT.

| Profundidade (cm) | COT (WT%) | Grupo Fitoclasto (%) | Razão Fi-COT |
|---|---|---|---|
| **7** | 1,37 | 7 | 0,0959 |
| **45** | 1,26 | 7 | 0,0882 |
| **122** | 0,88 | 46,2 | 0,40656 |
| **196** | 0,89 | 45,4 | 0,40406 |

O grupo Amorfo, o mais representativo do testemunho, apresentou menor porcentagem com cerca de 35% na base deste intervalo 14.624 anos AP, acompanhada de uma rápida elevação 56,6% (178 cm – 14.556 anos AP) que posteriormente sofre uma variação e eleva-se em direção ao topo do intervalo que apresenta a porcentagem de 64,8% (136 cm).

O grupo Fitoclasto foi caracterizado por elementos opacos cuja porcentagem apresentou pouca variação ao longo do intervalo (28% – 21%). Este subgrupo foi caracterizado por elevados índices de elementos corroídos e equidimensionais, cujos valores estiveram entre 17,8% - 2,6% e 17,6% - 8,6% respectivamente. O subgrupo não opaco apresentou elevada porcentagem na base do intervalo (17,8%) e seguido de uma redução drástica em seus valores (4,8% – 3,2%) até o topo, onde apresentou uma rápida elevação (21,6%).

O Grupo dos Palinomorfos foi caracterizado pela abundância de elementos marinhos, especialmente os palinoforaminíferos, que apresentaram valores porcentuais que variaram entre 18% - 6,4%, seguido de dinoflagelados que apresentaram valores entre 8% - 6,8%. Nota-se que as curvas de palinoforaminíferos e dinoflagelados se comportaram de forma semelhante ao longo do intervalo, e que suas porcentagens se mantiveram relativamente constantes até 150 cm onde ocorre o decaimento de seus valores que vão de 11,4% para 6,4% de palinoforaminíferos e de 6,8% para 2,2% de

dinoflagelados. Após este registro é observado um pequeno aumento - 18% e 8% respectivamente.

***Intervalo II (125 – 71 cm, 14.077 – 8.995 anos cal AP)***

Este intervalo é constituído, assim como o intervalo anterior, por uma areia lamosa muito fina. Os níveis de COT foram de 0,88wt% e os valores de NitrogênioTotal foram de 0,12wt% a razão C/N obtida desses resultados foi de 0,90. A razão Fi- COT foi de 0,4 (tabela 13 e 14).

O Grupo Amorfo, constituído somente por MOA sem fluorescência, apresentou frequências relativamente altas no meio do intervalo e sofreu brusca queda entre as profundidades 136 cm (14.400 anos AP) e 122 cm (14.076 anos AP), retomando sua porcentagem elevada em direção ao topo do intervalo. Os valores percentuais variaram entre 85% e 61,8 %.

O grupo dos fitoclastos, caracterizado principalmente por partículas opacas equidimensionais com 17,6% em 14.076 anos AP a 1,8% 10.218 anos AP e corroídas 7% 12.759 anos AP a ausência em 84 cm. O grupo apresentou alta porcentagem na basedo intervalo, a qual se elevou em 14.076 anos AP quando os valores chegam a 23,6%, seguido de um decaimento em direção ao topo (6,2%). O subgrupo não opacos apresentou menor frequência na base do intervalo. Os valores advindos do intervalo anterior se elevam em 14.076 anos AP, chegando a representar 21,6% do total de MOP desta profundidade. A frequência de não opacos a partir de 12.759 anos AP decai gradualmente em direção ao topo do intervalo, chegando a valores percentuais entre 6,2% e 3% (figura 22).

O Grupo dos Palinomorfos foi caracterizado pela presença de elementos de procedência marinha, principalmente palinoforaminíferos que apresentaram valores entre 18% e 2,6%. A frequência deste grupo acompanha as porcentagens do grupo fitoclastos, onde os maiores valores se encontram na base do intervalo, seguido de um decaimento de seus valores percentuais em direção ao topo.

***Intervalo III (57 – 3cm, 7.678 – 2.878 anos cal AP)***

Os valores de COT obtidos neste intervalo são 1,26wt% em 47 cm e 1,37wt% em 3 cm, as percentagens de NT são 0,19wt% e o valor negativo de -0,09wt%. A razão

C/N apresentou os valores de 1,22 e 1,40. Os valores do parâmetro Fi-COT foram 0,08 (47 cm) e 0,09 em 2.878 anos AP (tabelas 13 e 14).

O Intervalo tem sua litologia composta de uma lama calcária entre as profundidades 68 a 50 cm; de 50 – 35 cm observa-se a presença de conchas; de 35 – 30 cm uma camada de areia fina; de 30-15 cm há a presença de uma areia muito fina com conchas; e de 15 cm ao topo é composta por uma areia média.

A base do intervalo é caracterizada pelo aumento da frequência de MOA advindo do intervalo anterior. Estes valores sofrem uma queda a 7.677 anos AP (30,2%)e, em sequência, tem sua abundância elevada para 71,8% em 45 cm (6.830 anos AP), que segue em constante crescimento no topo do intervalo.

O Grupo fitoclastos foi marcado pela presença do subgrupo opacos, cujos valores percentuais estiveram entre 30,2% na base da zona e 2% no topo. Os picos de fitoclastos, opacos e não opacos, se comportaram de maneira semelhante neste intervalo, onde os valores se elevam nas idades 7.677 anos AP (35% e 12,6% respectivamente) e seguidamente decaem rapidamente (4,8% e 2,4% respectivamente),e variam seus valores até manter relativamente estável em direção ao topo do intervalo (figura 22).

O Grupo dos palinomorfos apresentou maiores concentrações nesta zona, chegando a representar cerca de 18% do total da MOP do intervalo. Os elementos mais representativos foram os marinhos com 17,2% do total da seção, com maior abundância de palinoforaminíferos (7% da seção), seguidos de 6,16% de dinoflagelados. Seus picos foram baixos na interseção com a zona anterior e seu aumento foi crescente ao longo do intervalo.

### 3.3.5 Análise De Dinoflagelados

Ao todo foram identificadas 36 espécies de cistos de dinoflagelados e 7 gêneros em sua maioria muito bem preservadas. Foram contabilizados 4184 cistos e suas concentrações estiveram entre 2.540 - 191 cistos/$g^{-1}$ sendo o maior número localizado no topo do testemunho. Os cistos de dinoflagelados mais abundantes deste testemunho foram *Operculodinium centrocarpum, Polysphaeridium zoharyi, Spiniferites ramosus, Selenopemphix nefroides e Spiniferites sp.* Os valores obtidos pela razão P/G foram -1, com exceção da amostra 153 cm (14.452 anos AP) cujo valor foi -2, porém sendo

interpretado da mesma forma dos demais como uma dominância do grupo Gonyaulacóide (Figura 23).

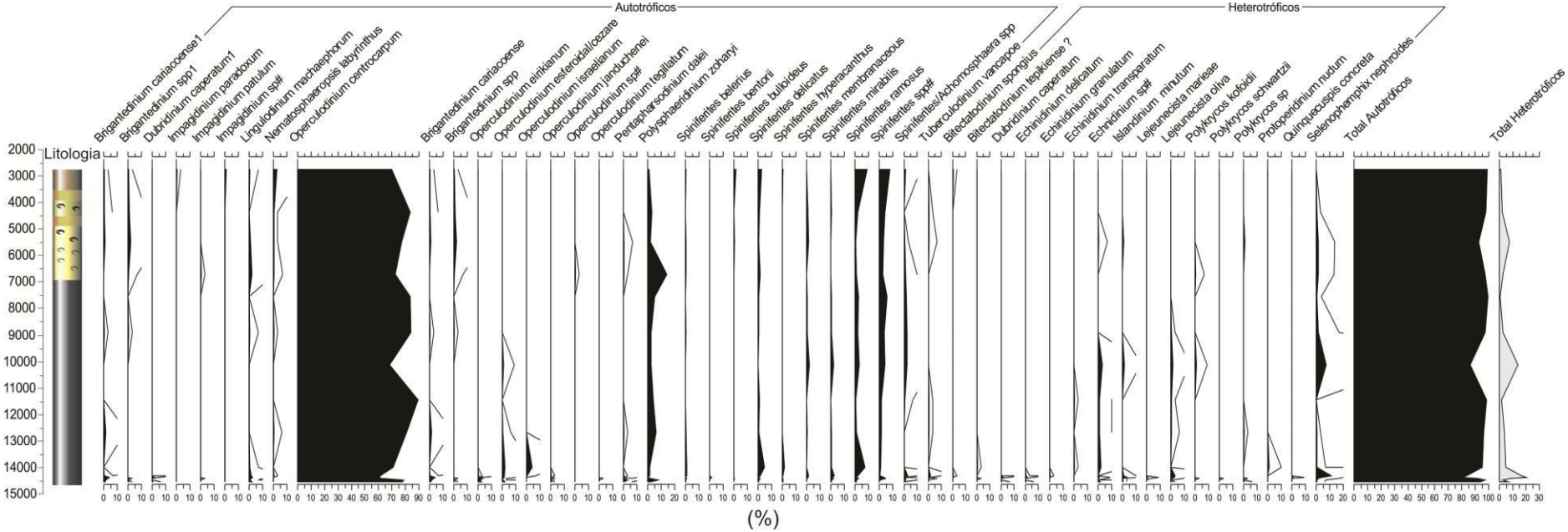



Figura 23. Gráfico de porcentagem dos cistos de dinoflagelados encontrados no testemunho PC-SEC 1, separados a partir de seus níveis tróficos (autótrofos e heterótrofos). À direita o total de cada grupo trófico. Espécies de menor frequência apresentam picos com linha de exagero.

# 4 DISCUSSÃO

Os resultados das análises dos três testemunhos estudados nesta tese revelaramos principais processos ambientais dos últimos 30.000 anos AP, sendo este, um período em que mar estava provavelmente entre 100 e 130m abaixo do nível do mar atual (WRIGHT *et al.,* 2009), em decorrência do final do UMG (29.000 – 18.000). A plataforma continental brasileira estava quase totalmente exposta, com a presença de ambientes de transição (*ex.* mangues, praias, restingas e lagunas).

Optou-se neste capítulo discutir cada testemunho e seus diferentes intervalos em separados. As porcentagens de cada intervalo observado foram plotados em gráfico ternário de Tyson (1993; 1995) e Zobaa *et al.,* (2015) para a interpretaçãopaleoambiental de ambientes marinhos proximais e distais. Posteriormente, optou-se porintegrá-los em um gráfico composto para melhor observação do comportamento da matéria orgânica particulada ao longo do tempo estudado. Para o gráfico composto, obtido a partir da integração dos três grandes grupos da matéria orgânica dos três testemunhos analisados, considerou-se as idades calibradas, interpoladas e extrapoladas (Tabela 15).

A razão P/G obtida em todas as amostras dos testemunhos apresentaram resultados quase similares ao longo dos três testemunhos (Tabela 16). As mudanças no nível do mar e das condições ambientais podem não se refletir claramente nos registros de cistos de dinoflagelados (LEWIS *et al.,* 1990).

Tabela 15. Valores percentuais da matéria orgânica particulada dos testemunhos PC- PRIMA2, PC PRIMA4 e PC SEC1 integrados por idade. Teores de COT.

| | Eventos | Age | Testemunhos | COT % | NT% | Razão C/N | MOA | OPACOS | NOPACOS | PALINO CONT | PALINOMAR |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Holoceno | | 2847 | PR 4 | 2,2 | 0,2 | 11 | 33,6 | 0,8 | 6,8 | 13,6 | 45,2 |
| | | 2878 | SE 1 | 1,3 | -0,09 | 1,4 | 88,4 | 1,8 | 5 | 1,0 | 3,8 |
| | | 4478 | SE 1 | | | | 55,2 | 10,4 | 9 | 2,8 | 22,6 |
| | | 5034 | PR 4 | 1,8 | 0,1 | 18 | 29,6 | 3,6 | 21,6 | 13,0 | 32,2 |
| | | 5607 | SE 1 | | | | 59,6 | 12,8 | 4,2 | 2,2 | 21,2 |
| | | 6361 | PR 4 | | | | 16,6 | 7,4 | 13,4 | 8,2 | 54,4 |
| | | 6831 | SE 1 | 1,2 | 0,19 | 1,22 | 73,8 | 2,8 | 2,4 | 2,0 | 19 |
| | 8.2ka AP | 7678 | SEC 1 | | | | 35 | 30,2 | 14,6 | 0,8 | 19,4 |
| | | 8995 | SEC1 | | | | 78,4 | 8,6 | 6,2 | 1,0 | 5,8 |
| | | 9812 | PR 4 | | | | 47,2 | 7,4 | 10,0 | 6,2 | 29,2 |
| | | 10218 | SEC 1 | | | | 85 | 2,2 | 3 | 2,0 | 7,8 |
| Pleistoceno | | 11536 | SEC 1 | | | | 61,8 | 9 | 10,4 | 0,2 | 18,6 |
| | | 12732 | PR 4 | | | | 49,9 | 7,4 | 14,9 | 4,9 | 22,9 |
| | | 12759 | SEC 1 | | | | 49,6 | 27 | 9,6 | 0,4 | 13,4 |
| | Bolling/Allerod | 14077 | SEC 1 | 0.8 | 0,12 | 0,9 | 23,6 | 23,6 | 21,6 | 1,6 | 29,6 |
| | | 14400 | SEC 1 | | | | 68,2 | 17,8 | 4,8 | 0,0 | 9,2 |
| | | 14452 | SEC 1 | | | | 47,2 | 22,2 | 7,2 | 1,6 | 21,8 |
| | | 14505 | SEC 1 | | | | 48,6 | 26,6 | 3,4 | 1,0 | 20,4 |
| | | 14557 | SEC 1 | | | | 56,6 | 21,4 | 3,2 | 1,8 | 17 |
| | | 14624 | SEC 1 | 0.8 | 0,12 | 0,9 | 36,4 | 26,2 | 17,8 | 0,6 | 19 |
| | | 15387 | PR 4 | 2,8 | 0,3 | 9,3 | 41,4 | 8,4 | 16,8 | 12,6 | 20,8 |
| | | 15510 | PR 4 | | | | 38,6 | 11,1 | 23,3 | 9,5 | 17,5 |
| | | 15909 | PR 4 | 1,9 | 0,2 | 9,5 | 89,4 | 1,8 | 3,6 | 1,4 | 3,8 |
| | | 16928 | PR 4 | | | | 15,2 | 28,8 | 30,6 | 6,0 | 19,4 |
| | | 17878 | PR 4 | | | | 3,4 | 23,8 | 34,8 | 11,6 | 26,4 |
| | UMG | 18218 | PR 4 | | | | 7,0 | 29,8 | 29,4 | 7,4 | 26,4 |
| | | 18897 | PR 4 | | | | 1,4 | 10,2 | 44,0 | 9,8 | 34,6 |
| | | 19508 | PR 4 | | | | 18,6 | 29,2 | 30,6 | 3,8 | 17,8 |
| | | 19888 | PR 2 | 0.4 | 0,14 | 2,9 | 0,6 | 11,8 | 56,6 | 3 | 28 |
| | | 20052 | PR 4 | 1 | 0,1 | 10 | 0,8 | 52,2 | 26,2 | 4,2 | 16,6 |
| | | 20799 | PR 4 | | | | 2,8 | 89,0 | 2,4 | 0,6 | 5,2 |
| | | 20972 | PR 2 | | | | 0 | 4,6 | 46,4 | 2,8 | 46,2 |
| | | 21138 | PR 4 | | | | 1,4 | 50,2 | 27,0 | 1,2 | 20,2 |
| | | 21911 | PR 2 | | | | 0 | 5 | 55,2 | 1,8 | 38 |
| | | 22021 | PR 4 | 0,2 | 0,03 | 6,6 | 6,0 | 49,8 | 19,6 | 2,6 | 22,0 |
| | | 22778 | PR 2 | 0.4 | 0,06 | 6,7 | 0 | 6,8 | 43,8 | 3,6 | 45,8 |
| | | 22912 | PR 2 | | | | 0 | 23,8 | 31,4 | 3,2 | 41,6 |
| | | 23035 | PR 2 | | | | 0,4 | 20,4 | 49,6 | 4,4 | 25,2 |
| | | 23169 | PR 2 | | | | 2 | 17 | 58,2 | 2,6 | 20,2 |
| | | 23302 | PR 2 | | | | 0,4 | 9 | 57,8 | 1,4 | 31,4 |
| | | 23436 | PR 2 | | | | 0,2 | 6,8 | 57,2 | 3,4 | 32,4 |
| | | 23448 | PR 4 | | | | 13,2 | 38,6 | 24,2 | 7,4 | 16,6 |
| | | 23570 | PR 2 | | | | 5,6 | 11,4 | 45,8 | 8,8 | 28,4 |
| | | 23703 | PR 2 | | | | 3 | 8,8 | 39,8 | 4,2 | 44,2 |
| | | 23847 | PR 2 | | | | 10 | 14,4 | 32,2 | 10,2 | 33,2 |
| | | 23981 | PR 2 | | | | 5,8 | 16,2 | 42,2 | 5,6 | 30,2 |
| | | 24114 | PR 2 | | | | 13,6 | 14,8 | 35,2 | 2,6 | 33,8 |
| | | 24248 | PR 2 | 0.4 | 0,07 | 6 | 8,8 | 56,2 | 27,4 | 1 | 6,6 |
| | | 24874 | PR 4 | | | | 0,2 | 42,0 | 25,6 | 3,4 | 28,8 |
| | | 26301 | PR 4 | | | | 11,4 | 37,6 | 29,6 | 9,0 | 12,4 |
| | | 26959 | PR 4 | | | | 13,0 | 37,8 | 27,0 | 3,2 | 19,0 |
| | | 27947 | PR 4 | 0,4 | | | 13,4 | 34,2 | 30,0 | 1,0 | 21,4 |
| | | 28386 | PR 4 | | 0,01 | 40 | 65,2 | 12,4 | 8,2 | 2,4 | 11,8 |
| | | 28474 | PR 4 | | | | 36,8 | 10,8 | 23,4 | 2,0 | 27,0 |
| | | 28582 | PR 4 | | | | 26,0 | 15,6 | 23,6 | 3,6 | 31,2 |
| | | 28650 | PR 4 | | | | 18,0 | 41,0 | 21,8 | 0,4 | 18,8 |
| | | 28737 | PR 4 | 0,3 | 0,03 | 10 | 1,6 | 36,6 | 31,4 | 1,6 | 28,8 |
| | | 28825 | PR 4 | | | | 6,2 | 8,0 | 38,2 | 3,0 | 44,6 |
| | | 28913 | PR 4 | | | | 8,4 | 17,0 | 35,4 | 5,0 | 34,2 |
| | | 29001 | PR 4 | 0,3 | 0,04 | 7,5 | 2,0 | 13,4 | 28,2 | 5,6 | 50,8 |
| | | 29082 | PR 4 | | | | 1,2 | 25,2 | 25,8 | 2,6 | 45,2 |
| | | 29136 | PR 4 | 0,3 | 0,01 | 30 | 32,4 | 15,0 | 20,2 | 3,0 | 29,4 |

Tabela 16. Valores totais dos Grupos Peridinióides e Gonyaulacóides dos testemunhos PC – PRIMA 2, PC – PRIMA 4 e PC – SEC 1, integrados por idade. Estabelecimento da Razão P/G.

| Profundidade (cm) | Idade (anos AP) | Peridinióides Totais (%) | Gonyaulacóides Totais (%) | Razão P/G |
|---|---|---|---|---|
| **PC - PRIMA 4** | | | | |
| **3** | 2847 | 73,5 | 26,5 | 2 |
| **7** | 5034 | 26,5 | 73,5 | -2 |
| **12** | 6361,31 | 51,0 | 49,0 | 49 |
| **25** | 9812,31 | 0,0 | 100,0 | -1 |
| **36** | 12732,38 | 10,5 | 89,5 | -1 |
| **46** | 15387 | 38,5 | 61,5 | -4 |
| **50** | 15509,82 | 28,3 | 71,7 | -2 |
| **63** | 15909 | 30,0 | 70,0 | -3 |
| **78** | 16927,67 | 9,0 | 91,0 | -1 |
| **92** | 17878,42 | 10,5 | 89,5 | -1 |
| **97** | 18217,98 | 6,4 | 93,6 | -1 |
| **107** | 18897,09 | 20,8 | 79,2 | -2 |
| **116** | 19508,29 | 13,4 | 85,6 | -1 |
| **124** | 20051,58 | 21,0 | 77,4 | -2 |
| **140** | 21138,16 | 3,8 | 86,8 | -1 |
| **153** | 22021 | 12,0 | 88,0 | -1 |
| **166** | 23447,64 | 13,0 | 86,3 | -1 |
| **179** | 24874,28 | 7,0 | 93,0 | -1 |
| **198** | 26959,36 | 8,6 | 91,1 | -1 |
| **207** | 27947,03 | 0,0 | 100,0 | -1 |
| **211** | 28386 | 15,1 | 84,9 | -1 |
| **224** | 28473,86 | 81,8 | 18,2 | 2 |
| **237** | 28581,99 | 33,8 | 66,2 | -3 |
| **263** | 28737,43 | 8,5 | 91,5 | -1 |
| **276** | 28825,29 | 0,0 | 50,0 | -1 |
| **289** | 28913,14 | 8,4 | 91,6 | -1 |
| **302** | 29001 | 8,7 | 91,3 | -1 |
| **314** | 29082,1 | 14,8 | 85,2 | -1 |
| **322** | 29136,16 | 6,1 | 93,9 | -1 |
| **PC - PRIMA 2** | | | | |
| **3** | 19.888 | 0 | 96,2 | -1 |
| **18** | 20.971 | 0 | 97,4 | -1 |
| **31** | 21.911 | 2 | 97,4 | -1 |
| **43** | 22.778 | 1,3 | 96,3 | -1 |
| **56** | 22.911 | 1 | 98,3 | -1 |
| **68** | 23.034 | 2 | 94,7 | -1 |
| **81** | 23.168 | 0 | 96,7 | -1 |
| **94** | 23.302 | 1,3 | 97,7 | -1 |
| **107** | 23.435 | 1,7 | 97 | -1 |
| **120** | 23.569 | 1 | 93,3 | -1 |
| **133** | 23.703 | 2,3 | 96,3 | -1 |
| **147** | 23.847 | 0 | 98,7 | -1 |
| **160** | 23.980 | 1,3 | 97 | -1 |
| **173** | 24.114 | 0,7 | 97,3 | -1 |
| **186** | 24.248 | 0 | 98 | -1 |
| **PC - SEC 1** | | | | |
| **3** | 2878 | 0,68 | 99,32 | -1 |
| **23** | 4478 | 2,33 | 97,67 | -1 |
| **34** | 5607 | 5,57 | 93,38 | -1 |
| **47** | 6831 | 2,01 | 97,32 | -1 |
| **57** | 7678 | 0,36 | 99,64 | -1 |
| **71** | 8995 | 2,68 | 97,32 | -1 |
| **84** | 10218 | 11,71 | 87,39 | -1 |
| **98** | 11536 | 1,67 | 98,33 | -1 |
| **111** | 12759 | 3,67 | 96 | -1 |
| **125** | 14077 | 4,3 | 95,7 | -1 |
| **139** | 14400 | 15,44 | 84,56 | -1 |
| **153** | 14452 | 17,92 | 82,08 | -2 |
| **167** | 14505 | 7 | 92 | -1 |
| **181** | 14557 | 2,34 | 97,66 | -1 |
| **196** | 14624 | 5,69 | 93,65 | -1 |

## 4.1 PC-PRIMA 2 - PLATAFORMA ÓXICA HETEROLÍTICA

### 4.1.1 Interpretação Das Palinofácies Do Testemunho PC-PRIMA 2

Os resultados obtidos através da integração de dados de palinofácies, COT e NT (Tabela 7) retratam que o local de coleta sempre esteve imerso, sem uma exposição efetiva de seus sedimentos. A sedimentação de lama carbonática indica que a deposição foi lenta, porém não o bastante para a degradação efetiva da matéria orgânica. Isto pode ser observado pela baixa porcentagem de elementos amorfos (Figuras 10 e 12).

Os valores de COT (Tabela 7) se apresentam muito baixos em todas as amostras (0,4wt%) e pode estar associado a fatores climáticos e ambientais (*ex.* regime de ventos, alterações nas correntes oceânicas, ressurgência, oxigenação) (TYSON 1987; 1995). Estes fatores influenciaram de maneira mais drástica a decomposição da matéria orgânica, uma vez que se esperava encontrar concentrações mais elevadas de COT em sedimentos finos. Teores de COT baixos foram encontrados em amostras do talude da Bacia de Campos no testemunho GL-05, estudado por Menezes e Mendonça Filho (2004). Segundo os autores, baixos teores de COT estão relacionados a regiões com influência de correntes pobres em nutrientes e com fundos oxigenados. A razão C/N (Tabela 7) obtida indicou um ambiente estritamente marinho, porém, sua variaçãosugere diferentes fontes. No período entre 24.248 anos Cal AP e 22.778 anos Cal AP (6,0 e 6,7 respectivamente) apresenta uma origem possivelmente fitoplanctônica marinha já em 19.888 anos Cal AP, originada a partir de uma mistura de fitoplâncton terrestres e marinhos.

O intervalo I (Figura 12) apresenta valores baixos do Grupo Amorfo, juntamente ao maior pico de fitoclastos opacos corroídos em 24.248 anos Cal AP, que podem ser associados a um período de mar baixo com distanciamento de uma descarga fluvial. A presença de partículas amorfizadas ao longo do intervalo está relacionada ao caráter de preservação de ambientes desóxicos – anóxicos. Os fitoclastos opacos indicam “transportabilidade”, o que é relacionado, conforme seu estado de preservação, ao distanciamento de fontes terrígenas, condições redutoras/oxidantes, além de energia do ambiente (TYSON, 1993; 1995). Segundo este autor, em um sistema de mar baixo é comum que maiores porcentagens de partículas retrabalhadas, como os fitoclastos opacos, estejam associadas às baixas porcentagens de MOA e palinomorfos

continentais, como é o caso deste intervalo. A amostra de base deste intervalo, em consequência do testemunho, recai no campo II do gráfico ternário proposto por Tyson (1993; 1995) sendo referenciada a ela uma "***Bacia marginal disóxica – anóxica*** *com MOA diluída pelo alto suprimento de fitoclastos, mas com moderada a boa preservação. Quantidade de COT marinho depende do estado redox e diluição da bacia"* (Figura 24).

Nos intervalos II e III (período entre 23.435 – 19.888 anos AP) (Figura 12) há o aumento total da porcentagem de fitoclastos N.OP e uma discreta elevação de elementos opacos e a diluição de elementos marinhos, o que levanta a hipótese da presença de uma desembocadura fluvial que alimenta o local com partículas continentais. A redução quase total de elementos amorfos, o aumento de fitoclastos opacos e a diluição de palinomorfos caracterizam um ambiente proximal-distal com alto regime oxidativo(TYSON, 1995; MENEZES *et al.*, 2008, MENDONÇA FILHO *et al.*, 2012). O distanciamento da costa na plataforma é observado também pela dispersão dos intervalos no gráfico ternário, os quais recaem no campo III que, segundo Tyson (1995), é interpretado como uma "**Plataforma óxica heterolítica ("plataforma proximal")** *que apresenta, geralmente, baixa taxa de preservação de MOA"*- o que é observado nasidades posteriores a 23.435 anos AP – "*abundância absoluta de fitoclastos depende da proximidade de fontes flúvio-deltaicas"* – que pode ser inferido pelas partículas NOP presentes ao longo do testemunho – *"Oxidação e retrabalhamento comuns"*(Figura 24). O autor acrescenta que a presença de esporos tende a ser alta e os cistos de dinoflagelados dominam a porcentagem de palinomorfos.

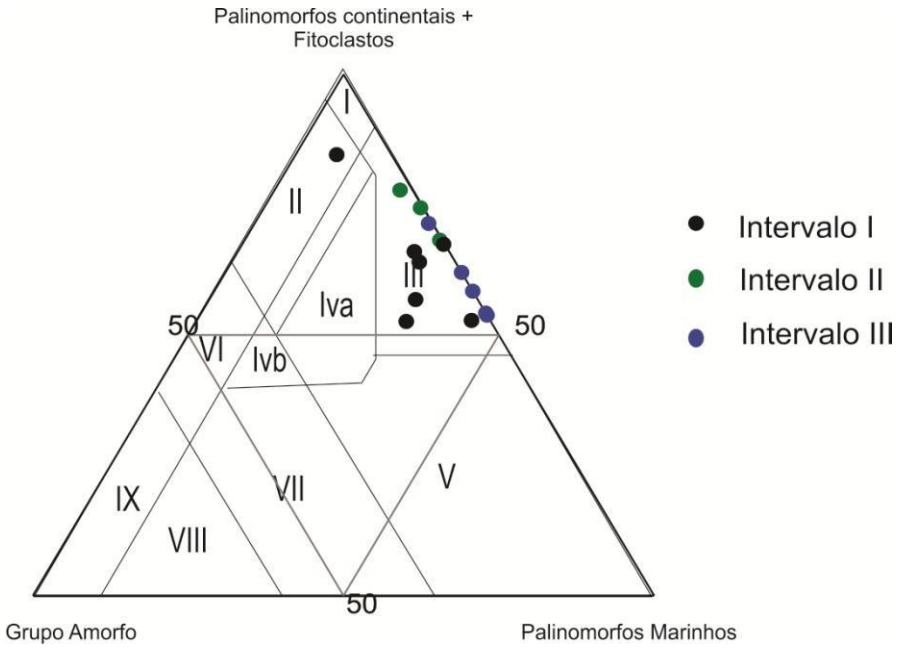



Figura 24. Gráfico ternário (MOA – Palinomorfos continentais + Fitoclastos – Palinomorfos marinhos; ZOBAA *et al.*, 2015) do testemunho PC-PRIMA 2.

### 4.1.2 Interpretação Dos Cistos De Dinoflagelados Do Testemunho PC-PRIMA 2

A análise de cistos de dinoflagelados desenvolvida no testemunho PC-PRIMA 2 mostrou dois períodos limitados principalmente pela variação das porcentagens de cistos *T. vancampoae* e *L. machaerophorum.* No âmbito geral, os cistos observados ao longo testemunho apresentaram características de períodos de temperaturas elevadas, dominados por altas salinidades. Os cistos de *T. vancampoae* apresentaram maiores picos de frequência entre 24ka - 23ka AP, onde alcançaram valores próximos a 30% do total de cistos contabilizados no testemunho. Junto à variação de *L. machaerophorum*, o *T. vancampoae* sugere um ambiente proximal com águas estratificadas pelo relaxamento da ressurgênica (ZONNEVELD; POSPELOVA, 2015; ZONNEVELD *et al*., 2013). Esta associação foi encontrada em sedimentos holocênicos do sudoeste do Mar Negro, que junto a cistos de *Pentapharsodinium dalei* compunham a entrada de águas marinhas em zonas de água doce, de condições salobras (VERLEYE *et al.*,2009).

Estudos desenvolvidos na costa da africana por Holzwarth *et al.*, (2010) evidenciaram a correlação do aumento do número de *L. machaerophorum* a períodos de maior estratificação da coluna d'água. Sprangers *et al.*, (2004) encontraram abundâncias de cistos maiores de 60% em sedimentos do noroeste da margem Ibérica,

correlacionando-as a ressurgências sazonais. Em Zonneveld e Susek (2007) os registros de *T. vancampoae* são maiores em áreas próximas a costa e em baías. Matsuoka *et al.* (2003) registraram a presença de *T. vancampoae* e correlacionaram seus percentuais a alta produtividade primária na Baía de Omura em Nagasaki.

A presença dos cistos de *Ataxiodinium choane* e *Islandinium minutum* no intervalo II sugere entrada de águas mais frias e oxigenação de fundo (ZONNEVELD *etal*., 2013) (Figura 13 e 25). Head e Westphal, (1999) associam os cistos de *L. machaerophorum, Ataxiodinium sp. e P. zoharyi* a temperaturas mais frias e altassalinidades. A presença elevada de *Spiniferites spp* aponta camadas superiores com altosteores de oxigênio. Em Zonneveld *et al.*, (1997), o aumento na porcentagens destes cistos está associado ao deslocamento de massas d'água oxigenadas para dentro de um sistema anóxicos.

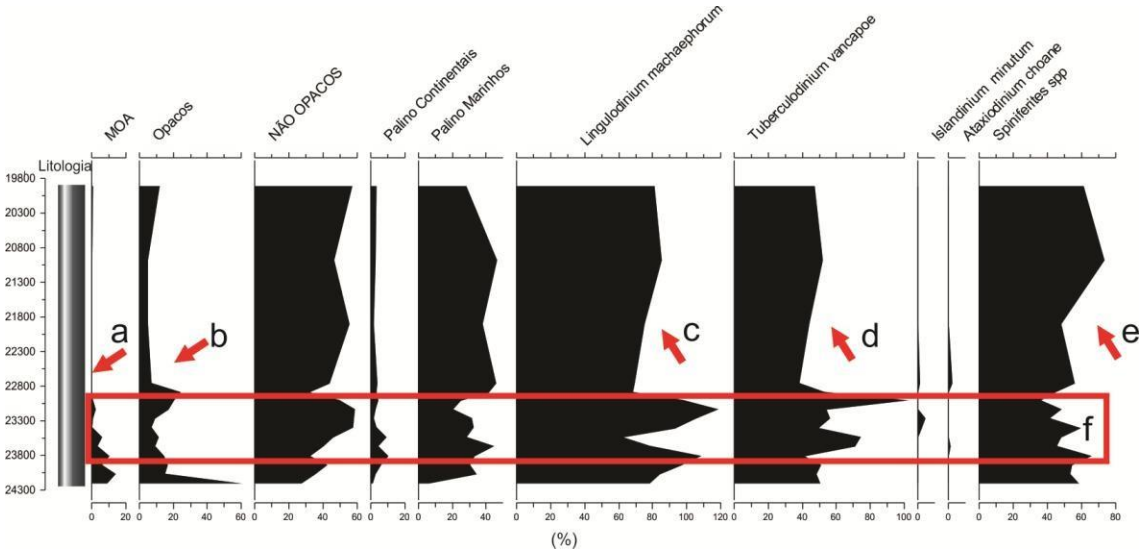



Figura. 25. Gráfico de porcentagem dos principais subgrupos da MOP plotados com os cistos de maior influência do testemunho PC PRIMA 2, onde: a: diminuição da concentração de elementos amorfos; b:diminuição de elementos opacos; c, d, e: aumento da frequência dos cistos *L.machaerophorum, T. vancampoae e Spiniferites sp.* respectivamente; f: retângulo que indica modificação da sedimentação de partículas no período entre 23 – 22ka AP.

## 4.2 PC-PRIMA 4 - PLATAFORMA PROXIMAL EM TRANSIÇÃO E PLATAFORMA DISTAL SUBÓXICA-ANÓXICA

### 4.2.1 Interpretação Das Palinofácies Do Testemunho PC-PRIMA 4

O testemunho PC prima 4 (Figura 15) foi coletado a cerca de 70km da linha costeira atual, em uma isóbata de 153m (Figura 14), isto significa que o local onde foi adquirido esteve sempre imerso. Sua litologia indica alternância de áreas fonte, ora constituído de sedimentos finos de origem terrígena, ora de sedimentos siliciclásticos de origem marinha, o que é observado em Figueiredo Jr *et al.*, (2014). Na base do testemunho há uma sedimentação de partículas características de um ambiente proximal, como por exemplo, fitoclastos não opacos. A quantidade MOA é muito baixa e há presença de palinomorfos continentais e marinhos em quantidades semelhantes (Figura 17).

Os intervalos I (29.136 – 27.947 anos Cal AP), III e IV (26. 959 – 16.928 anos Cal AP) (Figura 17), quando plotados em gráfico ternário, recaem nos campos **III** e **IVa**, apresentando características de um ambiente proximal, com presença de área fonte. Os fitoclastos opacos apresentam frequências elevadas e as partículas amorfas apresentam porcentagens que variam de baixas a moderadas, os palinomorfos de origem marinha encontram-se em quantidades que variam de moderadas a altas.

Segundo a interpretação de Tyson, (1993; 1995), o campo **III** é referido como uma "**Plataforma proximal heterolítica" –** que indica a baixa preservação de material amorfizado com MOP, dominado principalmente por fitoclastos. No intervalo II é possível sugerir uma modificação da intensidade de energia atuante no ambiente, onde os elementos opacos se apresentam em maior número (28.649 anos cal AP), indicando oxidação ou retrabalhamento das partículas depositadas no local. Esta tendência é observada no trabalho de Laplace *et al.*, (2010), onde é documentada a baixa presença de partículas amorfas e os altos percentuais de fitoclastos, em que os autores sugerem o reflexo de eventos climático de variação do nível do mar entre o Pleistoceno Superior-Holoceno.

O campo **IVa** é identificado por Tyson (op cit) como um ambiente de **"Transição plataforma bacia – (a) disóxica - subóxica**" este campo é associado a um momento de elevação rápida do nível do mar, no qual é apresentado um aumento do espaço de acomodação da plataforma, possibilitando a chegada de sedimentos mais

grossos e partículas de origem continental que estiveram depositados na plataforma proximal (Tyson, op cit) (Figura 26). A relação proximal-distal destes três intervalos demonstram uma tendência de afastamento da costa, onde primeiramente foram depositadas misturas de fitoclastos opacos e não opacos, seguidos da dominância de elementos opacos. Esta tendência foi também registrada no trabalho de Laplace *et al.,* (op cit), que observa que os registros de MOP da Bacia de Campos correspondem aos eventos de variação de elevação do nível do mar registrados por Vicalvi (1999), Menezes e Mendonça Filho (2004) e Tokutake (2005).

Os valores baixos de COT das obtidos intervalos citados apresentam valores baixos (<0,5wt%), o que, segundo Jones (1987), Tyson (1995) e Mendonça Filho(1999), estão associados a um material oxidado residual ou mesmo redepositado (Tabela 10). Segundo Holl e Mucke (2000), valores baixos de COT estão relacionados a alta temperatura de superfície marinha durante períodos interglaciais. A razão C/N variou entre 7,7 em 22.021 anos Cal AP e 41,0 em 28.386 anos Cal AP.

O intervalo V (Figura 17) possui teores de COT (Tabela 10) que variam entre1,8 – 2,8wt%, o que, segundo Tyson (1995) e Mendonça Filho *et al.,* (2002), indica um ambiente com características não oxidativas e com alto índice de preservação da matéria orgânica. Esta informação pode ser confirmada pela alta frequência de material amorfizado que a partir de 15.909 anos Cal AP expressou-se de forma crescente em direção ao topo do testemunho. A razão C/N está associada a um ambiente com degradação de material continental, apresentando valores entre 9,3 e 18 (FUKUMOTO, 2007). Esta tendência já havia sido observada na Bacia de Campos por Menezes e Mendonça Filho (2004) e Laplace *et al.,* (2010).

No gráfico ternário, os intervalos II (28.582 – 27.947 anos Cal AP) e V (15.909 – 2847 anos cal AP) (Figura 26) se assemelham quanto a sua dispersão no diagrama, e encontram-se dispersas nos campos V, VII e IX, podendo ser associados a uma plataforma distal subóxica-anóxica com presença moderada a dominante de MOA,baixo conteúdo de palinomorfos continentais, com presença de cistos de dinoflagelados.

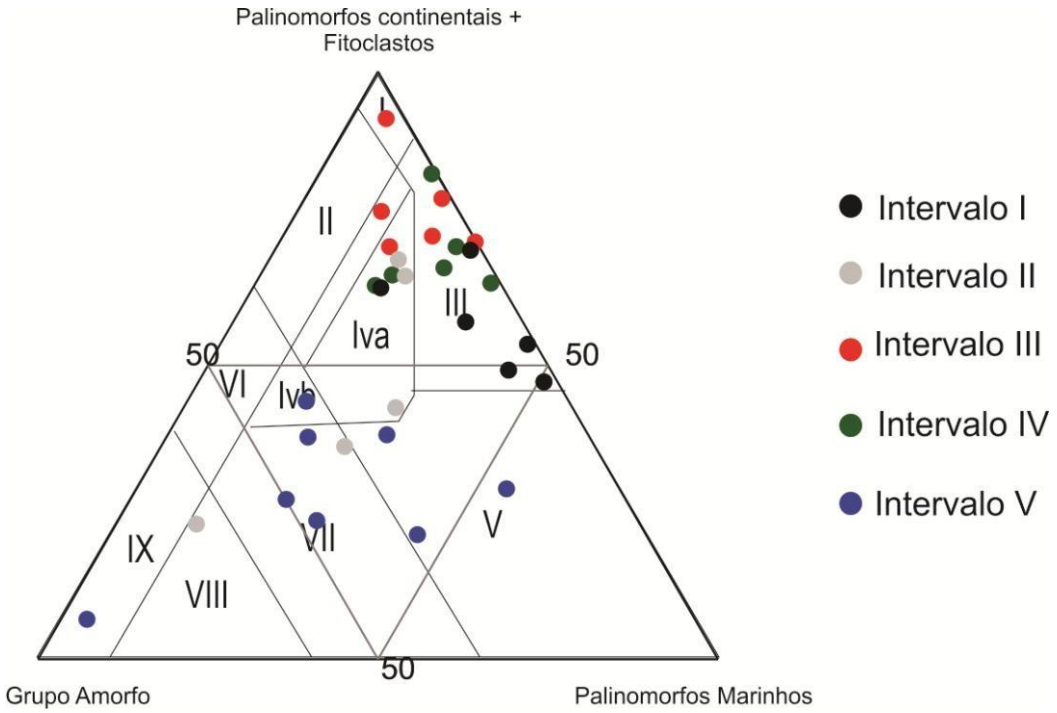



Figura 26. Gráfico ternário (MOA – Palinomorfos continentais + Fitoclastos – Palinomorfos marinhos; ZOBAA *et al.*, 2015) do testemunho PC-PRIMA 4.

A presença de fitoclastos NOP caracteriza um ambiente em que a área fonte esteja próxima, pois suas partículas de maior porcentagem apresentam estrutura conservada, como por exemplo a presença dos NOP bandados, estriados e listrados.

Quando plotadas em gráfico ternário de Tyson (1995), adaptado por Zoobaa *et al.*, (2015), as amostras dos três intervalos recaem nos campos III e II (Figura 26). O campo II é interpretado, segundo Tyson (1995; 1997), como "bacia marginal disóxica– anóxica" e III "Plataforma heterolítica óxica". Os dois campos indicam um ambiente próximo ao continente, isto é, próximo a uma área fonte, explicada pela quase ausência do grupo amorfo e grande quantidade fitoclastos, especialmente não opacos (TYSON, 1995). Os baixos valores de COT (Tabela 10) corroboram com a interpretação de um ambiente mais oxidativo em decorrência de maior fluxo terrígeno na área. Este modelo foi observado em Menezes e Mendonça (2005) e Laplace *et al.*, (2010).

### 4.2.2 Interpretação Dos Cistos De Dinoflagelados Do Testemunho PC-PRIMA 4

O testemunho PC-PRIMA 4 apresentou no período entre 30 – 16ka maiores frequências de cistos de *Spiniferites sp. Tuberculodinium vancampoae, Lingulodinium*

*machaerophorum e Achomosphaera sp*, junto a elevações pontuais de *Polisphaeridium zoharyi* que estão associados a períodos de clima mais frios e secos e a massas d'água mornas e salinas, sendo estas encontradas próximo a zonas costeiras (ZONNEVELD; POSPELOVA, 2015; HEAD; WETSPHAL, 1999). Registros de clima seco e frio foram evidenciados por Belhing (2002) a partir de estudos polínicos nas regiões Sul e Sudeste do Brasil ao longo do Pleistoceno Superior.

A parte superior do testemunho é caracterizada pela alta frequência de *Operculodinium centrocarpum.* Atualmente, a abundância de cistos de *O. centrocarpum* está relacionada a ambientes de salinidade baixa devido a diluição pela água doce (ZONNEVELD; POSPELOVA, 2015*)*. O aumento desta espécie a partir de 15.000 anos pode estar relacionado ao aumento da precipitação regional evidenciado em Behling (2002) e Behling *et al.*, (2002). Este aumento da precipitação regional é observado também nas amostras de palinofácies, onde os influxos terrígenos são notavelmente altos, e estiveram, provavelmente, relacionados a um aumento na temperatura climáticae a um aumento do nível relativo do mar, dispondo no sistema mais umidade. Além disso, estas variações coincidem com o degelo Antárctico Ocidental iniciado entre 14 e 15 ka e, provavelmente, estava relacionada a um aumento do nível do mar ~ 14,5 ka (CLARK *et al.*, 2009). Esta fusão tem sido proposta como acionador para o Evento Bolling-Allerød 14,6 ka BP (ANDREW *et al.*, 2003). (Figura 27)

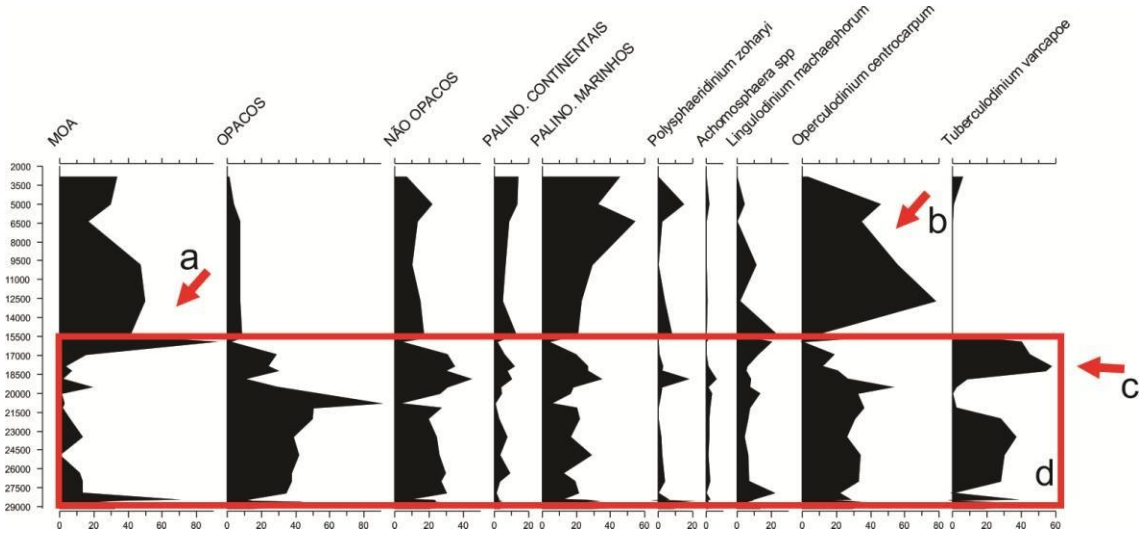



Figura 27. Distribuição da matéria orgânica amorfa junto a distribuição de dinoflagelados mais abundantes do testemunho PC PRIMA 4, onde: a: indica a modificação abrupta na frequência de MOA; b: aumento da frequência de cistos de *O. centrocarpum;c:* diminuição abrupta na abundância de *T.vancampoae;* d: retângulo indica a modificação da deposição da MOP no período entre 29 – 16ka AP.

## 4.3 PC-SEC 1 - PLATAFORMA ANÓXICA – DISÓXICA

### 4.3.1 Interpretação Das Palinofácies Do Testemunho PC-SEC 1

O testemunho apresentou idades entre 14.624 - 6.831 anos cal AP e é caracterizado pela elevada percentagem do grupo Amorfo, composto predominantemente por MOA propriamente dita, o que, segundo Pacton et al., (2011), está associado a zonas disóxicas - anóxicas, onde há uma grande carga de nutrientes disponíveis e pouco oxigênio dissolvido. O subgrupo fitoclastos opacos foi representado por partículas corroídas, sugerindo uma alteração pós-deposicional, já que a baixa frequência de palinomorfos continentais está associada ao distanciamento de fontes fluviais. Os palinomorfos de procedência marinha foram dominados, em geral, por palinoforaminíferos. Esta tendência é evidenciada em estudos da Bacia de Campos desenvolvidos por Menezes e Mendonça Filho (2004). (Figura 28)

A sedimentação do testemunho sugere que, no período de 196 cm (~14.624 anos Cal AP) a 50 cm (~6.831anos AP), a deposição de areias lamosas esteve relacionada a um ambiente de baixa energia. Os níveis de COT (> 0,8%) indicam, como os observados no testemunho PC-PRIMA2, que a sedimentação tenha sido influenciada por fatores climáticos que aumentaram os influxos terrígenos, diluindo os teores deCOT (NAGAI *et al.*, 2010; MENEZES; MENDOÇA FILHO, 2004; TYSON, 1993; 1995) Os sedimentos a partir de 50 cm (~6.831 anos AP) até o topo do testemunho (~2.878 anos AP) são compostos pela mistura de uma areia muito fina e conchas, com níveis de COT um pouco mais elevados (>1,37%), que sugere uma sedimentação característica de um nível de mar mais alto que o atual (KHOLEIF; IBRAHIM, 2010).

Os três intervalos, quando observados no diagrama ternário (TYSON 1993;1995; ZOBAA *et al.*, 2015) (Figura 28), recaem, de forma misturada, nos campos IVb, VI e IX cuja interpretação cabe a uma plataforma distal com baixa influência terrestre e de água doce. No trabalho desenvolvido por Omura e Hoyanagi (2004) em bacias japonesas, foram observadas palinofácies semelhantes, onde o nível de matéria orgânicaamorfa se eleva associada a eventos transgressivos. Os autores relacionam também a presença de Fitoclastos opacos a sedimentos retrabalhados que migram com a subida donível do mar em progradação.

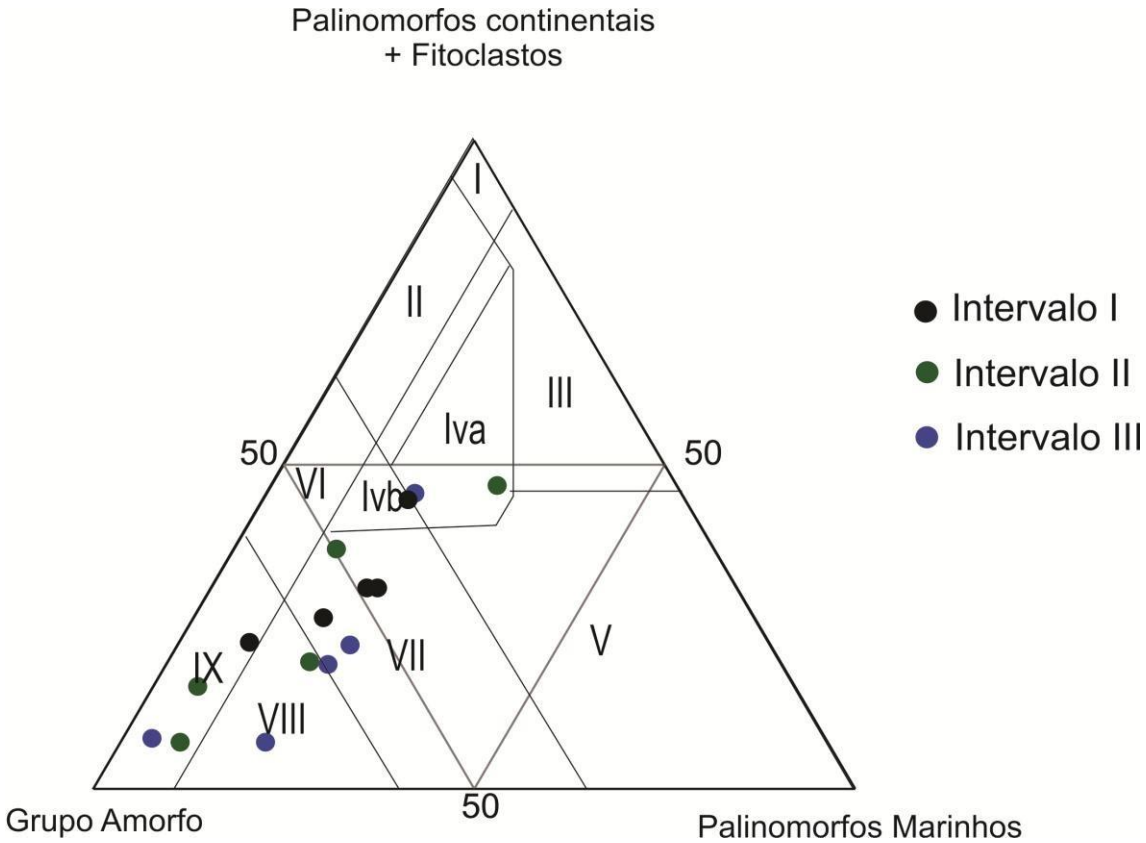



Figura 28. Gráfico ternário (MOA – Palinomorfos continentais + Fitoclastos – Palinomorfos marinhos; ZOBAA *et al.*, 2015) do testemunho PC SEC 1

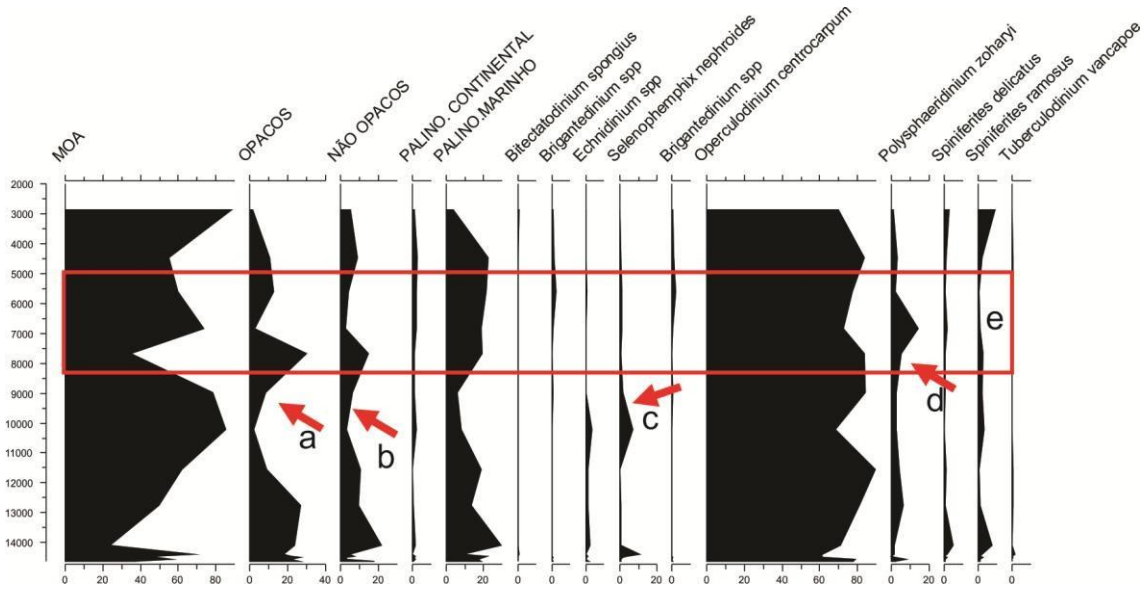



Figura 29. Distribuição da matéria orgânica amorfa junto a distribuição de dinoflagelados mais abundantes do testemunho PC SEC 1, onde: a: indica a modificação abrupta na frequência de opacos; b: aumento da frequência de Não Opacos; c: pico de *S. nephoides;*d: aumento na frequência de *P. zoharyi*; e: variação dos componentes da MOP no período entre 8 - 5ka AP

### 4.3.2 Interpretação Dos Cistos De Dinoflagelados Do Testemunho PC-SEC 1

Os dinoflagelados presentes denotam um ambiente não favorável a seu estabelecimento. As espécies encontradas têm uma notável tolerância à variação de salinidade, assim como processos de eutrofização (ZONNEVELD; POSPELOVA, 2015; ZONNEVELD *et al*., 2013).

A comunidade cistos de dinoflagelados foi representada pelo alto porcentual de *O. centrocarpum* e um ligeiro aumento dos cistos heterotróficos *S. nephroides* e *Brigantedinium* SP, indicando momentos de alta produtividade primária por influência fluvial ou ressurgência - o que se aplica melhor à região. A diminuição da temperatura do mar também é observada na diminuição das abundâncias de *T. vancampoae, P. zoharyi, B. spongium.* (Figura 29)

# 5 INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Na observação das palinofácies e da variação na assembleia de cistos de dinoflagelados dispersos nos três testemunhos foi possível reconhecer eventos ocorridos no período Pleistoceno Superior – Holoceno e associá-los aos eventos posteriores a UMG.

## 5.1 RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL – NO PLEISTOCENO

O nível relativo do mar no Pleistoceno Superior (~23 - 18ka) se encontrava cerca de 120m abaixo da sua posição atual (CORRÊA *et al.*, 2004; WESCHENFELDER *et al.*, 2008). Esta idade foi marcada por eventos climáticos alternados que modularam a plataforma continental. Na plataforma brasileira, paleocanais foram talhados em resposta às variações eustáticas que modificaram os níveis de base dos rios que desaguavam na plataforma (BEHLING, 2002). Por volta de 16ka houve a regressão Wiscosiniana que depositou na plataforma sedimentos de origem fluvial, preenchendoos paleocanais junto a sedimentos de procedências marinhas (KOWSMANN *et al.*, 1977*;* ARTUSI; FIGUEIRERO JR, 2007; WESCHENFELDER *et al.*, 2008).

O primeiro registro a ser observado a partir da integração de dados no perfil composto (Figura 30) foi a dispersão de elementos amorfos, que mostram picos muito baixos entre 29 e 16ka e frequências altas a partir de 16ka Ap até 2ka AP, sendo assim relacionados as variações do nível do mar no intervalo Pleistoceno Superior - Holoceno. Interessante ressaltar que ao observar o comportamento da abundancia dos cistos de dinoflagelados, os mesmo apresentam alternância entre cistos característicos de períodos mais frios e mais quentes, assim como cistos associados à presença de massas d'água de ressurgência.

O aporte continental foi subordinado à presença de fitoclastos Opacos (OP) e Não Opacos (NOP) já que a presença de palinomorfos continentais foi incipiente,estando relacionado principalmente a períodos mais secos (BEHLING, 2002; BEHLING *et al.*, 2002),. Embora a frequência de palinomorfos continentais tenha sido incipiente, foram encontradas em amostras do testemunho PC-PRIMA 4 entre 29 e 20ka AP a alga *Pseudoschizea*, cuja presença é relacionada a incursões estritamente continentais (lacustres), correspondendo à temperaturas mais quentes e úmidas (SCOTT, 1992). A influência continental estaria pautada na precipitação em períodos

relativamente mais úmidos, devido à intensificação de ventos e a modificação de intensidade e deslocamento da circulação oceânica (PORTILHO RAMOS, 2010; CRUZ JR. *et al.,* 2007; NAGAI *et al.,* 2010). A presença dos elementos opacos estaria relacionada a um ambiente exposto à oxidação ou a sedimentos remobilizados na plataforma continental, resultado do evento regressivo (BEHLING, 2002 MENEZES; MENDONÇA, 2004, TYSON, 1995, LORENTE *et al*., 2015). Ao observar a dispersão das amostras dos testemunhos PC-PRIMA 4 e PC-PRIMA 2 no gráfico ternário (Figuras 24 e 26), podemos observar que a presença de elementos marinhos em quantidade elevada indica, para o período, uma plataforma de característica proximal, com a presença de cistos de *T. vancampoae, L. machaerophorun, Spiniferites sp* (HEAD; WESTPHAL, 1999; ZONNEVELD; POSPELOVA, 2015; MATSUOKA; FUKUYO, 1987; MATSUOKA *et al.,* 2003; ZONNEVELD; SUSEK, 2007;
ZONNEVELD *et al.,* 2013) (Figura 31).

Águas com temperaturas elevadas foram evidenciadas em trabalhos de Nagai *et al.,* (2010), Portilho Ramos *et al*., (2014) e Ferreira *et al*., (2014) para as Bacias de Campos e Santos. Os autores observaram modificações na produtividade primária controladas pelo deslocamento da ITCZ e a variação da estratificação das colunasd'água por meio da alteração da intensidade da Corrente do Brasil. Laplace *et al.,* (2010) apresentam um intervalo de palinofácies homologas ao período entre 29 e 16ka. Os autores discorrem sobre a caracterização de uma plataforma proximal óxica, no qual os valores de fitoclastos opacos e palinomorfos sobrepõem os valores de MOA, sendo assim interpretado como uma deposição em um momento de mar baixo.

Em torno de 17 ka foi documentado no perfil composto (Figura 30), um aumento abrupto na abundância do material amorfo, seguido de uma queda de mesma intensidade em 14.6 ka., com a elevação de Fit. OP e NOP e discreta elevação de palinomorfos continentais. A partir desta idade, foram observadas, também, alterações nas associações de cistos de dinoflagelados que passaram a ser dominados por cistos de
*O. centrocarpum* associados a espécies de características oceânicas como *Impagidinium sp*., *Nematosphaeropsis labyrinthus* e espécies de características termófilas como *Dalella chatamensis* e *Dubridinium caperatum* (Figura 31). O aumento das abundânciasde *L. machaerophorum e O. centrocarpum* estão estritamente ligadas ao aumento da temperatura de superfície marinha e a diluição nas concentrações da salinidade (ZONNEVELD; POSPELOVA, 2015; ZONNEVELD; SUSEK, 2007; ZONNEVELD

*et al.,* 2013). Estas variações estão relacionadas ao Evento Bølling/Allerød que ocorreu entre 14.5 – 12.5ka (LEDRU; MOURGUIART, 2001; CHIESSI *et al.,* 2015).

O Evento Bølling/Allerød foi expressado pelo aumento das temperaturas climáticas em condições que se assemelham as atuais e que influenciaram na configuração das corrente superficiais oceânicas e no aumento da dispersão de $CO^2$ (PORTILHO RAMOS, 2010; CLARK *et al.,* 2012; CHIESSI *et al.,* 2015). Este evento é associado também a uma rápida elevação do nível relativo do mar (MASLIN *et al.,* 2001; PORTILHO RAMOS, 2010). O evento foi documentado por Chiessi *et al.,* (2015) na região Nordeste do Brasil que registrou o aumento das temperaturas climáticas em resposta ao derretimento das geleiras da Antártica (LEDRU; MOUGUIART, 2001; PORTILHO RAMOS, 2010).

Outros eventos paleoclimáticos que ocorreram próximo ao Evento Bølling/Allerød não foram expressados de forma clara no conteúdo da matéria orgânica analisada e, por isso, optou-se por não demarcá-los (Figuras 30 e 31). Sendo assim, o decorrer do Pleistoceno Superior (29 – 11ka), observado nas amostras dos testemunhos da plataforma continental Nordeste da Bacia de Santos, apresentou características proximais oxidativas, com presença de matéria orgânica particulada dominada por elementos de proveniência continental e cistos de dinoflagelados característicos declimas mais frios e salinidades moderadas a altas.

## 5.2 RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL - NO HOLOCENO

Os dados de palinofácies mostram que entre ~ 8 - 5ka ocorreu uma diminuição de partículas amorfas e uma elevação de fitoclastos opacos e elementos continentais, sugerindo um forte influxo continental. Esta ocorrência pode ser relacionada ao Evento global 8.2ka AP, conhecido como ***Holocene Climatic Optimum*** no Hemisfério Norte (ROSSIGNOL-STRIKE, 1999; SALLUM *et al.,* 2012; LAMBECK *et al.,* 2014). Este Evento resultou na modificação da circulação do Sistema de Monção do Atlântico Sul (South Atlantic Monsoon System – SAMS), associada a modificações ambientais como o aumento da temperatura global, erosões, transporte e deposição de sedimentos controlados por chuvas e variação do nível relativo do mar, que foram observadas em todo o globo (CRUZ JR. *et al*., 2005; 2006a; 2006b; SHAKUN *et al*., 2007; LJUNG *et al.,* 2008; CHENG *et al.,* 2009; SALLUM *et al.,* 2012). Efeitos da variação climática

deste Evento são registrados na variação da comunidade palinológica em sedimentos da Bacia de Campos estudados por Freitas (2005), em sedimentos da Serra do Espinhaço estudado por Hórak–Terra *et al.,* (2015), nas palinofácies de lagoas de altitude estudados por Gadens-Marcon *et al.,* (2014), nas amostras de estalagmites de Bernal *et al.,* (2016) e Cruz *et al.,* (2005a; 2006).

Os dinoflagelados presentes neste intervalo de tempo são dominados em sua maioria por *O. centrocarpum,* com presença pontual de *Impagidium spp.* (*I. velorum, I. patulum, I. srtialatum*), *Lejeunecista oliva*, *Brigantedinium sp. Brigantedinium cariacoense,* caracterizadas como espécies oceânicas que indicam temperaturas superficiais mais frias (ZONNEVELD; POSPELOVA, 2015; ZONNEVELD; SUSEK, 2007; ZONNEVELD *et al.,* 2013). Portilho Ramos, (2005) e Portilho Ramos *et al.,* (2014) observaram indícios do Evento 8.2ka AP, na Bacia de Santos, a partir da inferência da comunidade de foraminíferos planctônicos que apresentou características de temperaturas superficiais marinhas baixas, corroborando com a interpretação deste trabalho onde são observados picos de dinoflagelados afinizados com temperaturas mais baixas.

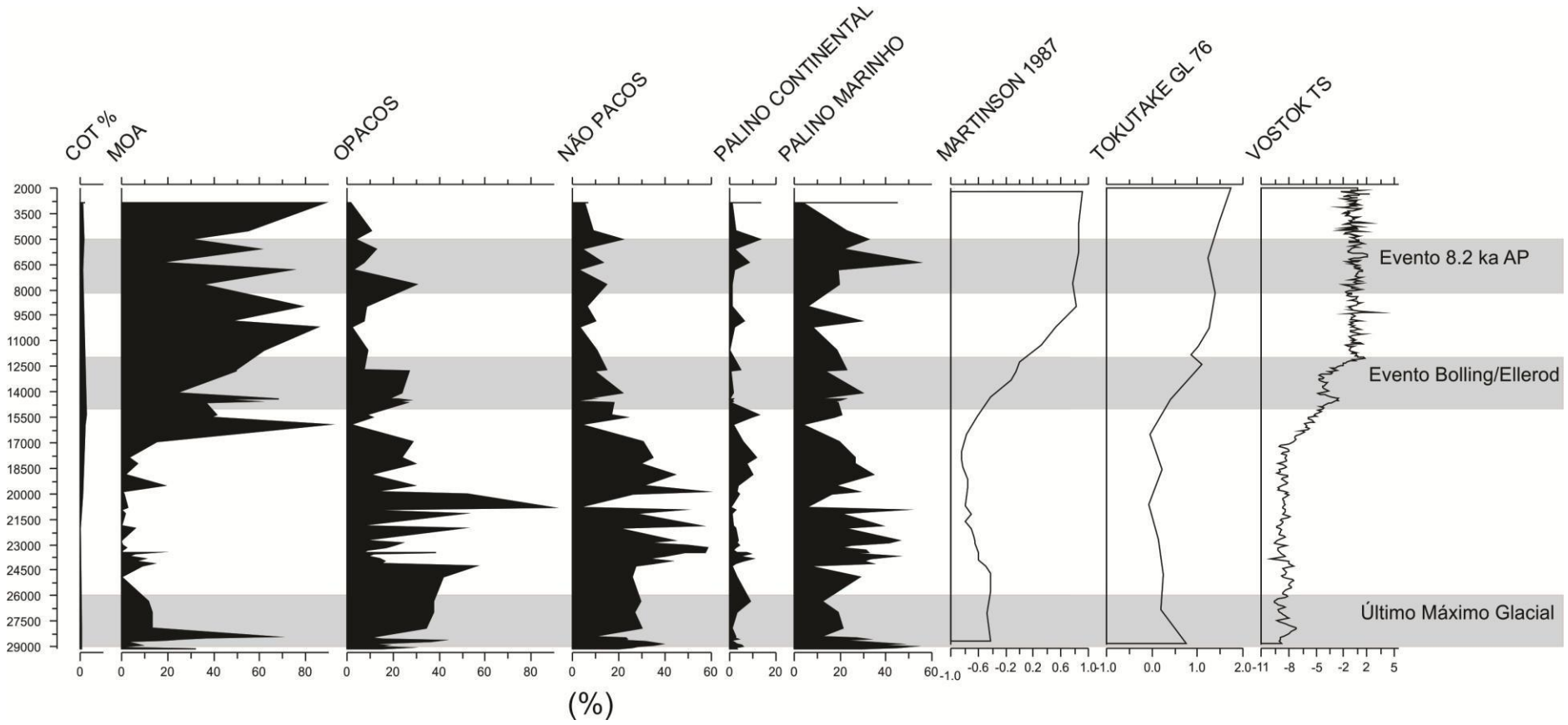



Figura 30. Perfil composto elaborado a partir das porcentagens dos três testemunhos estudados, com a finalidade de observar o comportamento da MOP ao longo do período Pleistoceno Superior- Holoceno. Marcados ao longo do perfil se encontram os eventos documentados a partir da variação isotópica, são eles: Ultimo Máximo Glacial 29 – 26ka, Evento Bolling/Allerod(B/A) – 14.5-12.8ka Evento 8.2ka AP. Comparação com dados de isótopos dos testemunhos GL76 de Tokutake, (2005), Martinson (1987) e o testemunho de gelo Vostok δT/S.

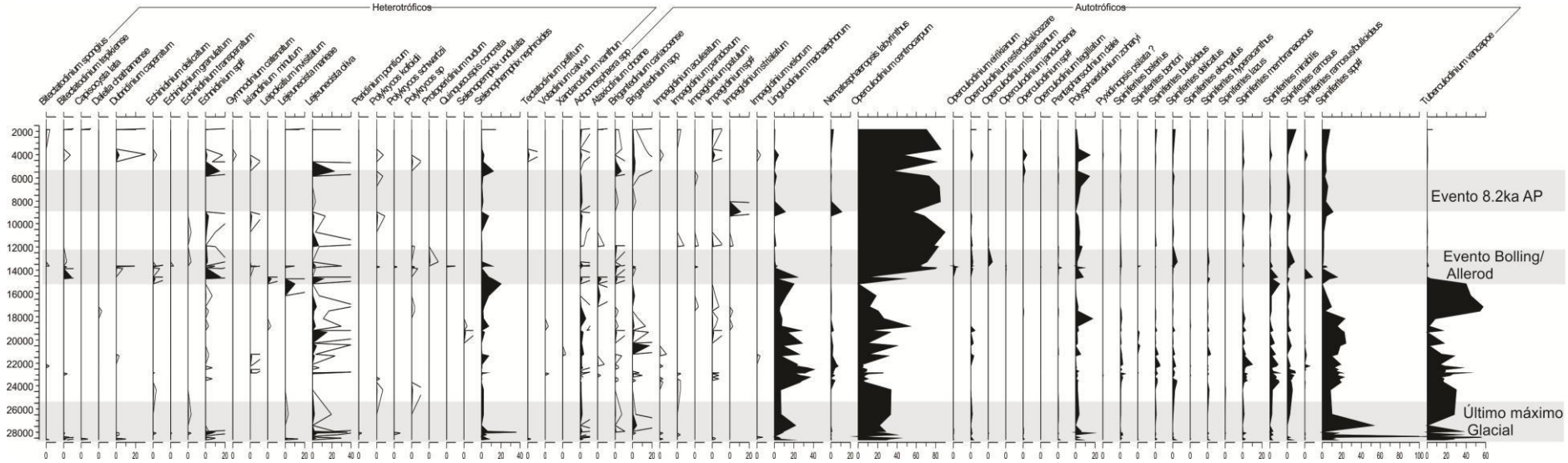



Figura 31. Gráfico composto de porcentagens de dinoflagelados. Espécies de menores frequências apresentam linhas de exagero. Marcado à direita eventos climáticos observados na dispersão dos componentes orgânicos.

# 6 CONCLUSÕES

A análise de palinofácies, o estudo de cistos de dinoflagelados e as características organogeoquímicas (COT) dos sedimentos da plataforma continentalnordeste da Bacia de Santos mostraram que as variações do NRM, junto a eventos climáticos ocorridos no final do Quaternário, influenciaram diretamente a produção, a sedimentação e a preservação da matéria orgânica neste ambiente deposicional. As condições climáticas regeram o aporte e a origem da matéria orgânica e refletiram características que variaram entre óxicas e anóxicas do ambiente marinho.

A partir da dispersão da matéria orgânica e dos cistos de dinoflagelados nos três testemunhos, e na associação dos três em um perfil composto, pôde-se evidenciar intervalos distintos que contaram a história da sedimentação na plataforma continental do Rio de Janeiro, desde o Último Máximo Glacial.

A matéria orgânica analisada no testemunho PC-PRIMA 4 apresentou informações a partir de ~30ka – 2ka., indicando da base para o topo uma tendência geral de transgressão, marcada por pequenos eventos de variação do nível do mar que foram associados a eventos globais. Os teores de COT presentes variaram de acordo com a presença do material amorfo, sendo assim, trata-se a MOA como o material-fonte para o carbono disperso no ambiente. Os dinoflagelados presentes neste testemunho variaram de acordo com o clima e as correntes atuantes no ambiente, sendo também correlacionados a eventos globais de alterações climáticas.

No testemunho PC-PRIMA 2 pôde-se observar uma variação no conteúdo da matéria orgânica de cerca de 6 mil anos, nos quais a plataforma exibiu um caráter proximal oxidativo. Os níveis de COT apresentados foram muito baixos, o que para este testemunho pode ser associado a condições de transporte da matéria orgânica, confirmadas pela presença em maior número de elementos opacos. Os dinoflagelados presentes neste testemunho apresentaram características afinizadas com climas mais quentes e condições variantes de salinidade.

Os sedimentos do testemunho PC-SEC 1 evidenciaram um período entre 14.624 – 2.878 anos AP e apresentaram registros sobre a transição Pleistoceno. No estudo das palinofácies fica registrada a ocorrência de alterações climáticas ocorridas durante o Evento 8.2ka AP (8 – 5ka AP) que resultou em uma pequena elevação no nível relativo do mar no período Holoceno. As variações dos teores de COT, assim como no testemunho PC-PRIMA4, ficam subordinadas a variação da frequência de elementos

amorfos. Os dinoflagelados apresentaram características de um ambiente altamente produtivo. A diminuição das abundâncias de cistos com afinidades proximais sugere um afastamento da linha de costa e uma diminuição da temperatura da superfície do mar.

Os resultados obtidos através da associação das técnicas de palinofácies, geoquímica orgânica (COT) e análise de dinoflagelados, usadas neste trabalho, mostram que estes estudos constituem uma valiosa ferramenta para a interpretação paleoambiental de condições climáticas e conservativas da matéria orgânica sedimentar.

Com a associação dos testemunhos em um gráfico composto foi possível verificar dois períodos distintos em clima e sedimentação. Na base entre 30 – 16ka AP foram encontrados sedimentos com conteúdo orgânico de características proximais óxicas e dinoflagelados afinizados com altas salinidades, que evidenciam proximidade a descarga de rios e temperaturas mais frias em concordância com as temperaturas mais baixas apresentadas no final do Pleistoceno.

Entre 15 - 12ka foi possível identificar o Evento Bølling – Ellarød que alterou o perfil climático global através de um aquecimento abrupto, evidenciado pelo aumento de partículas continentais e pela modificação na comunidade de cistos de dinoflagelados. No período entre 16 – 2ka, o conteúdo orgânico foi modificado, apresentando características de uma bacia anóxica, corroborada pela alta preservação deelementos amorfos e a presença de uma comunidade de dinoflagelados oceânicos afinizados a temperaturas mais altas. Dados de isopótopos de Tokutake (2005), Martinson (1987) e Vostok foram comparados a associação dos dados dos três testemunho e foi constatado que o conteúdo da matéria orgânica variou de acordo com as variações climáticas globais.

# REFERÊNCIAS

ACHA, M.; MIANZAN, H. W.; GUERREROA, R. A.; FAVEROA, M.; BAVAB, J. (2004). Marine fronts at the continental shelves of austral South America: Physical and ecological processes. *Journal of Marine Systems*, 44, p. 83-105.

ALBUQUERQUE, A. L. S.; BELÉM, A. L.; PORTILHO-RAMOS, R. C.; MENDOZA, U.; BARBOSA, C. F. (2012). Projeto Ressurgência: processos geoquímicos e oceanográficos no limite entre as bacias de Campos e Santos. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 20, n. 1/2, p. 193-210.

ALBUQUERQUE, A. L.; MEYERS, P.; BELEM, A. L; TURCQ, B.; SIFFEDINE, A.; MENDONZA, U.; CAPILLA, R. (2016). Mineral and Elemental Indicators of Post Glacial Changes in sediment delivery and deposition under a western boundary upwellin system (Cabo Frio, Southeastern Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 445, p. 72-82.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. (1998). Origem e Evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 2, p. 135-150.

ALONSO-RODRÍGUEZ; R., OCHOA, J.L. (2004). Hydrology of winter-spring “red tides” in Bahía de Mazatlan, Sinaloa, México. *Harmful Algae*, 3(2), p. 163-171.

ALVAREZ, G.; URIBE, E.; DÍAZ, R.; BRAUN, M.; MARIÑO, C.; BLANCO, J. (2011). Bloom of the Yessotoxin producing dinoflagellate Protoceratium reticulatum (Dinophyceae) in Northern Chile. *Journal of Sea Research*, 65, p. 427–434.

ANDREW, J. T.; ERLENKEUSER, H.; TEDESCO, K.; AKSU, A. E.; JULL, A. J. (1994). Late Quaternary (stage 2 and 3) Meltwater and Heinrich Events Northwest Labrador Sea. *Quaternary research*, 41, p. 26-34.

ANDREW, J. T.; WEAVER, A.J.; SAENKO, O.A.; CLARK, P.U.; MITROVICA, J.X. (2003). Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bølling-Allerød Warm Interval. *Science*, v. 299, issue 5613, p. 1709-1713.

ANTUNES, R.L.; MELO, J.H.G. Micropaleontologia e estratigrafia de seqüências. In: RIBEIRO, H.J.P.S. (ed.). *Estratigrafia de Seqüências - fundamentos e aplicações.* São Leopoldo: Editora Unisinos, 2001. p. 137-218.

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 o ponto de vista paleoceanográfico e paleobiogeográfico. 2007. 241 f. Tese (Doutorado em Geociências), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2007.

ARTUSI, L. *Geologia, geomorfologia e sismoestratigrafia rasa da plataforma continental ao largo da laguna de Araruama.* 2004. 91 f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal Fluminense, Departamento de Lagemar, Niterói, 2004.

ARTUSI, L.; FIGUEIREDO JR., A. G. (2007). Sismografia rasa da Plataforma continental de Cabo Frio - Araruama – RJ. *Rev. Bras. Geof.*, v. 25, supl.1.

BEHLING, H. (2002). South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177, p. 19-27.

BEHLING, H.; ARZ, H.W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. (2002). Late Quaternary and Climate dynamics in Southeastern Brazil, inferences from marine slope cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, p. 227-243.

BERGUE, C. T.; COIMBRA, J. C. (2008). Late Pleistocene and Holocene bathyal ostracodes from the Santos Basin, southeastern Brazil. *Palaeontographica Abteilung*, 285(4-6), p. 101-144.

BERNAL, J.P; CRUZ, F. W.; STRÍKIS, N. M.; WANG, X.; DEININGER, M.; CATUNDA, M. C. A.; OBREGÓN, O.; CHENG, H.; EDWARDS, L.; AULER, A. S. (2016). High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 450, p. 186-196.

BOGUS, K. A.; ZONNEVELD, K. A. F.; FISCHER, D.; KASTEN, S.; BOHRMANN, G.; VERSTEEGH, G. J. M. (2012). The effect of meter-scale lateral oxygen gradients at the sediment-water interface on selected organic matter based alteration, productivity and temperature proxies. *Biogeosciences*, 9, p. 1553–1570.

BORDOVSKIY, O K. (1965). Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments. *Mar. Geol.*, 3: 3, 114 p.

BRADLEY, R. S.; WANNER, H.; DIAZ, H. F. (2016). The Medieval Quiet Period. *The Holocene*, p. 1-4.

BRADTMILLER, L. I.; MCGEE, D.; AWALT, M.; EVERS, J.; YERXA, H.; KINSLEY, C. W.; DEMENOCAL P. B. (2016). Changes in biological productivity along the northwest African margin over the past 20,000 years. *Paleoceanography*, 31, p. 185–202.

BRATHAUER, U.; ABLMANN, A. (1999). Late Quaternary variations in sea surface temperatures and their relationship to orbital forcing recorded in the Southern Ocean (Atlantic Sector). *Paleoceanography*, v. 14, n. 2, p. 135-148.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W.U. (1999). Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 206-216.

CAMPOS, P. C.; MÖLLER JR., O. O.; PIOLA, A. R.; PALMA, E. D. (2013). Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(3), p. 1420-1433.

CARVALHO M. A. *Paleoenvironmental reconstruction based on palynological and palynofacies analyses of the Aptian:* Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. 2001. 150 f. Tese (Doutorado), University of Heidelberg, Heidelberg, 2001.

CASTELÃO, R. M.; BARTH. J. A. (2006). Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. *Geophys. Res. Lett.,* 33 p.

CHENG, H.; FLEITMANN, D.; EDWARDS, R., L.; WANG, X.; CRUZ, F. W.; AULER, A. S.; MANGINI, A.; WANG, Y.; KONG, X.; BURNS, S. J.; MATTER, A. (2009). Timing and structure of the 8.2 kyr B.P. event inferred from δ18 O records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. *Geology*, v. 37, n. 11, p. 1007–1010.

CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; MOLLENHAUER, G.; SILVA, J. B.; GROENEVELD, J.; PRANGE, N. (2015). Thermal evolution of the Western South Atlantic and the Adjacent continent during Termination 1. *Clim. Past.,* 11, p. 915-929.

CHIESSI, C. M.; ULRICH, S.; MULITZA, S.; PATZOLD, J.; WEFER, G. (2007). Signature of the Brazil-Malvinas Confluence from surface sediments. *Marine Micripaleontology*, 64, p. 52-66.

CLARK, P.U.; DYKE, A.S.; SHAKUN, J.D.; CARLSON, A.E.; CLARK, J.; WOHLFARTH, B.; MITROVICA, J.X.; HOSTETLER, S.W.; MCCABE, A.M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science,* v. 325, Issue 5941, p. 710-714.

COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L. (2016). *International Commission on Stratigraphy*, April 2016.

COMBAZ, A. (1964). Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie*, v. 7, p. 205–218.

CORRÊA, I. C. S.; ALIOTTA, S.; WESCHENFELDER, J. (2004). Estrutura e evolucão dos cordões arenosos pleistocênicos no Canal de Acesso à Laguna dos Patos-RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 31(2), p. 69–78.

CRUZ JR, F.W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.; CARDOSO, A. O.; FERRARI, J. A.; DIAS, P. L.; VIANA JR, O. (2005). Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, v. 434 (3), p. 63-66.

CRUZ JR, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.; FERRARI, J. A. (2006a). A Stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Sciences reviews,* 25, p. 2749-2761.

CRUZ JR, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M. (2006b). Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Science Letters,* 248, p. 495–507.

DALEY, T. J.; BARBER, K. E.; HUGHES, P. D. M.; LOADER, N. J.; LEUENBERGUER,M.; STREET-PERROTT, F. A. (2016). The 8.2-ka BP event in north-eastern North America: first combined oxygen and Hydrogen isotopic data from peat in Newfoundland. *Jounal os Quaternary Science,* 31 (4), p. 416-425.

DE VERNAL, A.; HILLAIRE-MARCEL, C.; MCKAY, J.; ROMERO, O.; MAYOR, S.; SATTE, Y.; LAMZIOUAQ, R.; STEVENSON, R.; FAGEL, N. (2007). The Pleistocene Labrador Sea, northwest North Atlantic (IODP Sites 1302/03, 1305 and ODP Site 646) with highlights on warm interglacials. *AGU fall meeting*. São Francisco (EUA).

DE VERNAL, A.; HILLAIRE-MARCEL, C.; PELTIER, W. R.; WEAVER, A . J. (2003). Structure of the upper water column in the northwest North Atlantic: Modern versus Last Glacial Maximum conditions. *Paleoceanography,* v. 17, n. 4, p. 1050.

DE VERNAL, A.; MARRET, F. (2007). Organic Walled Dinoflagellate Cysts: Tracers of Sea Surface conditions. *Develop in Marine Geology,* v. 1, p. 371-408.

DE VERNAL, A.; ROCHON, A.; RADI, T. (2013). Dinoflagellates. In: ELIAS S.A. (ed.) *The Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam: Elsevier. v. 2, p. 800-815.

DOURADO, M. S.; OLIVEIRA, A. P. (2001). Observational description of the Atmospheric and Oceanic Boundary Layers over the Atlantic Ocean. *Brazilian Journal of Oceanography,* 49 (1/2), p. 49-59.

EVITT, W.R. *Sporopollenin dinoflagellate cysts:* their morphology and interpretation. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1985. 333 p.

EYNAUD, F.; LONDEIX, L.; PENAUD, A.; SANCHEZ-GONI, M. F.; OLIVEIRA, D.; DESPRAT, S.; TURON, J. L. (2015). Dinoflagellate cyst population evolution throughout past interglacials: Key features along the Iberian margin and insights from the new IODP Site U1385 (Exp 339). Global and Planetary Change, v. 136, p. 52-64.

FENSOME, R. A.; TAYLOR, F.J.R.; NORRIS, G.; SARJEANT, W. A. S.; WHARTON, D. I.; WILLIAMS, G. L. (1993). A Classification Of Living And Fossil Dinoflagellates. *Micropaleontology,* Special Publication Number 7, August 1993, 351p.

FENSOME, R. A.; RIDING, J. B.; TAYLOR, F. J. R. (1996). Chapter 6. Dinoflagellates. In: JANSONIUS, J.; McGregor, D.C. (ed.). *Palynology: Principles And Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1, p. 107-169.

FERREIRA, F.; LEIPNITZ, I. I.; VICALVI, M. A.; SANJINÉS, A E S. (2012). Zoneamento paleoclimático do Quaternário da bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos. *Revista Brasileira de Paleontologia,* v. 15, p. 173-188.

FIGUEIREDO JR, A. G.; TOLEDO, M. B. de; CORDEIRO, R. C.; GODOY, J. M. O.; SILVA, F. T.; VASCONCELOS, S. C. de; SANTOS, R. A. (2014). Linked variations in sediment accumulation rates and sea-level in Guanabara Bay, Brazil, over

the last 6000years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 415, p. 83-90.

FRANCHITO, S. H.; ODA, T. O.; RAO, V. B.; KAYANO, M. T. (2008). Interaction between coastal upwelling and local winds at Cabo Frio, Brazil: An observational study. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, v. 47, p. 1590-1598.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; ODA, T. O.; CONFORTE, J. C. (2007). An observational study of the evolution of the atmospheric boundary-layer over Cabo Frio, Brazil. *Ann. Geophys.*, v. 25, p. 1735-1744.

FREITAS, A.G. *Reconstrução paleoclimática com base na análise de palinomorfos continentais em sedimentos pleistocênicos-holocênicos do talude continental brasileiro de Bacia de Campos, RJ*. 2005. 126 f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

FREITAS, A.G.; CARVALHO, M.A.; MENDONÇA FILHO, J.G. Description of bryophyte and fern spores and fresh-water algae of Pleistocene-Holocene sediments of Albacora Slope, Campos Basin, RJ, Brazil. In: CARVALHO, I.S.; CASSAB, R.T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M.A.; FERNANDES, A.C.S.; RODRIGUES, M.A.C.; CARVALHO, M.S.S.; ARAI, M.; OLIVEIRA, M.E.Q. (Eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida, vol 2*. Rio de Janeiro: Interciência, 2007. p. 457-470.

FUKUMOTO, M. M. *Determinação da História deposicional recente do Alto Estuário Santista, com base nos teores de metais e na sucetibilidade magnética dos sedimentos.* 2007. 134 f. Tese (Doutorado em Oceanografia), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

GADENS-MARCON, G. T.; MENDONÇA-FILHO, J. G.; GUERRA-SOMMER, M.; CARVALHO, M. A.; HARTMANN, L. (2014a). Holocene Environmental Climatic Changes Based on Palynofacies and Organic Geochemical Analyses from an Inland Pond at Altitude in Southern Brazil. *American Journal of Climate Change*, v. 3, p. 95-117.

GADENS-MARCON, G. T.; GUERRA-SOMMER, M.; MENDONÇA-FILHO, J. G. (2014b). Palynofacies and organic geochemistry studies of organic matter from a wetland system of southern Brazil influenced by different hydrological regimes in the Quaternary. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 56, p. 41-53.

GÓMEZ, F. (2012). A quantitative review of the lifestyle, habitat and thophic diversity if dinofagellates (Dinoflagellata, Alveolata). *Systematic and Biodiversity*, 10 (3), p. 267-275.

GRIMM, E.C. (1987). Coniss: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analisys by the method of the incremental sum of squares. *Pergamon Journals*, 13, p. 13-35.

GRIMM, E.C. (1992). TILIA Software, Version 1.12. Springfield, Illinois State University.

GYLLENCREUTZ, R.; MAHIQUES, M.M.; ALVES, D.V.P.; WAINER. I.K.C. (2010). Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. *The Holocene*, 20(6), p. 863–875.

HANDIANI, D. N.; PAUL, A.; DUPONT L. M. (2010). Dynamic vegetation modeling of tropical biomes during Heinrich events. *Geophysical Research Abstracts*, v. 12.

HART, G. F.; PASLEY, M. A.; GREGORY, W. A. Particulate organic matter, maceral facies models, and applications to sequence stratigraphy. In: TRAVERSE, A. (ed.). *Sedimentation of Organic Particles*. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. p. 337-390.

HEAD, M.; WESTPHAL, H. (1999). Palynology and paleoenvironments of a Pliocene carbonate platform: The Clino core, Bahamas. *Journal of Paleontology*, 73(1), p. 1-25.

HEAD, M.J.; WRENN, J.H. A forum on Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts. In: HEAD, M.J.; WRENN, J.H. (editors). *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs*. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1992. p. 1-31.

HEDGES, J. I.; CLARK, W. A.; QUAY, P. D.; RICHEY, J. E.; DEVOL, A. H.; DE SANTOS, U. (1986). Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon river. Limnol. Oceanogr., 31, p. 717-738.

HEMMING, S. R. (2004). Heinrich Events: Massive Late Pleistocene Detritus Layers Of The North Atlantic And Their Global Climate Imprint. *Review of Geophysics*, 42, p. 1-43.

HENRY, L. G.; MCMANUS, J. F.; CURRY, W. B.; ROBERTS, N. L.; PIOTROWSKI, A. M.; KEIGWIN, L. D. (2016). North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciations. *Science*, v. 353, Issue 6298, p. 470-474.

HÖLL, C.; MÜCKE, S. K. (2000). Late Quaternary Upwelling Variations in the Eastern Equatorial Atlantic Ocean as Inferred from Dinoflagellate Cysts, Planktonic Foraminifera, and Organic Carbon Content. *Quaternary Research*, 54, p. 58–67.

HOLZWARTH, U.; ESPER, O.; ZONNEVELD, K. A. F. (2010). Organic walled dinoflagellate cysts as indicators os oceanographic conditions and terrigenous input in the NW African upwelling region. *Review of Paleobotany and Palynology*, 159, p. 35-55.

HORÁK-TERRA, I.; CORTIZAS, A. M.; LUZ, C. F. P.; LÓPEZ, P. R.; SILVA, A. C.; TORRADO, P. V. (2015). Holocene climate chnage in central eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). *Palaeogoegraphy, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 437, p. 117-131.

JABLONSKI, S. A., E. L. MECRAY, J. M. MUNSON, AND D. S. BLACKWOOD. (2002). CHN preparation and analysis. In: *Geochemical Analysis Procedures: U.S. Geological Survey Open-File Report 02-371*.

*JONES, R. W. Organic Facies.* In: *BROOKS, J.*; WELTE, D. (Eds.). *Advances* in *Petroleum Geochemistry 2.* Londres: Academic *Press*, 1987. p. *1-90.*

KHOLEIF, S. E. H.; IBRAHIM, M. I. (2010). Palynofacies Analysis of Inner Continental Shelf and Middle Slope Sediments offshore Egypt, South-eastern Mediterranean. *Geobios*, 43, p. 333–347.

KOWSMANN R. O.; COSTA M. P. A.; VICALVI, M. A.; COUTINHO, M. G. M.; GAMBOA, L. A. P. Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: PROJETO REMAC. *Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do Sul do Brasil*. Série Projeto REMAC, 2. Rio de Janeiro: PETROBRAS, CENPES, DINTEP, 1977. p. 7–26.

LAMBECK, K.; ROUBY, H.; PURCELL, A.; SUN, P.; SAMBRIDGE, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS review*, v. 111 (43), p. 15296–15303.

LAPLACE, F. M.; OLIVEIRA, A. D.; MENDONÇA FILHO, J. G; CHAGAS, R. B. A.; MENEZES, T. R., SANTOS, E. S.; MENDONÇA, J. O. (2010). Variação Do Nível Do Mar Com Base Na Análise Organofaciológica De Um Testemunho Do Talude Continental Recente Da Bacia De Campos, Rj, Brasil. *Rev. Bras. Paleontol*., 13(2), p. 123-128.

LEDRU, M. P.; MOURGUIART, P. Late Glacial vegetation Records in the Americas and Climatic Implications. In: MARKGRAF, V. (ed.). *Interhemispheric Climate.* New York: Academy Press, 2001. p. 371-390.

LEDRU, M. P.; ROUSSEAU, D. D.; CRUZ JR, F. W.; RICCOMINI, C.; KARMANN, I.; MARTIN, L. (2005). Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. *Quaternary Research*, v. 64, p. 444-450.

LEDRU, M. P.; SALGADO-LABOURUAU, M. L.; LORSCHEITTER, M. L. (1998). Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10.000 yr B.P. *Review of Paleobotany and Palynology*, v. 99, p. 131-142.

LENTIN, J. K.; WILLIAMS, G. L. (1975). Fossil dinoflagellates: index to genera and species. Supplement 1. *Canadian Journal of Botany*, v.53, p. 2147-2157.

LESSA, D. V, O.; PORTILHO RAMOS, R. C.; BARBOSA, C. F.; SILVA A. R.; BELEM, A.; TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. (2014). Planktonic foraminifera in the sediment of a western boundary upwelling system off Cabo Frio, Brazil. *Marine Micropaleontology*, 106, p. 55–68.

LESSA, D. V.; VENANCIO, I. M.; SANTOS, T. P.; BELEM, A. L.; TURCQ, B. J.; SIFEDDINE, A.; ALBUQUERQUE, A. L. S. (2016). Holocene Oscillations Of Southwest Atlantic Shelf Circulation Based On Planktonic Foraminifera From An Upwelling System (Off Cabo Frio, Southeastern Brazil). *The Holocene*, v. 26 (8), p. 1175-1187.

LEWIS, J.; DODGE, J. D.; POWELL, A. J. Quaternary Dinoflagellate Cysts form the Upwelling System Offshore Peru, Hole 686B, ODP LEG 1121. In: SUESS, E., VON HUENE, R., *et al.*,1990. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. Scientific Results, v. 112, 1990.

LIMONGES, A.; DE VERNAL, A.; NIEUWENHOVE, N. V. (2014). Long –term hydrological changes in the northeastern Gulf of Mexico (ODP – 625B) during the Holocene and Pleistocene inferred from organic walled dinoflagellate cysts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414, p. 178-191.

LJUNG K.; BJORCK S.; RENSSEN H.; HAMMARLUND D. (2008). South Atlantic island record reveals a South Atlantic response to the 8.2 kyr Event. *Clim. Past*., 4, p. 35–45.

LORENTE, F. L. *Caracterização paleoambiental de depósitos quaternários da costa norte do estado do Espírito Santo (ES-Brasil): uma abordagem interdisciplinar*. 2015. 213 p. Tese (Doutorado em Ciências), Universidade de São Paulo, Energia Nuclear na Agricultura, Piracicaba, 2015.

LORENZZETTI, J. A; GAETA, S. A. (1996). The Cape Frio upwelling effect over the south Brazilian bight northern sector water: a study using a AVHRR images. In: INTERNATIONAL SOCIETY OF PHOTOMETRY AND REMOTE SENSING (ISPRS) CONGRESS, 18., 1996, Viena. *Anais*... Viena, 1996. p. 4488-4530.

MAIA, R. M C. *Arcabouço Estratigráfico e Ciclicidade Deposicional dos Sistema Sedimentares Plataformais ao Largo do Estado do Rio de Janeiro, Bacia de Santos.* 2009. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha), Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.

MAIA, R. M. C. *Estratigrafia e evolução dos sistemas plataformais das bacias de Santos e Campos em diferentes escalas temporais: Mioceno-recente e Quaternário*. 2014. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha), Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2014.

MAIA, R. M. C.; REIS, A. T.; ALVES, E. C.; SILVA, C. G.; GORINI, C.; GUERRA, J. V.; ARANTES-OLIVEIRA, R. (2010). Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro State, northern Santos basin-Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 58, p. 15-29.

MARTIN, L.; BERTEAUX, J.; CORRGE, T.; LEDRU, M. P.; SIFEDDINE, A.; SOUBIES, F.; WIRRMANN, D.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. (1997). Astronomical forcing of constrating rainfall changes in tropical South America between 12.4 to 8.8kyr BP. *Quaternary Research*, v. 82, p. 3889-3911.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. (1979/1980). Le quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). *Cahiers O.R.S.T.O.M.*, Série Géologie, v. 11, n. 1, p. 95- 124.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. (1996). Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *An Acad. Bras. Cienc.*, 68, p. 303-354.

MASLIN M.; STICKLEY C.; ETTWEIN V. Holocene climate variability. In: JOHN H.S., KARL K.T., Steve A.T. (eds). *Encyclopedia of Ocean Sciences*. 2nd Edition. Oxford: Academic Press, 2001. p. 125–132.

MATSUOKA, K.; FUKUYO, Y. (1987). Manual for modern dinoflagellate cyst study. Second edition. Workshop of International Symposium on Red Tides, Takamatsu, Japan.

MATSUOKA, M.; JOYCE, L. B.; KOTANI, Y.; MATSUYAMA, Y. (2003). Modern dinoflagellate cysts in hypertrophic coastal waters of Tokyo Bay, Japan. *J Plankton Res.*, 25 (12), p. 1461-1470.

MATTHIESSEN, J.; KNIES, J.; NOWACZYK, N. R.; STEIN, R. (2001). Late Quaternary Dinoflagellate Cyst Stratigraphy At The Eurasian Continental Margin, Arctic Ocean: Indications For Atlantic Water Inflow In The Past 150,000 Years. *Global And Planetary Change*, 31, p. 65–86.

MEADENIC, S. (2006). The palynomorphs from surface sediments of intertidal marshes in the estuarine part of the Patos lagoon. *IHERINGIA*, Ser. Bot. v. 61, n. 1-2, p. 49-62.

MEADENIC, S.; TORGAN, L. C.; CLEROT, L. C. P.; SANTOS, C, B. (2009). Holocene Marine Transgression in the Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil: Palynomorph and Diatom Evidence. *Journal of Coastal Research*, v. 25 (1), p. 224–233.

MENDONÇA FILHO, J.G. *Aplicação de estudos de palinofácies e fácies Orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil*. 1999. 338 f. Tese (Doutorado), 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*. São Leopoldo: Unisinos, 2002, p. 20-24.

MENDONÇA FILHO, J.G.; CHAGAS, R.B.A.; MENEZES, T.R.; MENDONÇA, J.O.; DA SILVA, F.S.; SABADINI SANTOS, E. (2010a). Organic facies of the Oligocene lacustrine system in the Cenozoic Taubaté basin, Southern Brazil. *International Journal of Coal Geology*, v. 84, p. 166 – 178.

MENDONÇA-FILHO; J.G, MENEZES, T.R. (2001). *Curso de palinofácies orgânica, CCMN*, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T.R.; MENDONÇA, J.O. Organic Composition (Palynofacies Analysis). Chapter 5. In: *ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter*. Porto, 2011a. p. 33-81.

MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T. R.; MENDONÇA, J. O.; OLIVEIRA, A. D.; CARVALHO, M. A.; SANT'ANNA, A. J.; SOUZA, J. T. Palinofácies. In: SOUZA, I. C. (ed.). *Paleontologia*. Rio de Janeiro: Interciência, v. 2, 2010b. p. 379-413.

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

MENDONÇA FILHO, J.G., SILVA, T.F., RONDON, N.F., KERN, M.L., DA SILVA, F.S., CARVALHAL, S.B.V., SABADINI-SANTOS, E. Organic Composition (Geochemical Analyses). Chapter 6. In: *ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter*, Porto, 2011b. p. 83-98.

MENEZES T.R. *Aplicação de parâmetros palinofaciológicos e organogeoquímicos na reconstrução paleoambiental do talude continental brasileiro recente na Bacia de Campos, RJ*. 2002. 174 p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

MENEZES, T. R.; MENDONÇA FILHO, J. G. (2004). Aplicação de fácies orgânica na análise paleoceanográfica do talude continental superior Recente da Bacia de Campos, RJ. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7 (2), p. 177-188.

MENEZES, T. R.; MENDONÇA FILHO, J. G.; ARAUJO, C. V.; SOUZA, I. V. A.; MENDONÇA, J. O. (2008). Fácies orgânica: conceitos, métodos e estudos de casos na indústria do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (2), p. 80-96.

MERTENS, K. N.; GONZALEZ, C.; DELUSINA, I.; LOUWYE, S. (2009). 30 000 years of productivity and salinity variations in the late Quaternary Cariaco Basin revealed by dinoflagellate cysts. *Boreas*, v. 38 (4), p. 647–662.

MEYERS, P. A. (1997). Organic Geochenical proxies os Paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic process. Organic Geochemistry. *Bristol*, v. 27, n. 5-6, p. 213 – 250.

MODICA, C.J.; BRUSH, E.R. (2004). Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bulletin*, v. 88, n. 07, p. 923-945.

MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; MACHADO, A.P. (2007). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, p. 531-549.

MORENO, P. I.; DENTON, G. H.; MORENO, H.; LOWELL, T. V.; PUTNAM, A. E.; KAPLAN, M. R. (2015). Radiocarbon chronology of the last glacial maximum and its termination in northwestern Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 122, p. 233 -249.

MORQUECHO, L.; ALONSO, R.; ARREOLA, J.; REYES, A. (2012). Factors associated with moderate blooms of Pyrodinium bahamense in shallow and restricted subtropical lagoons in the Gulf of California. *Bot. Mar.*, 55, p. 611–623.

MOURA, J.; SILVA, T. Complexo de Rampa de Coluvio. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA,S. B. (orgs.). *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Ed. Bertrand Brasil, 2001.

MÜLLER A.; MATHESIUS, U. (1999). The paleoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The Application of sedimentary Corg/ N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 145, p. 1 -16.

NAGAI, R. H.; MELLO E SOUZA, S. H.; LOURENÇO, R. A.; BICEGO, M. C.; MAHIQUES, M. M. (2010). Paleoproductivity changes during the late Quaternary in the southeastern brazilian continental margin of the southwestern Atlantic. *Bras. Journal of Oceanography*, 58 (special issue, IGCP526), p. 31 - 41.

NAIDU, P. D.; PATIL, J. S.; NARALE, D. D.; ANIL, A. C. (2012). A First Look At The Dinoflagellate Cysts Abundance In The Bay Of Bengal: Implications On Late Quaternary Productivity And Climate Change. *Current Science*, 102, p. 3-10.

NAKAI, N. (1986). Paleoenvironmental features of Lake Biwa deduced from carbon isotope compositions and organic C/N ratios of the upper 800 m samples of 1400 m cored column. *Proc. Jpn. Acad*., 62, p. 279-282.

NUNES, F. C.; VILAS BOAS, G. S.; SILVA, E. F. *Mudanças climáticas e seus reflexos na paisagem do quaternário:* primeiras reflexões (Dados eletrônicos). Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2012. 24 p.

OLIVEIRA, A. D. *Reconstrução Paleoambiental Com Base Nas Assembléias De Dinoflagelados Presentes Nos Sedimentos Do Holoceno E Pleistoceno Do Talude Continental Brasileiro Da Bacia De Campos, RJ, Brasil*. 2003. 198 f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.

OLIVEIRA, A. D. Estudo Integrado De Palinofácies Com Cistos De Dinoflagelados Fósseis (Dinocistos) De Zona Climática Tropical Em Sedimentos Quaternários De Águas Profundas Da Bacia De Campos, RJ, Brasil. 2011. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

OLIVEIRA, A. D.; MENDONÇA FILHO, J. G.; CARVALHO, M. A.; MENEZES, T. R.; LANA, C. C.; BRENNER, W. W. (2004). Novo Método De Preparação Palinológica Para Aumentar A Recuperação De Dinoflagelados. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7(2), p. 169-175.

OMURA, A.; HOYANAGI, K. (2004). Relationships between composition of organic matter, depositional environments and sea level changes in backarc basins, Central Japan. *Journal of Sedimentary Research*, v. 74(5), p. 620-630.

PACTON, M.; GORIN, G. E.; VASCONCELOS, C. (2011). Amorphous organic matter: Experimental data on formation and the role of microbes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 166, p. 253–267.

PEÑA-MANJARREZ, J.L.; HELENES, J.; GAXIOLA-CASTRO, G.; ORELLANA-CEPEDA, E. (2005). Dinoflagellate cysts and Bloom events at Todos Santos Bay, Baja California, México, 1999-2000. *Continental Shelf Research*, 25, p. 1375-1393.

PEREIRA, M.J.; FEIJÓ, F. (1994). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 219-234.

PEREIRA, M.J.; MACEDO, J.M. (1990). A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 4, n. 1, p. 3-11.

PETERSON R. G.; STRAMMA, L. (1991). Upper-Level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26, p. 1-73.

PHLIPS, E. J.; BADYLAK, S.; BLEDSOE, E.; CICHRA, M. (2006). Factors affecting the distribution os Pyrodinium bahamense var. bahamnse in coastalwaters, Florida. *Mar Ecol Prog Ser*, v. 322, p. 99-115.

PHLIPS, E. J.; BADYLAK, S.; YOUNA, S.; KELLEY, K.( 2004).The occurrence of potentially toxic dinoflagellates and diatoms in a subtropical lagoon, the Indian River Lagoon, Florida, USA . *Harmful Algae*, 3, p. 39–49.

PORTILHO RAMOS, R. C. *Paleoceanografia Do Sudoeste Do Atlântico Sul: Registro De Eventos Abruptos Nos Últimos 50.000 Anos*. (2010). Tese (Doutorado em Geoquímica Ambiental), Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2010.

PORTILHO RAMOS, R. C.; BARBOSA, C. F.; RIOS NETTO, A. M. (2014). Planktonic Foraminiferal Variations In The Southwestern Atlantic Since The Last Glacial–Interglacial Cycle. *Palaios*, v. 29, p. 38–44.

PORTILHO RAMOS, R. C.; RIOS NETTO, A. M.; BARBOSA, C. F. (2006). Caracterização Bioestratigráfica Do Neógeno Superior Da Bacia De Santos Com Base Em Foraminíferos Planctônicos. *Rev. Bras. Paleontol*., 9(3), p. 349-354.

PRAHL, F. G. (1985). Chemical evidence of differential particle dispersal in the southern Washington coastal environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, p. 2533-2539.

PRAHL, F. G.; ERTEL, J. R.; GONI, M. A.; SPARROW, M. A.; EVERSMEYER, B. (1994). Terrestrial Organic-Carbon Contributions to Sediments on the Washington Margin. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 58, n. 14, p. 3035-3048.

PRAHL F. G.; HAYES J. M.; XIE T. M. (1992). Diploptene: An indicator of terrigenous organic carbon in Washington coastal sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 37(6), p. 1290-1300.

QUICK, L. J.; MEADOWS, M. E.; BATEMAN, M. D.; KIRRSTEN, K. L.; MÄUSBACHER, R.; HABERZETTL, T.; CHASE, B. M. (2016). Vegetation and climate dynamics during the last glacial period in the fynbos-afrotemperate forest ecotone, southern Cape, South Africa. *Quaternary International*, 404, p. 136-149.

RADI, T.; BONNET, S.; CORMIER, M. A.; DE VERNAL, A.; DURANTOU, L.; FAIBERT, E.; HEAD, M. J.; HENRY, M.; POSPELOVA, V.; ROCHON, A.; NIEUWENHOVE, N. V. (2013). Operational taxonomy and (paleo-)autecology of round, brown, spiny Dinoflagellate cysts from the Quaternary of high northern latitudes. *Marine Micropaleontology*, 98, p. 41–57.

RAVEN, P.H.; EVERT, R.F.; EICHHORN, S.E. *Biologia Vegetal.* 6. ed. Rio de Janeiro: Ed. Guanabara Koogan, 2001. 906 p.

REDFIELD, A . C.; KETCHUM, B, H.; RICHARDS, F. A. (1963). The influence of organisms on the composition of sea-water. In: HILL, M.N. (Ed.). *The composition of seawater: Comparative and descriptive oceanography. The sea: ideas and observations on progress in the study of the seas*, 2, p. 26-77.

REIS, A. T.; MAIA, R. M. C.; SILVA, C. G.; GORINI, C.; RABINEAU, M.; ALVES, E. C.; GUERRA, J. V.; SIMÕES, I. C. V. P.; ARANTES OLIVEIRA, R. (2011). Feições Geomorfológicas indicativas de Variações Eustáticas e de Exposição Subaérea da Plataforma Continental Sul Fluminese Durante o Pleistoceno Superior - Holoceno. *Ver. Bras. De Geofísica*, 29 (3), p. 609-631.

REIS, A.T.; MAIA, R.M.C.; SILVA, C.G.; RABINEAU, M.; GUERRA, J.V.; GORINI, C.; AYRES, A.; ARANTES-OLIVEIRA, R.M.; BENABDELLOUAHED, M.; SIMÕES, I.; TARDIN, R. (2013). Origin Of Step-Like And Lobate Seafloor Features Along The Continental Shelf Off Rio De Janeiro State, Santos Basin-Brazil. *Geomorphology*, 203, p. 25–45.

ROCHON, A.; DE VERNAL, A.; TURON, J. L.; MATTHIESSEN, J.; HEAD, M. J. (1999). Distrubution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic ocean and adjacent seas in relatin to sea-surface paramenters. *AASP contributions series*, n. 35.

RODRIGUES, J.M.; BEHLING, H.; GIESECKE, T. (2016). Differentiating Vegetation Types From Eastern South American Ecosystems Based On Modern And Subfossil Pollen Samples: Evaluating Modern Analogues. Veget Hist Archaeobot, 25, 387 p.

ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S-P. (Eds.). *O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil*. 1. ed. São Paulo: EDUSP, 2006.

ROSSIGNOL-STRIKE, M. (1999). The Holocene climatic optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean, 9000—6000 BP. *Quaternary Science Reviews*, 18, p. 515-530.

RUPPERT, E. E.; BARNES, R.D. *Zoologia dos Invertebrados*. 6. ed. São Paulo: Ed. Roca, 1996. 1028 p.

RUSTIC, G. T.; ATHANASIOS KOUTAVAS, A.; MARCHITTO, T. M.; LINSLEY, B. K. (2015). Dynamical excitation of the tropical Pacific Ocean and ENSO variability by Little Ice Age cooling. *Science*, 6267, p. 1537–1541.

SALGADO-LABOURIAU, M.L. *História Ecológica da Terra*. 2. ed. São Paulo: Edgard Bücher, 1994. 320 p.

SALGADO-LABOURIAU, M.L. *Critérios e Técnicas para o Quaternário*. São Paulo: Edgard Blucher, 2007. 402 p.

SALLUM, A.E.M.; SALLUM-FILHO, W.; SUGUIO, K.; BABINSKI, M.; GIOIA, S.M.C.L.; HARLOW, B.A.; DULEBA, W.; OLIVEIRA, P.E.; GARCIA, M.J.; WEBER, C.Z.; CHRISTOFOLETTI, S.R.; SANTOS, C.S.; MEDEIROS, V.B.; SILVA, J.; HUSSEIN, M.C.S.; FERNANDES, R.S. (2012). Geochemical Evidence of the 8.2 ka Event and Other Holocene Environmental Changes Recorded in Paleolagoon Sediments, Southeastern Brazil. *Quaternary Research*, 77, p. 31-43.

SANTAROSA, A. C. A. *Caracterização paleoceanográfica de um testemunho da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos durante o Holoceno*. 2010. Dissertação (Mestrado em Oceanografia), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

SCHMIDT, G. A.; JANSEN, E. (2006). The 8.2kyr event. *Pages News*, v. 14 (3), December, p. 28-29.

SCHMIEGELOW, J. M. M. *O planeta azul:* uma introdução às ciências marinhas. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. 202 p.

SCHOTT, F. A.; DENGLER, M.; ZANTOPP, R.; STRAMMA, L.; FISHER, J.; BRANDT, P. (2005). The Shallow and deep western boundary circulation of the South Atlantic at 5° - 11°S. *Jounal of Physical Oceanographic*, 35, p. 2031-2053.

SCOTT, L. (1992). Environmental implications and origin of microscopic Pseudoschizaea Thiergart and Frantz ex R. Potonie emend. in sediments. *Journal of Biogeography*, 19, p. 349-354.

SHAKUN, J. D.; BURNS, S, J.; FLEIMANN, D.; KRAMERS, J.; MATTER, A.; AL-SUBARY, A. (2007). A High-Resolution, Absolute Degalcial Speleothem record of Indian Ocean Climate From Socotra Island, Yemen. *Earth and Planetary Science Letters*, 259, p. 442–456.

SIDDALL, M.; ROHLING, E.J.; ALMOGI-LABIN, A.; HEMLEBEN, C.; MEISCHNER, D.; SCHMELZER, I.; SMEED, D.A. (2003). Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, v. 423, p. 853-858.

SILVA, A. C; ARAÚJO, M; BOURLÈS, B. (2005). Variação sazonal da estrutura de massas de água na plataforma continental do Amazonas e área oceânica adjacente. *Rev. Bras. Geofísica*, v.23 (2), p. 145- 157.

SILVA, Y. M. P.; MEYER, K. E. B.; PERONICO, C.; CASTRO, P. T. (2010). Palinofácies De Uma Sequência Sedimentar Quaternária Da Lagoa Preta, Parque Estadual Do Rio Doce, Mg, Brasil. *Rev. bras. paleontol*., 13(1), p. 49-56.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A.C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S., IKEDA, Y. (2000). A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48 (2), p. 171-183.

SMAYDA, T. J.; TRAINER, V. L. (2010). Dinoflagellate blooms in upwelling systems: Seeding, variability, and contrasts with diatom bloom behaviour. *Progress in Oceanography*, 85, p. 92–107.

SOUTO, D. D.; LESSA, D. V. O.; ALBIQUERQUE, A. L.; SIFEDINNE, A.; TURCQ, B.; BARBOSA, C. F. (2011). Marine sediments from southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 year record of upwelling productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 299, Issues 1–2, 1 January 2011, p. 49–55.

SOUZA, T. C. S.; CARVALHO, M. A.; DIAS, F. F.; BARRETO, C. F.; FREITAS, A. S.; CASTRO, J. W. (2016). Analysis Of Particulate Organic Matter In Holocene Sediments Of Coastal Plain From Pero Beach, Cabo Frio, Rio De Janeiro, Brazil. *Journal of Sedimentary Environments*, v. 1, p. 249-260.

SPRANGERS, M.; DAMMERS, N.; BRINKHUIS, H.; VAN HEERING, T. C. E.; LOTTER, A. F. (2004). Modern Organic Walled dinoflagellate cyst distribution offshore NW Iberia: tracing the upwellig system. *Review Paleobotany and Palynology*, 128 (1-2), p. 97-106.

STOCKMARR, J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 13, p. 615-621.

STOVER, L.E., EVITT, W.R. (1978). Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates. *Stanford University Publications, Geological Sciences*, v.15, 300 p.

STOVER, L.E.; WILLIAMS, G.L. (1987). Analyses of Mesozoic and Cenozoic organic-walled dinoflagellates 1977-1985. *American Association of Stratigraphic Palynologists*, Contributions Series, n.18, 243 p.

STRAMMA, L.; IKEDA, Y.; PETERSON, R. (1990). Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S. *Deep-Sea Research*, v. 37, p. 1875–1886.

STUIVER, M.; REIMER, P.J.; REIMER, R.W. (2017). CALIB 7.1 [WWW program] at http://calib.org, accessed 2017-3-11

TANG, L. Y.; MAO, L.; LÜ, X. M.; MA, Q. F.; ZHOU, Z. Z.; YANG, C. L.; KONG, Z. C.; BATTEN, D. J. (2013). Paleoecological and Paleoenvironmental significance of some important spores and microalgae in Quaternary deposits. *Chinese Science Bulletin*, v. 58 (25), p. 3125-3139.

TARDIN, R. G. C. P. *Estratigrafia Sísmica De Alta Resolução Da Plataforma Sul Fluminense, Bacia De Santos (Últimos ~130 Ka).* (2013). Monografia (Graduação em Oceanografia). 123 f., Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

TAYLOR, F.J.R. (ed.). *The biology of Dinoflagellates*. Londres: Blackwell scientific Publications, 1987. 785 p.

THEM II, T.R.; SCHMIDT, M.W.; LYNCH-STIEGLITZ J. (2015). Millennial-scale Tropical atmospheric and Atlantic Ocean circulation change from the Last Glacial Maximum and Marine Isotope Stage 3. *Earth and Planetary Science Letters*, 427, p. 47-56.

TOBOGA, S. R. Microscopia. In: RECCO-PIMENTEL, L. S. M; CARVALHO, H. F. (Orgs.). *A Célula*. São Paulo: Ed Manole, 2001. p 6-14.

TOKUTAKE, L. R. *Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários e Estratigrafia de Isótopos (C e O) do Talude médio, Quaternário, porção N da Bacia de Campos, ES.* (2005). Dissertação (Mestrado em Geociências), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.

TRAVERSE, A. (1994). Palynofloral geochronology of the Brandon Lignite of Vermont, USA. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 82, p. 265-297, pl.1-3.

TSCHUDY, R.H. *Aspects of Palynology*. TSCHUDY, R.H; SCOTT, R.A. (eds). New York: Wiley-Intercience, 1969. 510 p.

TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; CORDEIRO, R. C.; SIFEDDINE, A.; SIMOES FILHO, F. F. L.; SOUZA, A. G.; ABRAO, J. J.; OLIVEIRA, F. B. L.; SILVA, A. O.; CAPITANEO, J. (2002). Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. *Sedimentary Geology*, 148 (1-2), p. 319-342

TURCQ B, MARTIN L, FLEXOR JM, SUGUIO K, PIERRE C & TASAYACO-ORTEGA L. Origin and evolution of the quaternary coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: KNOPPERS, B.; BIDONE, E.D.; ABRAO, J.J. (eds.) *Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems*. Rio de Janeiro, 6, 1999, p. 25-46.

TYSON, R. V. The Genesis and Palynofacies characteristics of Marine Petroleum source rocks. In: BROOKS, J.; FLEET, A. J. (Eds.). *Marine Petroleum Source Rocks.* Geological Society, London, Special Publications, v. 26, 1987. p. 47-67.

TYSON, R. V. Palynofacies analysis. In: JENKINS D.G. (ed.). *Applied micropaleontology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1993. p. 153–191.

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

VALENTIN, J.L. The Cabo Frio upwelling system, Brasil. In: SEELIGER, U.; KJERFVE, B. (Eds.). *Coastal Marine Ecosystems Ecological Studies*, v. 144, Springer, Berlin, 2001. p. 97-106.

VERLEYE, T. J.; MERTENS, K. N.; LOUWYE, S.; ARZ, H. W. (2009). Holocene Salinity changes in the southwestern Black Sea: a reconstruction based on dinoflagellates. *Palynology*, 33(1), p. 77-100.

VERSTEEGH G.J.M. (1994). Recognition of cyclic and non-cyclic environmental changes in the Mediterranean Pliocene. *Mar Micropaleontol*, 23, p. 141-171.

VERSTEEGH, G.J.M. *Palaeoenvironmental changes in the Mediterranean and North Atlantic in relation to the onset of Northern Hemisphere glaciations (2.5 Ma B.P.) - a palynological approach.* (1995). 134 f. Tese (Doutorado), University of Utrecht, Cip-Gegevens Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, The Netherlands, February, 1995.

VICALVI, M. A. *Zoneamento Bioestratigráfico E Paleoclimático Do Quaternário Superior Do Talude Da Bacia De Campos E Platô De São Paulo Adjacente, Com Base Em Foraminíferos Planctônicos.* 1999. 184 f. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal do Rio De Janeiro, Rio de Janeiro, 1999.

VILLANOY, C.; AZANZA, R.; AUBREY, V.; CASIL, A. (2006). Attempts to model the bloom dynamics of Pyrodinium, a tropical toxic dinoflagellate. *Harmful Algae.*, 5, p. 156–183.

WAINER, I.; GENT, P.; GONI, G. (2000). Annual Cycle of Brazil - Malvinas confluence region in the National Center of Atmospheric Research Climate System Model. *Journal of Geophysical Research*, 105, p. 26167-26177.

WAINER, I.; VENEGAS, S. A. (2002). South Atlantic multidecadal variability in the climate System Model. *Journal of Climate*, 15, p. 1408-1420.

WALL, D.; DALE, B.; LOHMANN, G.P.; SMITH, W.K. (1977) The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent areas. *Marine Micropaleontology*, v.2, p.121-200.

WEI, R.; ABOUCHAMI, W.; ZAHN, R.; MASQUÉ, P. (2016). Deep circulation changes in the South Atlantic since the Last Glacial Maximum from Nd isotope and multi-proxy records. *Earth Planet. Sci. Lett*., 434, p. 18–29.

WELTE, D.H. (1972). Petroleum Exploration and Organic geochemistry. *J. Geochem. Explor.*, v. 1, p. 117-136.

WESCHENFELDER, J.; CORRÊA, I. C. S.; TOLDO JR, E. E.; BAITELLI, R. (2008). Paleocanais Como Indicativo De Eventos Regressivos Quaternários Do Nível Do Mar No Sul Do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(3), p. 367-375.

WILLIAMS, G.L.; STOVER, L.E.; KIDSON, E.J. (1993). Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic dinoflagellate taxa in the Northern Hemisphere. *Geological Survey of Canada*, n. 92-10, 137 p.

WRIGHT, J. D.; SHERIDAN, R. E.; MILLER, K. G.; UPTEGROVE, J.; CRAMER, S. B., BROWNIN, G. V. J. (2009). Late Pleistocene sea level on the New Jersey margin: Implications to eustasy and deep-sea temperature. *Global and Planetry Change*, v. 66, p. 93-99.

YBERT, J.P., SALGADO-LABOURIAU, M.L., BARTH, O.M., LORSCHEITTER, M.L., BARROS, M.A., CHAVES, S.A.M., LUZ, C.F.P., RIBEIRO, M., SCHEEL, R., VICENTINI, K.R.F. (1992). Sugestões para padronização da metodologia empregada para estudos palinológicos do Quaternário. *Rev. Inst. Geol*., 13, p. 47-49.

ZALAN P.V.; OLIVEIRA J.A.B. (2005). Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. *Bol. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 12, p. 269–300.

ZOBAA, M. K.; EL BEIALY, S. Y.; TAHA, A. A.; OBOH-IKUENOBE, F. E. (2015). Improved Graphical Representation Of Sedimentary Organic Matter As Paleoenvironmental Paramenters. *GSA Annual Meeting*, Baltmore, Maryland, USA. Abstract, v. 47(7), 365 p.

ZONNEVELD, K. A. F.; BRUMMER, G. J. A. (2000). Palaeo-ecological significance, transport and preservation of organic walled dinoflagellate cysts in the Somali Basin, NW Arabian Sea, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 47 (9–11), p. 2229–2256.

ZONNEVELD, K. A. F.; MARRET, F.; VERSTEEGH, G. J. M.; BOGUS, K.; BOUIMETARHANA, I.; CROUCH, E.; DE VERNAL, A.; ELSHANAWANY, R.; ESPER, O.; FORKE, S.; GRØSFJELD, K.; HENRY, M.; HOLZWARTH, U.; BONNET, S.; EDWARDS, L.; KIELT, J.F.; KIM S.Y.; LADOUCEUR, S.; LEDU D., CHEN L., LIMOGES A., LU S.-H., MAHMOUD M. S., MARINO G., MATSOUKA K., LONDEIX L., MATTHIESSEN J., MILDENHAL D. C., MUDIE P., NEIL H. L., POSPELOVA V., QI Y., RADI T., ROCHON A., SANGIORGI F., SOLIGNAC S., TURON J.-L., WANG Y., WANG Z., YOUNG M., RICHEROL T., VERLEYE T. (2013). Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 datapoints. *Rev. Palaeobot. Palyno*., 191, p. 1–198.

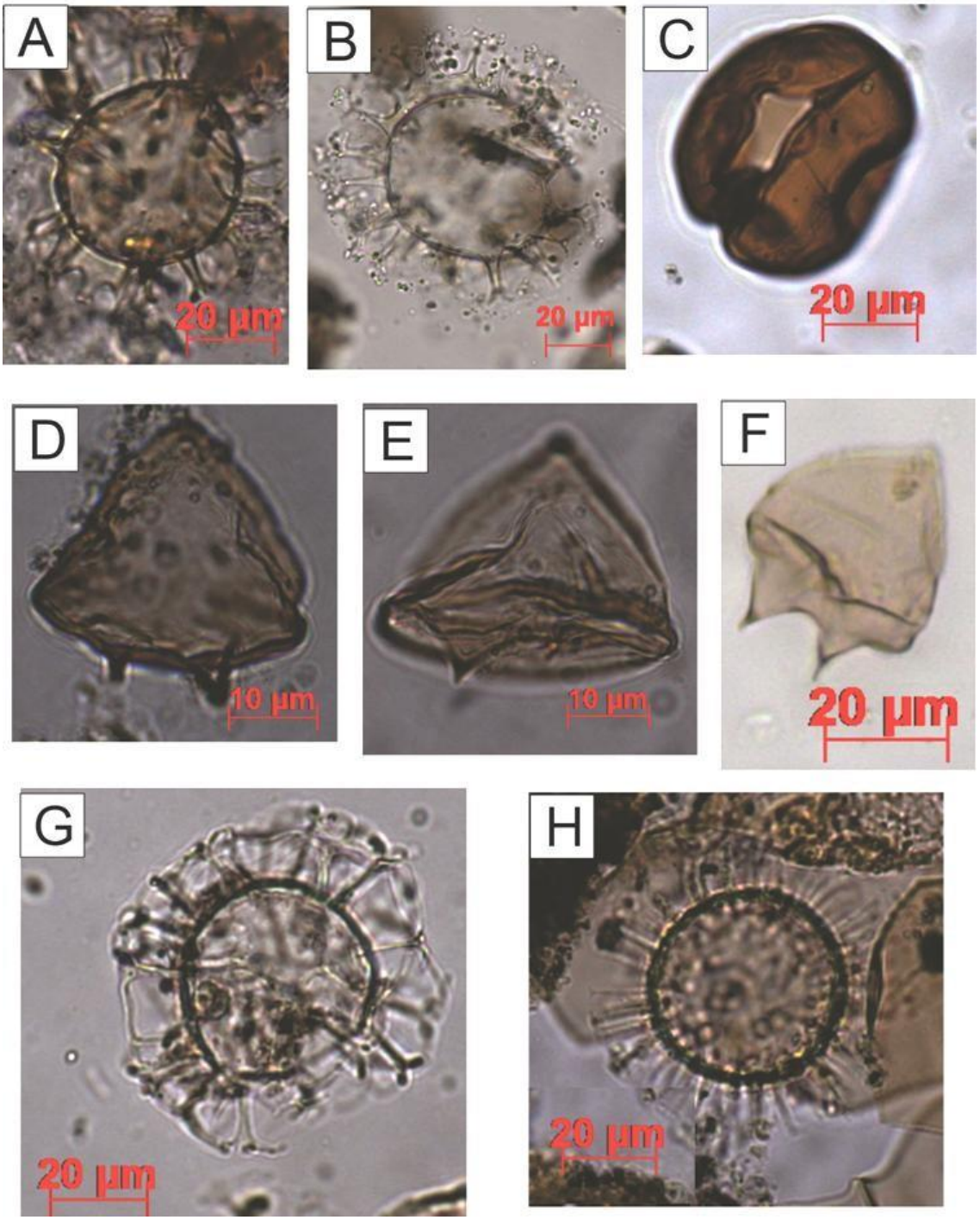
ZONNEVELD K. A. F., VERSTEEGH G. J. M., DELANGE G. J., 1997, Preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in different oxygen regimes: A 10 000 year natural experiment, Mar. Micropaleontol., 29 (3–4), 393–405.

ZONNEVELD, K. A. F.; POSPELOVA V. (2015). A Determination Key For Modern Dinoflagellate Cysts. *Palynology*, 39 (3), p. 387-409.

ZONNEVELD, K. A. F.; SUSEK, E. (2007). Effects of temperature, light and salinity on cyst production and morphology of Tuberculodinium vancampoae (the resting cyst of Pyrophacus steinii). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 145, p. 77–88.

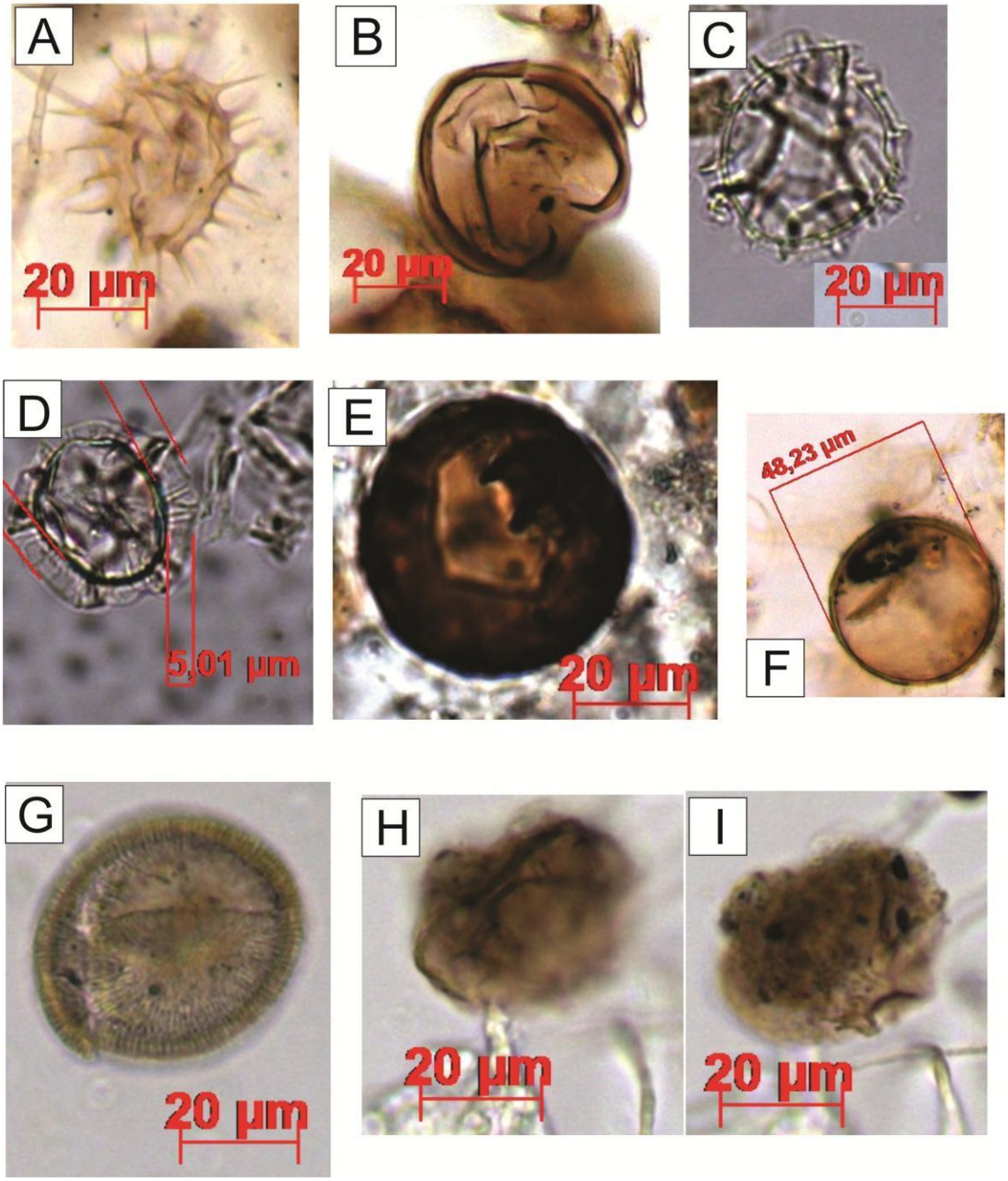
# APÊNDICE A

Estampa 1



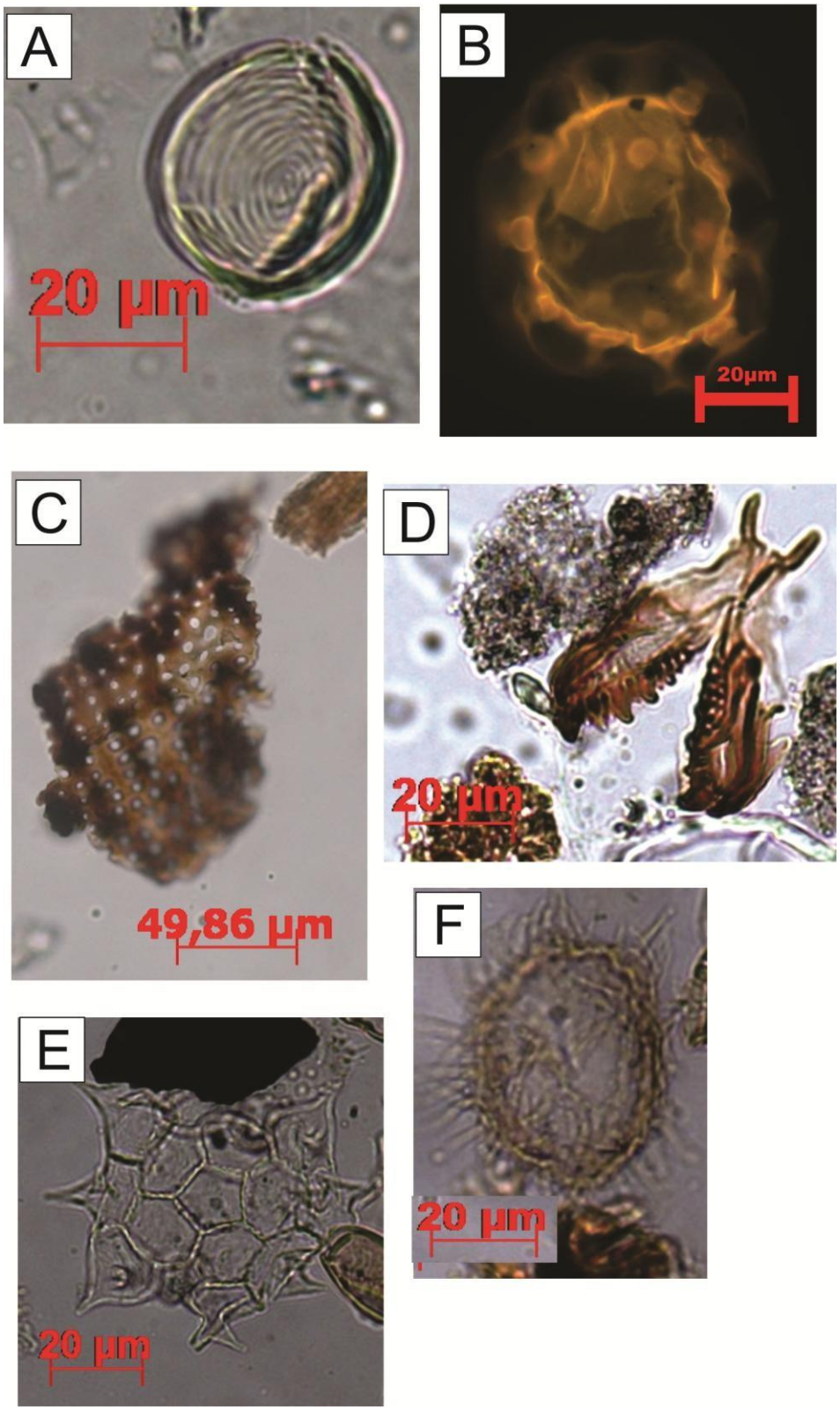

Estampa 1. Estampa 1. Dinoflagelados*:* A: *Spiniferites membranaceus;* B: *Spiniferites mirabilis;* C: *Brigantedinium sp.;* D - E *Lejeunecysta oliva; F: Leipokatium invisitatum;* G*: Nemathosphaeropsis labirinthus;* H: *Operculodinium centrocarpum*

Estampa 2




Estampa 2. Dinoflagelados – A: *Echinidinium sp.* B: *Selenopemphyx nephroides* C: *Impagidinium aculeatum* D: *Impagidinium plicatum* E: *Brigantedinium sp.* F: *Bitectatodinium tepikiense* G: *Bitectatodinium spongium* H - I: *Quinquecuspis concreta*.

Estampa 3




Estampa 3. A: Alga *Concentricides (Pseudoschizea)* B: *Tuberculodinium vancampoae* C: Fitoclasto NOP perfurado D: Escolecodonte E: Alga *Pediastrum* F:*Echinidinium sp*.

# APÊNDICE B

| | Profundidade (cm) | 3 | 23 | 34 | 47 | 57 | 71 | 84 | 98 | 111 | 125 | 139 | 153 | 167 | 181 | 196 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Anos C14 AP | 2878 | 4478 | 5607 | 6831 | 7678 | 8995 | 10218 | 11536 | 12759 | 14077 | 14400 | 14452 | 14505 | 14557 | 14624 |
| | *Achomosphaera spp* | 4 | 0 | 1 | 3 | 4 | 6 | 5 | 2 | 0 | 0 | 9 | 0 | 4 | 3 | 0 |
| | *Bitectatodinium spongius* | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | *Bitectatodinium tepikiense ?* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| | *Brigantedinium cariacoense* | 1 | 2 | 3 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 5 | 0 | 2 | 5 | 9 | 5 | 4 |
| | *Brigantedinium spp* | 1 | 4 | 7 | 2 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| | *Dubridinium caperatum* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 2 |
| | *Echinidinium delicatum* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 0 | 2 |
| | *Echinidinium granulatum* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | *Echinidinium transparatum* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | *Echnidinium sp.* | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 7 | 3 | 3 | 7 | 0 | 1 | 2 | 0 | 5 |
| | *Impagidinium paradoxum* | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | *Impagidinium patulum* | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| | *Impagidinium sp.* | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | *Islandinium minutum* | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 3 | 4 | 1 | 1 | 1 |
| | *Lejeunecista marieae* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 |
| | *Lejeunecista oliva* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 3 | 1 | 2 | 0 | 9 | 3 | 3 | 0 | 1 |
| | *Lingulodinium machaephorum* | 2 | 0 | 3 | 6 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 2 | 5 | 3 | 5 | 2 | 6 |
| | *Nematosphaeropsis labyrinthus* | 7 | 1 | 1 | 2 | 0 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| PC – SEC 1 | *Operculodinium centrocarpum* | 206 | 256 | 230 | 218 | 235 | 253 | 152 | 269 | 247 | 215 | 185 | 69 | 192 | 240 | 238 |
| | *Operculodinium eirikianum* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 12 | 4 | 8 |
| | *Operculodinium esferoidal/cezare* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 | 6 | 5 | 2 | 1 | 1 | 7 |
| | *Operculodinium israelianum* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 13 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | *Operculodinium janduchenei* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| | *Operculodinium sp.* | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | *Operculodinium tegillatum* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| | *Pentapharsodinium dalei* | 0 | 0 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 2 | 9 | 2 |
| | *Polykrycos kofoidii* | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| | *Polykrycos schwartzii* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| | *Polykrycos sp* | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 |
| | *Polysphaeridinium zoharyi* | 3 | 9 | 7 | 43 | 15 | 8 | 6 | 13 | 20 | 5 | 4 | 0 | 7 | 24 | 7 |
| | *Protoperidinium nudum* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | *Quinquecuspis concreta* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| | *Selenophemphix nephroides* | 0 | 1 | 4 | 4 | 1 | 5 | 16 | 0 | 1 | 2 | 33 | 4 | 5 | 2 | 2 |
| | *Spiniferites belerius* | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 3 | 3 | 0 | 3 | 0 | 1 |
| | *Spiniferites bentorii* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 0 | 0 |
| | *Spiniferites bulloideus* | 4 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 |
| | *Spiniferites delicatus* | 8 | 3 | 1 | 4 | 1 | 1 | 0 | 3 | 2 | 14 | 5 | 0 | 5 | 1 | 2 |
| | *Spiniferites hyperacanthus* | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 1 | 0 | 2 | 2 | 2 |
| | *Spiniferites membranaceous* | 0 | 3 | 4 | 0 | 1 | 1 | 5 | 0 | 2 | 0 | 4 | 1 | 2 | 0 | 0 |
| | *Spiniferites mirabilis* | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 5 | 0 | 2 | 1 | 8 | 1 | 7 | 1 | 2 |
| | *Spiniferites ramosus* | 26 | 6 | 2 | 3 | 7 | 6 | 7 | 2 | 3 | 22 | 6 | 1 | 8 | 3 | 3 |
| | *Spiniferites spp.* | 23 | 13 | 10 | 8 | 16 | 11 | 9 | 5 | 5 | 3 | 2 | 4 | 15 | 1 | 0 |
| | *Tuberculodinium vancapoe* | 0 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 5 | 0 | 2 | 0 | 0 |

PC - PRIMA 4

| Profundidade (cm) | 3 | 7 | 12 | 25 | 36 | 46 | 50 | 63 | 78 | 92 | 97 | 107 | 116 | 124 | 140 | 153 | 166 | 179 | 198 | 207 | 211 | 224 | 237 | 263 | 276 | 289 | 302 | 314 | 322 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Idade C14 AP | 2847 | 5034 | 6361 | 9812 | 12732 | 15387 | 15510 | 15909 | 16928 | 17878 | 18218 | 18897 | 19508 | 20052 | 21138 | 22021 | 23448 | 24874 | 26959 | 27947 | 28386 | 28474 | 28582 | 28737 | 28825 | 28913 | 29001 | 29082 | 29136 |
| ***Achomosphaera spp*** | 0 | 4 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 3 | 8 | 10 | 3 | 2 | 1 | 4 | 4 | 3 | 7 | 0 | 6 | 0 | 3 | 2 | 0 | 2 | 0 | 8 | 3 |
| ***Ataxiodinium choane*** | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Ataxodinium choane*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| ***Bitectatodinium spongius*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| ***Bitectatodinium tepikiense*** | 3 | 2 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 1 | 0 | 7 | 1 |
| ***Brigantedinium cariacoense*** | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 2 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Brigantedinium sp*** | 1 | 5 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 0 | 0 | 1 | 4 | 1 | 8 | 0 | 2 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Capisocysta lata*** | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 |
| ***Dalella chathamense*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Dubridinium caperatum*** | 7 | 9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 |
| ***Echinidinium delicatum*** | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Echinidinium granulatum*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Echinidinium transparatum*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Echnidinium sp.*** | 1 | 5 | 7 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 2 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 20 | 3 | 0 | 0 | 3 | 2 | 0 |
| ***Gymnodinium catenatum*** | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Impagidinium aculeatum*** | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| ***Impagidinium paradoxum*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Impagidinium patulum*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Impagidinium sp.*** | 0 | 7 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| ***Impagidinium strialatum*** | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Impagidinium velorum*** | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| ***Islandinium minutum*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Leipokatium invisitatum*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Lejeunecista marieae*** | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 |
| ***Lejeunecista oliva*** | 1 | 0 | 11 | 0 | 18 | 0 | 6 | 0 | 2 | 13 | 5 | 2 | 9 | 9 | 2 | 7 | 17 | 0 | 6 | 0 | 7 | 4 | 14 | 8 | 0 | 1 | 9 | 4 | 0 |
| ***Lingulodinium machaephorum*** | 0 | 12 | 0 | 1 | 4 | 3 | 1 | 2 | 36 | 16 | 16 | 14 | 23 | 8 | 4 | 19 | 13 | 19 | 20 | 5 | 29 | 1 | 21 | 12 | 0 | 7 | 17 | 11 | 40 |
| ***Nematosphaeropsis labyrinthus*** | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 2 | 0 | 4 | 0 | 1 | 4 | 6 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 |
| ***Operculodinium centrocarpum*** | 1 | 131 | 17 | 5 | 222 | 1 | 24 | 0 | 55 | 34 | 62 | 47 | 160 | 20 | 19 | 93 | 78 | 101 | 100 | 5 | 85 | 1 | 80 | 117 | 0 | 26 | 121 | 98 | 85 |
| ***Operculodinium eirikianum*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| ***Operculodinium esferoidal/cezare*** | 2 | 6 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 | 0 | 0 | 4 | 0 | 3 | 0 | 5 | 2 | 0 | 0 | 5 | 5 | 7 |
| ***Operculodinium israelianum*** | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Operculodinium sp.*** | 0 | 10 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 |
| ***Pentapharsodinium dalei*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 |
| ***Pentapharsodinium dalei*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Peridinium ponticum*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Polykrycos kofoidii*** | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Polykrycos schwartzii*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Polykrycos sp*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Polysphaeridinium zoharyi*** | 0 | 42 | 1 | 0 | 10 | 1 | 0 | 0 | 1 | 8 | 7 | 31 | 6 | 1 | 0 | 0 | 4 | 7 | 11 | 0 | 18 | 0 | 48 | 0 | 0 | 6 | 0 | 0 | 16 |
| ***pseudoschizaea*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 1 | 5 | 0 | 2 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Pyxidinopsis psilata ?*** | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Selenopemphix undulata*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Selenophemphix nephroides*** | 5 | 8 | 6 | 0 | 2 | 1 | 6 | 2 | 22 | 8 | 5 | 4 | 22 | 2 | 0 | 22 | 15 | 7 | 7 | 0 | 20 | 4 | 4 | 14 | 0 | 6 | 14 | 22 | 0 |
| ***Spiniferites belerius*** | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 3 | 1 | 0 | 0 | 4 | 1 | 2 | 1 | 0 | 1 | 0 | 6 | 8 | 0 | 1 | 5 | 1 | 2 |
| ***Spiniferites bentori*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| ***Spiniferites bulloideus*** | 0 | 2 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 4 | 1 |
| ***Spiniferites delicatus*** | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 6 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 2 | 0 | 3 | 9 |
| ***Spiniferites elongatus*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| ***Spiniferites hyperacanthus*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 5 |
| ***Spiniferites lazus*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Spiniferites membranaceous*** | 0 | 1 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 5 | 1 | 0 | 0 | 6 | 4 | 0 | 5 | 0 | 2 | 0 | 9 | 2 | 0 | 1 | 2 | 8 | 4 |
| ***Spiniferites mirabilis*** | 0 | 6 | 0 | 0 | 3 | 1 | 1 | 1 | 5 | 4 | 4 | 0 | 5 | 0 | 0 | 6 | 4 | 8 | 6 | 0 | 9 | 0 | 4 | 9 | 0 | 2 | 5 | 4 | 8 |
| ***Spiniferites ramosus*** | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 8 | 2 | 5 | 2 | 4 | 0 | 2 | 0 | 5 | 15 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 1 | 12 |
| ***Spiniferites ramosus/bulloideus*** | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| ***Spiniferites spp.*** | 0 | 11 | 2 | 1 | 4 | 2 | 4 | 0 | 15 | 27 | 8 | 41 | 46 | 14 | 9 | 29 | 23 | 25 | 31 | 12 | 9 | 0 | 45 | 24 | 1 | 12 | 37 | 26 | 39 |
| ***Tectatodinium pellitum*** | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| ***Tuberculodinium vancapoe*** | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 4 | 134 | 164 | 161 | 15 | 6 | 0 | 1 | 84 | 111 | 90 | 85 | 0 | 106 | 0 | 9 | 97 | 0 | 93 | 79 | 83 | 52 |
| ***Votadinium calvun*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ***Xandarodinium xanthun*** | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

PC - PRIMA2

| Profundidade (cm) | 3 | 18 | 31 | 43 | 56 | 68 | 81 | 94 | 107 | 120 | 133 | 147 | 160 | 173 | 186 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Anos C14 AP | 19888 | 20971,75 | 21911 | 22778 | 22911,64 | 23034,99 | 23168,63 | 23302,27 | 23435,9 | 23569,54 | 23703,17 | 23847,09 | 23980,73 | 24114,36 | 24248 |
| *Ataxiodinium choane* | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Ataxodinium choane* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Bitectatodinium spongius* | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Bitectatodinium tepikiense* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Brigantedinium cariacoense* | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| *Brigantedinium spp* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 3 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| *Dubridinium caperatum* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Echnidinium sp.* | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 |
| *Impagidinium aculeatum* | 0 | 0 | 2 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| *Impagidinium paradoxum* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| *Impagidinium* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| *Impagidiniumsp.* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| *Islandinium minutum* | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 4 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Lejeunecista oliva* | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Lingulodinium machaephorum* | 81 | 85 | 75 | 69 | 68 | 98 | 118 | 105 | 93 | 62 | 78 | 108 | 97 | 84 | 78 |
| *Nematosphaeropsis labyrinthus* | 8 | 4 | 4 | 17 | 22 | 12 | 10 | 8 | 8 | 3 | 11 | 3 | 0 | 12 | 10 |
| *Operculodinium (processos quebrados).* | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Operculodinium centrocarpum* | 30 | 28 | 31 | 13 | 15 | 11 | 26 | 25 | 10 | 28 | 21 | 18 | 29 | 14 | 20 |
| *Operculodinium esferoidal/cezare* | 12 | 8 | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Pentapharsodinium dalei* | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Polykrycos kofoidii* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| *Polysphaeridinium zoharyi tipo* | 10 | 6 | 16 | 1 | 2 | 3 | 0 | 10 | 3 | 4 | 7 | 5 | 1 | 7 | 6 |
| *Pyxidinopsis psilata* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Selenophemphix nephroides* | 0 | 0 | 2 | 1 | 2 | 1 | 0 | 0 | 1 | 2 | 2 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| *Spiniferites belerius* | 3 | 3 | 4 | 7 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 13 | 2 | 8 | 6 | 5 | 3 |
| *Spiniferites bulloideus* | 4 | 1 | 9 | 14 | 14 | 1 | 3 | 3 | 7 | 6 | 2 | 0 | 6 | 6 | 6 |
| *Spiniferites delicatus* | 7 | 1 | 6 | 7 | 10 | 1 | 2 | 5 | 6 | 4 | 5 | 0 | 1 | 13 | 12 |
| *Spiniferites elongatus* | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Spiniferites hyperacanthus* | 4 | 2 | 10 | 0 | 2 | 0 | 1 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Spiniferites membranaceous* | 9 | 7 | 9 | 30 | 13 | 7 | 6 | 7 | 4 | 14 | 9 | 12 | 10 | 14 | 5 |
| *Spiniferites mirabilis* | 10 | 14 | 18 | 24 | 21 | 4 | 7 | 10 | 26 | 9 | 16 | 20 | 16 | 26 | 28 |
| *Spiniferites ramosus* | 11 | 9 | 0 | 7 | 9 | 4 | 7 | 23 | 25 | 7 | 20 | 15 | 14 | 9 | 12 |
| *Spiniferites ramosus/bulloideus* | 0 | 2 | 5 | 0 | 14 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| *Spiniferites spp.* | 61 | 73 | 48 | 56 | 44 | 36 | 48 | 41 | 59 | 48 | 45 | 65 | 54 | 53 | 58 |
| *Spiniferites/Achomosphaera spp* | 2 | 5 | 11 | 4 | 5 | 7 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 3 | 0 | 3 |
| *Tuberculodinium vancapoe* | 47 | 52 | 44 | 38 | 53 | 100 | 54 | 56 | 49 | 74 | 71 | 41 | 51 | 48 | 50 |
| *Votadinium calvun* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Xandarodinium xanthun* | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

| PC - PRIMA 2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | MOA | | Grupo Fitoclasto | | | | | | | | | | | | Palinomorfos | | | | | | | | | | |
| | | | | Opaco | | | | Não Opaco | | | | | | | | Continentais | | | | | Marinhos | | | | | |
| Profundidade (cm) | idade Cal. AP | MOA | Resina | Equidimensional | Corroído | Pseudo-amorfo | Alongado | Não bioestruturado | Bioestruturado | Cutículas | Membranas | Listrado | Bandado | Estriado | Perfurado | Esporos | hifas de fungos | grãos de pólen | Botryococcus | Algas Chlorococcales | Palinoforaminíferos | ovo de copépode | Escolecodontes | dinoflagelados | Prasinófitas |
| 3 | 19888 | 3 | 0 | 34 | 1 | 0 | 24 | 11 | 33 | 4 | 2 | 62 | 71 | 90 | 10 | 11 | 4 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 137 | 0 |
| 18 | 20972 | 0 | 0 | 4 | 2 | 1 | 16 | 3 | 24 | 2 | 4 | 65 | 91 | 34 | 9 | 7 | 2 | 3 | 2 | 0 | 4 | 0 | 0 | 227 | 0 |
| 31 | 21911 | 0 | 0 | 10 | 0 | 0 | 15 | 10 | 36 | 9 | 1 | 40 | 42 | 135 | 3 | 4 | 0 | 4 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 189 | 0 |
| 43 | 22778 | 0 | 0 | 10 | 3 | 0 | 21 | 4 | 17 | 1 | 0 | 29 | 59 | 107 | 2 | 13 | 2 | 3 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 225 | 0 |
| 56 | 22912 | 0 | 0 | 81 | 11 | 12 | 15 | 4 | 5 | 3 | 4 | 11 | 64 | 63 | 3 | 8 | 1 | 7 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 205 | 0 |
| 68 | 23035 | 2 | 0 | 64 | 14 | 5 | 19 | 10 | 23 | 12 | 10 | 28 | 69 | 78 | 18 | 8 | 2 | 9 | 3 | 0 | 6 | 0 | 1 | 118 | 1 |
| 81 | 23169 | 10 | 0 | 38 | 33 | 0 | 14 | 2 | 96 | 2 | 0 | 28 | 61 | 83 | 19 | 8 | 3 | 2 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 96 | 0 |
| 94 | 23302 | 2 | 0 | 20 | 5 | 0 | 20 | 12 | 34 | 8 | 3 | 1 | 88 | 133 | 10 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 156 | 0 |
| 107 | 23436 | 1 | 0 | 14 | 10 | 0 | 10 | 6 | 63 | 4 | 1 | 26 | 76 | 103 | 7 | 13 | 2 | 2 | 0 | 0 | 6 | 0 | 0 | 156 | 0 |
| 120 | 23570 | 28 | 0 | 20 | 21 | 0 | 16 | 11 | 12 | 0 | 3 | 23 | 69 | 99 | 12 | 20 | 18 | 3 | 3 | 0 | 4 | 0 | 0 | 137 | 1 |
| 133 | 23703 | 15 | 0 | 20 | 21 | 0 | 3 | 26 | 16 | 4 | 2 | 26 | 43 | 68 | 14 | 11 | 2 | 5 | 2 | 1 | 10 | 3 | 0 | 208 | 0 |
| 147 | 23847 | 49 | 1 | 39 | 19 | 0 | 14 | 30 | 4 | 2 | 1 | 0 | 20 | 98 | 6 | 8 | 37 | 5 | 1 | 0 | 3 | 0 | 0 | 163 | 0 |
| 160 | 23981 | 29 | 0 | 48 | 22 | 0 | 11 | 52 | 0 | 14 | 14 | 5 | 57 | 60 | 9 | 13 | 14 | 1 | 0 | 0 | 9 | 2 | 0 | 140 | 0 |
| 173 | 24114 | 68 | 0 | 30 | 26 | 2 | 16 | 30 | 0 | 8 | 1 | 4 | 58 | 64 | 11 | 8 | 4 | 0 | 1 | 0 | 7 | 1 | 0 | 161 | 0 |
| 186 | 24248 | 44 | 0 | 82 | 164 | 25 | 10 | 37 | 0 | 4 | 1 | 3 | 70 | 18 | 4 | 2 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 2 | 0 | 30 | 0 |

| PC- SEC 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Grupo Fitoclasto | | | | | | | | | | | | Palinomorfos | | | | | | | | | | |
| | | | Opaco | | | | Não Opaco | | | | | | | | Continentais | | | | Marinhos | | | | | |
| Profundidade (cm) | Idade Cal. AP. | MOA | Equidimensional | Corroído | Pseudo-amorfo | Alongado | Não bioestruturado | Bioestruturado | Cutículas | Membranas | Listrado | Bandado | Estriado | Perfurado | Esporos | hifas de fungos | grãos de pólen | Botryococcus | Palinoforaminíferos | ovo de copépode | Escolecodontes | dinoflagelados | Tintinídeos |
| 3 | 2878 | 441 | 3 | 5 | 1 | 1 | 6 | 0 | 6 | 5 | 2 | 2 | 4 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 9 | 4 | 0 | 6 | 0 |
| 23 | 4478 | 276 | 11 | 41 | 0 | 0 | 25 | 0 | 4 | 0 | 0 | 5 | 9 | 2 | 14 | 0 | 0 | 0 | 36 | 26 | 3 | 41 | 7 |
| 34 | 5607 | 266 | 8 | 54 | 32 | 2 | 7 | 0 | 2 | 3 | 0 | 3 | 4 | 2 | 4 | 3 | 4 | 0 | 58 | 11 | 2 | 35 | 0 |
| 47 | 6831 | 359 | 8 | 6 | 10 | 0 | 2 | 0 | 3 | 0 | 0 | 1 | 4 | 2 | 7 | 2 | 1 | 0 | 43 | 18 | 2 | 31 | 1 |
| 57 | 7678 | 151 | 59 | 91 | 24 | 1 | 25 | 0 | 5 | 20 | 9 | 9 | 2 | 3 | 3 | 1 | 0 | 0 | 39 | 16 | 1 | 41 | 0 |
| 71 | 8995 | 372 | 25 | 18 | 20 | 0 | 10 | 1 | 1 | 4 | 0 | 3 | 10 | 2 | 2 | 1 | 2 | 0 | 13 | 3 | 1 | 12 | 0 |
| 84 | 10218 | 422 | 9 | 0 | 3 | 2 | 6 | 0 | 2 | 0 | 0 | 5 | 2 | 0 | 7 | 1 | 2 | 0 | 23 | 2 | 0 | 14 | 0 |
| 98 | 11536 | 300 | 26 | 16 | 9 | 3 | 23 | 4 | 3 | 4 | 2 | 5 | 9 | 2 | 0 | 1 | 0 | 0 | 60 | 3 | 1 | 28 | 1 |
| 111 | 12759 | 212 | 95 | 35 | 36 | 5 | 26 | 6 | 3 | 6 | 2 | 4 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 28 | 5 | 1 | 33 | 0 |
| 125 | 14077 | 113 | 88 | 25 | 5 | 5 | 51 | 1 | | 6 | 7 | 19 | 18 | 6 | 7 | 0 | 1 | 0 | 90 | 18 | 0 | 40 | 0 |
| 139 | 14400 | 324 | 75 | 13 | 17 | 1 | 15 | 0 | 0 | 2 | 0 | 5 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 32 | 2 | 0 | 11 | 1 |
| 153 | 14452 | 223 | 70 | 36 | 13 | 5 | 32 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 7 | 0 | 1 | 0 | 57 | 17 | 1 | 34 | 0 |
| 167 | 14505 | 236 | 43 | 89 | 7 | 1 | 3 | 0 | 5 | 3 | 0 | 3 | 0 | 3 | 2 | 0 | 3 | 0 | 54 | 15 | 1 | 31 | 1 |
| 181 | 14557 | 283 | 62 | 45 | 0 | 0 | 6 | 0 | 0 | 3 | 0 | 4 | 3 | 0 | 5 | 0 | 3 | 1 | 44 | 7 | 0 | 34 | 0 |
| 196 | 14624 | 175 | 70 | 57 | 7 | 4 | 49 | 0 | 2 | 3 | 0 | 17 | 15 | 3 | 1 | 0 | 1 | 1 | 47 | 13 | 2 | 31 | 2 |

| PC - PRIMA 4 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| idade Cal. AP | MOA | | Grupo Fitoclasto | | | | | | | | | | | | Palinomorfos | | | | | | | | | |
| | | | Opaco | | | | Não Opaco | | | | | | | | Continentais | | | | | Marinhos | | | | |
| | MOA | Resina | Equidimensional | Corroído | Pseudo-amorfo | Alongado | Não bioestruturado | Bioestruturado | Cutículas | Membranas | Listrado | Bandado | Estriado | Perfurado | Esporos | hifas de fungos | grãos de pólen | Botryococcus | Algas Chlorococcales | Palinoforaminíferos | ovo de copépode | Escolecodontes | dinoflagelados | Prasinófitas |
| 2847 | 166 | 2 | 2 | 1 | 1 | 0 | 3 | 1 | 11 | 6 | 2 | 7 | 2 | 2 | 46 | 2 | 20 | 0 | 0 | 48 | 9 | 0 | 169 | 0 |
| 5034 | 146 | 2 | 5 | 9 | 4 | 0 | 13 | 2 | 15 | 24 | 0 | 33 | 7 | 14 | 43 | 2 | 20 | 0 | 0 | 25 | 5 | 0 | 131 | 0 |
| 6361,31 | 82 | 1 | 11 | 11 | 2 | 13 | 9 | 0 | 1 | 12 | 3 | 23 | 7 | 12 | 30 | 1 | 9 | 1 | 0 | 4 | 4 | 1 | 263 | 0 |
| 9812,31 | 236 | 0 | 6 | 25 | 0 | 6 | 11 | 0 | 1 | 13 | 5 | 8 | 7 | 5 | 23 | 0 | 5 | 3 | 0 | 11 | 1 | 2 | 132 | 0 |
| 12732,38 | 174 | 0 | 3 | 16 | 1 | 6 | 6 | 6 | 13 | 8 | 1 | 9 | 4 | 5 | 10 | 3 | 2 | 1 | 1 | 5 | 3 | 0 | 72 | 0 |
| 15387 | 207 | 0 | 5 | 30 | 2 | 5 | 15 | 18 | 17 | 6 | 0 | 17 | 6 | 5 | 47 | 2 | 10 | 4 | 0 | 61 | 4 | 0 | 39 | 0 |
| 15509,82 | 73 | 0 | 3 | 12 | 2 | 4 | 9 | 1 | 5 | 10 | 1 | 12 | 1 | 5 | 15 | 3 | 0 | 0 | 0 | 7 | 8 | 0 | 18 | 0 |
| 15909 | 447 | 0 | 0 | 7 | 0 | 2 | 1 | 0 | 2 | 8 | 0 | 2 | 3 | 2 | 4 | 0 | 0 | 3 | 0 | 16 | 3 | 0 | 0 | 0 |
| 16927,67 | 76 | 0 | 29 | 98 | 0 | 17 | 25 | 29 | 29 | 7 | 5 | 20 | 29 | 9 | 22 | 3 | 1 | 4 | 0 | 49 | 1 | 1 | 46 | 0 |
| 17878,42 | 17 | 0 | 24 | 82 | 5 | 8 | 19 | 30 | 25 | 2 | 0 | 25 | 64 | 9 | 45 | 0 | 1 | 12 | 0 | 41 | 0 | 0 | 91 | 0 |
| 18217,98 | 35 | 0 | 113 | 21 | 0 | 15 | 7 | 17 | 11 | 6 | 8 | 35 | 54 | 9 | 17 | 0 | 10 | 10 | 0 | 35 | 1 | 0 | 96 | 0 |
| 18897,09 | 7 | 0 | 35 | 10 | 0 | 6 | 43 | 6 | 26 | 18 | 10 | 51 | 57 | 9 | 33 | 0 | 8 | 8 | 0 | 52 | 0 | 0 | 121 | 0 |
| 19508,29 | 93 | 0 | 98 | 20 | 0 | 28 | 29 | 0 | 5 | 2 | 10 | 51 | 46 | 10 | 8 | 1 | 7 | 3 | 0 | 13 | 1 | 0 | 75 | 0 |
| 20051,58 | 3 | 1 | 168 | 70 | 0 | 23 | 41 | 0 | 5 | 7 | 17 | 40 | 14 | 7 | 17 | 0 | 4 | 0 | 0 | 23 | 0 | 0 | 60 | 0 |
| 20798,6 | 14 | 0 | 384 | 51 | 0 | 10 | 5 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 4 | 1 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 12 | 0 | 0 | 14 | 0 |
| 21138,16 | 7 | 0 | 202 | 32 | 0 | 17 | 24 | 0 | 12 | 5 | 19 | 45 | 25 | 5 | 4 | 0 | 1 | 1 | 0 | 21 | 0 | 0 | 79 | 1 |
| 22021 | 30 | 0 | 199 | 37 | 0 | 13 | 39 | 0 | 3 | 7 | 4 | 20 | 24 | 1 | 8 | 0 | 1 | 4 | 0 | 38 | 1 | 0 | 71 | 0 |
| 23447,64 | 66 | 0 | 136 | 40 | 3 | 14 | 29 | 0 | 1 | 4 | 6 | 38 | 35 | 8 | 29 | 0 | 3 | 5 | 0 | 25 | 0 | 0 | 58 | 0 |
| 24874,28 | 1 | 0 | 196 | 1 | 0 | 13 | 15 | 0 | 2 | 4 | 9 | 42 | 44 | 12 | 7 | 1 | 3 | 6 | 0 | 21 | 0 | 0 | 122 | 1 |
| 26300,91 | 57 | 0 | 123 | 53 | 3 | 9 | 25 | 3 | 5 | 7 | 17 | 58 | 23 | 10 | 33 | 0 | 4 | 8 | 0 | 27 | 0 | 0 | 35 | 0 |
| 26959,36 | 65 | 0 | 161 | 20 | 1 | 7 | 46 | 0 | 11 | 4 | 9 | 23 | 36 | 6 | 10 | 1 | 1 | 4 | 0 | 34 | 0 | 1 | 60 | 0 |
| 27947,03 | 67 | 0 | 89 | 60 | 0 | 22 | 42 | 0 | 1 | 3 | 23 | 32 | 44 | 5 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 54 | 0 | 0 | 53 | 0 |
| 28386 | 326 | 0 | 23 | 22 | 15 | 2 | 3 | 0 | 0 | 3 | 8 | 20 | 3 | 4 | 8 | 0 | 3 | 1 | 0 | 14 | 0 | 0 | 45 | 0 |
| 28473,86 | 184 | 0 | 6 | 10 | 5 | 33 | 5 | 0 | 0 | 3 | 20 | 74 | 7 | 8 | 4 | 1 | 5 | 0 | 0 | 50 | 0 | 0 | 85 | 0 |
| 28581,99 | 130 | 0 | 49 | 10 | 6 | 13 | 0 | 0 | 0 | 4 | 12 | 68 | 28 | 6 | 6 | 0 | 6 | 5 | 1 | 50 | 0 | 0 | 106 | 0 |
| 28649,57 | 89 | 1 | 142 | 36 | 6 | 21 | 11 | 0 | 2 | 6 | 10 | 37 | 35 | 8 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 42 | 0 | 0 | 52 | 0 |
| 28737,43 | 8 | 0 | 100 | 31 | 23 | 29 | 13 | 0 | 3 | 3 | 30 | 70 | 31 | 7 | 0 | 2 | 4 | 2 | 0 | 44 | 0 | 0 | 100 | 0 |
| 28825,29 | 31 | 0 | 19 | 11 | 0 | 10 | 25 | 3 | 16 | 7 | 31 | 52 | 50 | 7 | 10 | 0 | 4 | 1 | 0 | 88 | 1 | 0 | 134 | 0 |
| 28913,14 | 42 | 0 | 46 | 18 | 0 | 21 | 15 | 3 | 25 | 4 | 15 | 33 | 73 | 9 | 18 | 0 | 4 | 3 | 0 | 75 | 0 | 0 | 96 | 0 |
| 29001 | 10 | 0 | 31 | 17 | 0 | 19 | 8 | 12 | 12 | 2 | 12 | 56 | 29 | 10 | 20 | 0 | 5 | 3 | 0 | 58 | 0 | 1 | 195 | 0 |
| 29082,1 | 6 | 0 | 27 | 52 | 17 | 30 | 13 | 4 | 23 | 0 | 14 | 24 | 40 | 11 | 8 | 2 | 2 | 1 | 0 | 131 | 0 | 0 | 95 | 0 |
| 29136,16 | 162 | 0 | 24 | 29 | 17 | 5 | 10 | 1 | 25 | 0 | 2 | 20 | 30 | 13 | 8 | 3 | 4 | 0 | 0 | 75 | 0 | 0 | 72 | 0 |