

**Universidade de Brasília**

**Instituto de Geociências**

**DINÂMICA DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS NA  
SUCESSÃO PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO  
DO TESTEMUNHO GL-77, OBTIDO EM ÁGUAS  
PROFUNDAS NO NORTE DA BACIA DE CAMPOS:  
INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS E  
PALEOCLIMÁTICAS**

Daniely Moreira Maciel

Dissertação de Mestrado n°296

Brasília – DF  
2012



**Universidade de Brasília**

**Instituto de Geociências**

**DINÂMICA DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS NA  
SUCESSÃO PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO  
DO TESTEMUNHO GL-77, OBTIDO EM ÁGUAS  
PROFUNDAS NO NORTE DA BACIA DE CAMPOS:  
INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS E  
PALEOCLIMÁTICAS**

Dissertação de Mestrado

Daniely Moreira Maciel

ORIENTADOR: Prof. Dr. Ricardo Lourenço Pinto – UnB

EXAMINADORES: Prof. Dr. Cláudio Magalhães de Almeida - UEG  
Prof. Dr. Rodrigo Miloni Santucci - FUP/UnB

SUPLENTES: Profa. Dra. Caroline Thais Martinho - UnB

Brasília – DF  
2012

**Salmos 23:4**

*Ainda que eu andasse pelo vale da sombra da morte, não temeria mal algum,  
porque tu estás comigo; a tua vara e o teu cajado me consolam...*

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTO</b> .....	i
<b>RESUMO</b> .....	iii
<b>ABSTRACT</b> .....	iv
<b>LISTA DE FIGURA</b> .....	v
<b>LISTA DE ANEXO</b> .....	vii
<b>LISTA DE TABELA</b> .....	viii
<b>LISTA DE ESTAMPA</b> .....	ix
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 Objetivo Geral.....	2
1.1.1 Objetivos Específicos.....	2
<b>2. NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS</b> .....	3
2.1 Conceitos.....	3
2.2 Algas cocolitoforídeos.....	5
2.2.1 Biologia.....	5
2.2.2 Características morfológicas dos cocólitos.....	8
2.3 Ascídeas (vertebrados urucordatos).....	11
2.3.1 Espículas de Ascídias.....	13
2.4 Dinoflagelados calcários (protoctistas).....	15
2.5 Foraminíferos (protoctistas).....	19
2.6 Importância paleoecológica.....	20
2.6.1 Características dos cócolitos.....	20
2.6.2 Ecologia das principais espécies observadas no presente estudo.....	23
2.7 Trabalhos micropaleontológicos.....	27
<b>3. ÉPOCAS PLEISTOCENO E HOLOCENO</b> .....	29
3.1 Definição e Estratotipos.....	29
3.2 Principais eventos climáticos no Quaternário.....	31
<b>4. ÁREA DE ESTUDO: BACIA DE CAMPOS</b> .....	35
4.1 Localização e contexto tectônico-sedimentar.....	35

4.2 Principais feições fisiográficas.....	38
4.3 Conceitos paleoceanográficas.....	40
<b>5. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>45</b>
5.1 Materiais.....	45
5.2 Métodos empregados para estudos dos nanofósseis calcários.....	48
5.2.1 Coleta e preparação das amostras.....	48
5.2.2 Análises quantitativas.....	50
<b>6. RESULTADOS.....</b>	<b>51</b>
6.1 Sistemática.....	51
6.2 Paleoecologia.....	91
6.2.1 Análises qualitativa e quantitativa dos nanofósseis calcários.....	91
<b>7. DISCUSSÕES.....</b>	<b>107</b>
7.1 Eventos principais com base na distribuição de abundância de nanofósseis calcários.....	107
7.2 Evidências de transporte dos nanofósseis calcários.....	111
7.3 Distribuição geográfica dos nanofósseis calcários.....	112
<b>8. CONCLUSÕES.....</b>	<b>113</b>
<b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>114</b>

## AGRADECIMENTOS

*Pela contribuição de forma significativa para o desenvolvimento e conclusão desta dissertação. Assim gostaria de agradecer:*

- *Primeiramente a Deus, por TUDO;*
- *À compreensão e carinho de minha família;*
- *Ao Instituto de Geociências (UnB);*
- *À Capes pelo indispensável apoio financeiro;*
- *À PETROBRAS pela liberação do material e ao Gerente Oscar Strohschoen Júnior da Gerência de Bioestratigrafia e Paleoecologia (BPA/CENPES/PETROBRAS) pela autorização do uso do Laboratório de Nanofósseis Calcários para o processamento das amostras e dos equipamentos ópticos para as análises dos nanofósseis calcários.*
- *À meu orientador Professor Ricardo Lourenço Pinto (UnB), pelo conhecimento transmitido e pela paciência;*
- *À Dra. Geóloga Elizabete Pedrão (BPA/CENPES/PETROBRAS), responsável por ceder as amostras e também por todo conhecimento que me passou, pela paciência e atenção especial, estando sempre disposta a esclarecer minhas dúvidas;*
- *Ao Dr. Cleber Fernandes Alves (BPA/CENPES/PETROBRAS), pelos conselhos e inestimável ajuda nos momentos importantes no desenvolvimento do meu trabalho;*
- *Aos professores da UnB, que sempre se mostraram dispostos a ajudar;*
- *À Francise Meire Tonietto (Cize), que não mediu esforços para me ajudar na confecção das figuras;*
- *Às minhas colegas de classe (Linda e Allany), agradeço pela amizade durante toda a Pós-Graduação;*
- *Aos grandes amigos Dona Norma e Senhor Zezinho, Vanessa Paulino (Nessa), Clessio Gomes (Januária), Wallace, Fabrício, Alan e Ana Paula, pelo apoio e palavras de incentivo, acolhimento e pela grande paciência;*
- *Aos meus novos amigos e amigas de trabalho, pelo grande incentivo no desenvolvimento deste trabalho;*
- *Aos meus queridos pais. Acho que não existem palavras suficientes para dizer o quanto amo vocês e quanto fui grata por tudo que fizeram por mim. Nunca teria chegado aqui sem o carinho, o incentivo e o apoio nos bons e maus momentos. Obrigada simplesmente por serem meus pais. E é a vocês que dedico esta conquista! Muitooooo obrigada!!!!*

*- A todos aqueles que de alguma forma contribuíram na construção do trabalho, meu obrigado.*

## RESUMO

No período Quaternário, que inclui as épocas Pleistoceno e Holoceno, ocorreram intensas mudanças climáticas cíclicas de ordem global, marcadas por avanços e recuos do gelo, caracterizadas como fases glaciais e interglaciais. Essas mudanças afetaram as associações microfossilíferas marinhas, em particular os nanofósseis calcários que responderam rapidamente a essas mudanças climáticas. Aqui, os nanofósseis calcários foram estudados com o objetivo de entender o comportamento desses organismos diante das variações climáticas e paleoambientes em águas profundas (lâmina d'água de 1283 m). As associações dos nanofósseis calcários recuperados em sedimentos pelíticos de talude inferior, na área norte da bacia de Campos, apresentaram uma boa diversidade e preservação. O posicionamento cronoestratigráfico das ocorrências dos nanofósseis calcários está fundamentado no arcabouço bioestratigráfico de foraminíferos planctônicos que abrangem as zonas W, X e Y (Pleistoceno) e Z (Holoceno) do testemunho GL-77 em estudo. O estudo taxonômico permitiu o reconhecimento de 38 táxons de nanofósseis calcários, sendo 31 cocólitos de cocolitoforídeos, quatro *Incertae sedis* (nanolitos), um gênero de dinoflagelado calcário (*Thoracosphaera* spp.) e dois gêneros (*Micrascidites* spp. e *Monniotia* spp.) de espículas de ascídias. O padrão de distribuição da abundância de cada um desses táxons é irregular, sendo o morfogrupo *Gephyrocapsa* e a espécie *Emiliania huxleyi* os mais abundantes, além de *Florisphaera profunda* (habitante da zona fótica inferior) que domina a assembleia durante todo o intervalo estudado. O registro dos nanofósseis calcários, característicos de águas rasas (ambiente nerítico - plataformais), recuperados em sedimentos de ambiente de água profunda (batial inferior) evidencia um transporte desses microfósseis calcários, sugerindo fases de regressão marinha e/ou oscilações do nível do mar durante o período de deposição dos pelitos do testemunho em estudo. O reconhecimento dos nanofósseis calcários no talude inferior também sugere influxo de águas marinhas rasas, devido à queda relativa do nível do mar, em direção à bacia, controlado por evaporação e precipitação nas terras emersas. Em função da abundância dos nanofósseis calcários ao longo do testemunho GL-77 foram caracterizados cinco eventos (1, 2, 3, 4 e 5), os quais estão relacionados à variação relativa do nível do mar e aos ciclos de Milankovitch. O maior número de quantitativo dos nanofósseis calcários foi observado em lamas ricas em carbonatos e margas (Subzona Y1 e a Zona Z), mostrando preferências desses microorganismos por ambientes ricos em carbonatos.

**Palavras-chaves:** nanofósseis calcários, paleoecologia, Quaternário, bacia de Campos.

## ABSTRACT

In the Quaternary period, corresponding to the Pleistocene-Holocene epoch, there were intense cyclical climatic changes of global order, marked by advances and retreats of the ice, characterized as glacial and interglacial phases. These changes affected marine microfossil associations, particularly the calcareous nannofossils which responded quickly to these climatic changes. Here, the calcareous nannofossils were studied in order to understand the behavior of these organisms in the face of climatic variations and paleoenvironments in deep water (water depth 1283 m). The associations of calcareous nannofossils recovered from pelitic sediments in the lower slope of northern Campos basin showed a good diversity and preservation. The chronostratigraphic positioning of calcareous nannofossil occurrences is based on a biostratigraphic framework of planktonic foraminifera which comprises zones W, X and Y (Pleistocene) and Z (Holocene) for the piston core GL-77. The taxonomic study allowed the recognition of 38 taxa of calcareous nannofossil: 31 of coccolithophore coccoliths, four *Incertae sedis* (nannoliths), a genus of calcareous dinoflagellate (*Thoracosphaera* spp.) and two genera (*Micrascidites* spp. and *Monniotia* spp.) of ascidian spicules. The distribution pattern of abundance of each taxon is uneven, being the *Gephyrocapsa* morphogroup and the species *Emiliana huxleyi* the most abundant as well as *Florisphaera profunda* (lower photic zone dweller) which dominates the assembly during the studied interval. The record of calcareous nannofossils, characteristic of shallow water environment (neritic), in sediments of deep-water environment (lower bathyal) indicates transport of these microfossils, suggesting stages of marine regression and / or sea level fluctuations during the deposition period of the rocks studied in this core. The recognition of calcareous nannofossils in the lower slope also suggests influx of shallow marine waters toward the basin, due to relative decrease of the sea level, controlled by evaporation and precipitation in land area. According to the abundance of the calcareous nannofossils along the piston core GL-77, five events were characterized (1, 2, 3, 4 and 5) which are related to the variation in sea level and Milankovitch cycles. The largest quantitative number of calcareous nannofossil, the piston core GL77, was observed in mud rich in carbonates and marls (Subzone Y1 and Zone Z), showing preference of these microorganisms for environments rich in carbonate.

**Keywords:** calcareous nannofossils, paleoecology, Quaternary, Campos basin.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Exemplos de cocosferas.....	4
Figura 2 - Estruturas interna e externa da alga Haptophyta.....	6
Figura 3 - Mecanismos de transporte e deposição de cocólitos.....	7
Figura 4 - Unidades morfoestruturais dos nanofósseis relacionadas aos cocólitos.....	9
Figura 5 - Principais unidades estruturais dos <i>Incertae sedis</i> e outros grupos.....	10
Figura 6 - Ascídeas. A. exemplo de um tunicado adulto. B. Larva de tunicado com as características biológicas. C. Vista de um corte de um tunicado ascidiano adulto.....	12
Figura 7 - Desenho esquemático de várias morfologias das espículas de ascídias.....	14
Figura 8- Ciclo de vida dos dinoflagelados formadores de cistos (Evitt 1985).....	16
Figura 9 - A. Morfologia da carapaça calcária de <i>Thoracosphaera imperfecta</i> (Fensome <i>et al.</i> 1993, p. 169). B. Fotomicrografia em MEV de uma carapaça calcária <i>Thoracosphaera heimii</i> , com o foco na abertura (Höll <i>et al.</i> 1999).....	17
Figura 10 - Os dois ciclos de vida de <i>Thoracosphaera heimii</i> (Fensome <i>et al.</i> , 1993, p. 169).....	18
Figura 11 - Distribuição ecológica de tipos de cocolitoforídeos de acordo com a morfologia e ambientes preferenciais modificada de Young (1994).....	21
Figura 12 - Distribuição dos cocolitoforídeos por cinco diferentes zonas biogeográficas no Atlântico (McIntyre & Bé, 1967) Adaptada por Winter <i>et al.</i> , (1994).....	22
Figura 13 - Escala de tempo geológico apenas com as divisões do Cenozoico (conforme a <i>International Commission on Stratigraphy - ICS</i> ).....	29
Figura 14 - Curva variação de $\delta^{18}\text{O}$ durante o Quaternário médio e superior (Emiliani, 1978; modificado por Suguio, 2010).....	31
Figura 15 - Mapa de localização da bacia de Campos e testemunho geológico em estudo.....	36
Figura 16 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos (modificado de Rangel <i>et al.</i> , 1994).....	37
Figura 17 - Feições fisiográficas e batimétricas da área em estudo. Divisão das massas d'águas (segundo Silveira, 2007).....	39
Figura 18 - Paleobatimetria e fisiografia do fundo oceânico (Ingle, 1980).....	40
Figura 19 - Ciclo global da circulação oceânica mostrando a integração entre a circulação superficial e a termohalina (modificado por Thurman, 1994).....	42

Figura 20 - Representação esquemática da Corrente do Brasil do Atlântico Sul. Retirado de Peterson & Stramma (1991).....	43
Figura 21 - Perfis litológicos e fácies sedimentares com níveis de amostragem do testemunho em estudo.....	47
Figura 22 - Método de preparação das lâminas de nanofósseis calcários.....	50
Figura 23 - Perfil litológico, biocronoestratigrafia, tratos de sistemas e distribuição estratigráfica dos valores relativos dos nanofósseis calcários e sua correlação com as fases climáticas (glacial e interglacial) ao longo do testemunho GL-77.....	97
Figura 24.1 - Relação entre as abundâncias dos nanofósseis calcários com o total de foraminíferos planctônicos e as frequências foraminíferos bentônicos ao longo do testemunho GL-77.....	98
Figura 24.2 - Relação entre as abundâncias dos nanofósseis calcários com o total de foraminíferos planctônicos e as frequências foraminíferos bentônicos ao longo do testemunho GL-77.....	99
Figura 25 - Diagrama Triangular de Coordenadas apresentando os dados quantitativos de nanofósseis calcários, do Pleistoceno superior-Holoceno do testemunho GL-77 (Adaptado por Motta <i>et al.</i> , 2009).....	100
Figura 26.1 - Relação entre as abundâncias dos nanofósseis calcários com foraminíferos planctônicos indicadores de águas quentes ao longo do testemunho GL-77.....	101
Figura 26.2 - Relação entre as abundâncias dos nanofósseis calcários com foraminíferos planctônicos indicadores de águas quentes ao longo do testemunho GL-77.....	102
Figura 27.1 - Relação entre as abundâncias dos nanofósseis calcários com foraminíferos planctônicos indicadores de águas frias ao longo do testemunho GL-77.....	103
Figura 27.2 - Relação entre as abundâncias dos nanofósseis calcários com foraminíferos planctônicos indicadores de águas frias ao longo do testemunho GL-77.....	104
Figura 28 - Relação entre <i>E. huxleyi</i> e o morfogrupo <i>Gephyrocapsa</i> ao longo do testemunho GL-77.....	105
Figura 29 - Curva local da variação do nível do mar nos últimos 150 mil anos e sua correlação com períodos interglaciais e glaciais baseados em foraminíferos planctônicos e isótopos de oxigênio (modificado de Vicalvi, 1999).....	106

**LISTA DE ANEXOS**

Anexo 01 - Lista das amostras utilizadas (Testemunho Geológico GL - 77 bacia de Campos).....	129
Anexo 02 - Relação dos nanofósseis calcários do testemunho geológico GL-77.....	130
Anexo 03 - Tabela de distribuição dos valores absolutos dos táxons de nanofósseis calcários (com base no Método 1).....	131
Anexo 04 - Tabela de distribuição percentuais dos táxons de nanofósseis calcários (com base no método1).....	132
Anexo 05 - Trabalho publicado no livro Paleontologia: Cenário da Vida. Título: <b>VARIAÇÃO DA ABUNDÂNCIA DE FLORISPHAERA PROFUNDA DURANTE AS FASES GLACIAIS E INTERGLACIAIS NO PLEISTOCENO-Holoceno DO TESTEMUNHO GL-77, BACIA DE CAMPOS: INTERPRETAÇÕES PALEOECOLÓGICAS</b> .....	133

**LISTA DE TABELA**

Tabela 01 - Dados dos testemunhos a pistão em estudo.....	45
---	----

## ESTAMPAS

Referência da estampa 1.....	148
1- <i>Scapholithus fossilis</i>	
2- <i>Calcidiscus leptoporus</i>	
3- <i>Coccolithus pelagicus</i>	
4- <i>Oolithotus fragilis</i>	
5- <i>Umbilicosphaera sibogae</i> var. <i>sibogae foliosa</i>	
6- <i>Umbilicosphaera sibogae</i> var. <i>sibogae</i>	
7- <i>Helicosphaera carteri</i>	
Estampa 1.....	149
Referência da estampa 2.....	150
1- <i>Helicosphaera hyalina</i>	
2- <i>Helicosphaera wallichii</i>	
3- <i>Helicosphaera pavimentum</i>	
4- <i>Emiliana huxleyi</i>	
5- <i>Gephyrocapsa pequena</i>	
6- <i>Gephyrocapsa média</i>	
7- <i>Gephyrocapsa grande</i>	
8- <i>Pontosphaera discopora</i>	
9- <i>Pontosphaera japonica</i>	
10- <i>Pontosphaera indooceanica</i>	
11- <i>Pontosphaera messinae</i>	
Estampa 2.....	151
Referência da estampa 3.....	152
1- <i>Pontosphaera multipora</i>	
2- <i>Pontosphaera</i> spp.	
3- <i>Scyphosphaera apsteinii</i> f. <i>apsteinii</i>	
4- <i>Syphosphaera apsteinii</i> f. <i>dilatata</i>	
5- <i>Scyphosphaera</i> spp.	

6- <i>Discosphaera tubifer</i>	
7- <i>Rhabdosphaera clavigera</i>	
8- <i>Rhabdosphaera stylifera</i>	
9- <i>Syracosphaera lamina</i>	
Estampa 3.....	153
Referência da estampa 4.....	154
1- <i>Syracosphaera pulchra</i>	
2- <i>Forisphaera profunda</i> var. <i>profunda</i>	
3- <i>Neosphaera coccolithomorpha</i>	
4- <i>Umbellosphaera irregularis</i>	
5- <i>Holodiscolithus macroporus</i>	
6- <i>Tetralithoides quadrilaminata</i>	
7- <i>Braarudosphaera bigelowii</i>	
8- <i>Ceratolithus cristatus</i>	
Estampa 4.....	155
Referência da estampa 5.....	156
1- <i>Ceratolithus telesmus</i>	
2- <i>Ceratolithus simplex</i>	
3- <i>Micrascidites</i> spp.	
4- <i>Monniotia</i> spp.	
5- <i>Thoracosphaera</i> spp.	
Estampa 5.....	157
Referência da estampa 6.....	158
1-Cocosfera	
2-Tecas de Foraminíferos	
3- <i>Pontosphaera</i> spp.: (apresentam maiores dimensões e birrefringência mais alta do que o holótipo)	
Estampa 6.....	159

Referência da estampa 7.....	160
1-Foto do campo de visão geral, mostrando a predominância de <i>Emiliana huxleyi</i> .	
Estampa 7.....	161
Referência da estampa 8.....	162
1-Foto do campo de visão geral do Intervalo Transição F/G.	
Estampa 8.....	163
Referência da estampa 9.....	164
1-Foto do campo de visão geral, mostrando a predominância do morfogrupo <i>Gephyrocapsa</i> .	
Estampa 9.....	165

## 1. INTRODUÇÃO

O termo nanofósseis calcários é derivado da palavra nanoplâncton, o qual foi definido em Lohmann (1909). Os nanofósseis calcários correspondem a um conjunto de partículas de composição carbonática ( $\text{CaCO}_3$ ) biomineralizada, com dimensões inferiores a 63  $\mu\text{m}$ . Este grupo de microfósseis calcários apresenta uma ampla variedade de formas (geralmente plaquetas arredondadas) denominadas de cocólitos, provenientes de cocolitoforídeos (algas unicelulares, planctônicas e fotosintetizantes), também estão incluídas neste grupo outras formas associadas (dinoflagelados calcários, espículas de ascídias e foraminíferos jovens - *Incertae sedis*) (Antunes, 1997; Alves, 2003, 2007).

Os nanofósseis calcários apresentam ampla distribuição geográfica (nos oceanos atuais e no passado), pequena amplitude cronoestratigráfica (eventos de extinções ao longo da sua história geológica) e alta taxa evolutiva de grande parte do grupo fóssil. Com isso, os nanofósseis calcários são considerados excelentes indicadores bioestratigráficos. A variação da abundância dos nanofósseis calcários é utilizada para reconstruções paleoecológicas e paleoceanográficas do passado geológico (Alves, 2003, 2007).

Os sedimentos pelíticos em estudo pertencem à Formação Ubatuba (Grupo Campos), os quais foram depositados durante o Pleistoceno superior-Holoceno no talude inferior (lâmina d'água de 1287 m), da porção norte da bacia de Campos. A Formação Ubatuba é composta de pelitos depositados em ambientes marinhos de águas profundas e contém um grande número de microfósseis, que permitem reconstruir as grandes mudanças climáticas ocorridas nessa faixa de tempo. Tais mudanças climáticas são representadas por glaciações e deglaciações, que afetam direta e indiretamente os paleoambientes tanto continentais quanto marinhos.

Como consequência dos períodos glaciais e interglaciais, ocorrem variações no nível do mar, ocasionando remobilização e transporte dos sedimentos em áreas antes submersas para áreas mais distais da bacia. Essas mudanças climáticas são controladas por ciclos astronômicos, conhecidos como Ciclos de Milankovitch, e incluem os ciclos de excentricidade, de obliquidade e de precessão (Press *et al.*, 2006). A relação desses ciclos com as mudanças climáticas será detalhada na seção 3.2 - Principais eventos climáticos no Quaternário.

No presente estudo, o enfoque é dado nos nanofósseis calcários e seu potencial para interpretações paleoecológicas (por exemplo, variação da temperatura, climas, salinidade, batimetria, entre outros).

O banco de dados aqui apresentado, produzido através da análise (qualitativa e quantitativa) dos nanofósseis calcários, foi calibrado e integrado com os dados existentes sobre arcabouços bioestratigráficos de nanofósseis calcários (Maciel, 2008) e foraminíferos planctônicos (Sanjinés, 2006), além da curva relativa de variação do nível do mar (Vicalvi, 1999).

## 1.1 Objetivo Geral

Esse estudo tem por objetivo identificar as associações de nanofósseis calcários na sucessão Pleistoceno superior-Holoceno, proveniente do testemunho GL-77, da bacia de Campos e reconhecer as mudanças paleoambientais e paleoclimáticas com base nessas associações nanofossilíferas.

### 1.1.1 Objetivos específicos

- a) realizar a taxonomia dos nanofósseis calcários recuperados;
- b) quantificar a abundância absoluta e relativa dos táxons observados ao longo do testemunho;
- c) interpretar a variação de abundância dos táxons de acordo com suas características ecológicas e com as variações climáticas e ambientais do Quaternário;
- d) integrar os resultados a partir dos nanofósseis calcários com aqueles de foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários e a curva relativa do nível do mar.

## 2. NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS

### 2.1 Conceitos

Os nanofósseis calcários referem-se ao conjunto de partículas fósseis, constituídas de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) precipitado principalmente sob a forma de calcita e de dimensões inferiores a  $63 \mu\text{m}$ . Os nanofósseis calcários apresentam uma vasta gama morfológica, sendo as formas discóides encontradas nos cocolitoforídeos e as não discóides (pentagonal, ferradura e estrelar entre outras) nos nanolitos (Siesser, 1994; Bown & Young, 1998).

As formas, cuja origem não é conhecida, são incluídas em *Incertae sedis*. Como exemplo de formas não discóides citam-se dinoflagelados calcários (Protoctista, Divisão Dinoflagellata, organismos unicelulares), espículas de ascídias [Filo Chordata – Subfilo Urochordata (Tunicata), cordados primitivos] e tecas de foraminíferos (Protista: Classe Foraminifera, organismos unicelulares) (Bown & Young, 1998).

As formas discóides são originadas dos envoltórios dos cocolitoforídeos, os quais são compostos de placas calcárias justapostas interligadas por uma substância orgânica. Os cocolitoforídeos são algas marrom-amareladas, planctônicas, unicelulares, fotossintetizantes, predominantemente marinhas pertencentes à Divisão Haptophyta e da Classe Prymnesiophyceae (Young & Bown, 1991). De acordo com Wallich (1861 in Siesser, 1994), os cocolitoforídeos são caracterizados por apresentarem uma cobertura calcária ao redor da parede celular, composta por cocólitos associados e denominada cocosfera (Figura 1). Os nanofósseis calcários são produtores primários, que transformam gás carbônico ( $\text{CO}_2$ ) dissolvido no oceano em carbonato de cálcio inorgânico ( $\text{CaCO}_3$ ), sob o formato de placas denominadas de cocólitos (Bown, 1980).

Os nanofósseis calcários surgiram no Neotriássico (228 Ma) e evoluíram até os dias atuais (Bown, 1998; Gradstein *et al.*, 2004). Este grupo habita a zona fótica dos oceanos, tanto em ambientes neríticos quanto oceânicos. Nestes dois ambientes, os nanofósseis ocorrem em águas estratificadas, oligotróficas (baixo teor de nutrientes) e com salinidade normal, sendo que esses microfósseis têm preferência por ambientes de águas quentes e de baixa energia. Ressalta-se que raras são as espécies que vivem em ambientes de água doce e de baixas ou altas salinidades (Brand, 1994).

Devido ao reduzido tamanho, os nanofósseis calcários são encontrados em sedimentos pelágicos (vasas oceânicas) e em rochas sedimentares com granulometria

fina (folhelhos, margas e siltitos argilosos) e são extremamente raros em arenitos (Antunes, 2007).

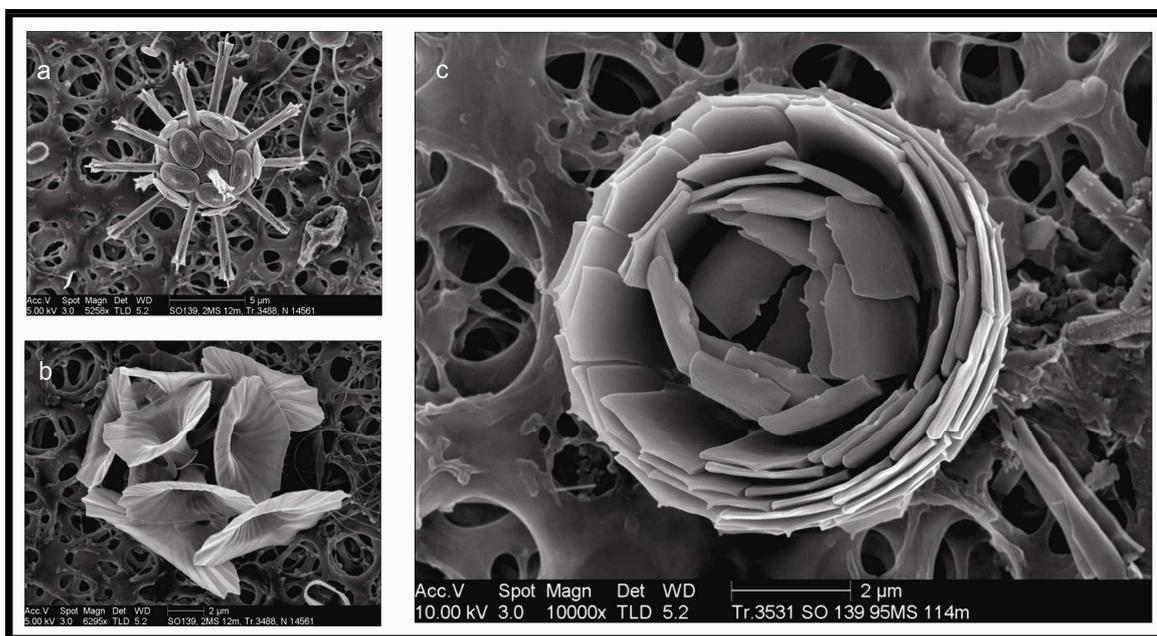


Figura 1 - Exemplos de cocosferas. Fotomicrografia obtida pelo microscópio eletrônico (MEV). Fonte: (a) *Rhabdosphaera clavigera*, (b) *Umbellosphaera irregularis*, (c) *F. profunda*. Fonte: <http://ina.tmsoc.org/galleries/3Dcoccos/index.htm>, acessado em 21 de Julho de 2012.

Entre os fatores controladores do desenvolvimento dos nanofósseis calcários está a temperatura. Este parâmetro é considerado de maior interferência na presença ou ausência deste grupo nos vários ambientes, principalmente na superfície do mar e sob condições climáticas. Os nanofósseis calcários encontram-se reunidos em cinco associações (Subártica, Temperada, Subtropical, Tropical e Subantártica), as quais estão distribuídas nos oceanos Atlântico e Pacífico (Winter & Siesser, 1994).

Os nanofósseis calcários também sofrem influência de uma complexa interação entre inúmeras variáveis, tais como: nutrientes, oxigenação, salinidade, profundidade, luz, correntes, entre outras. E, portanto, a identificação de espécies sob controle destes parâmetros permite caracterizar ambientes oligotróficos e eutróficos, e até mesmo proporcionar florações anômalas (*blooms*) (Bown & Young, 1998).

Para o efetivo desenvolvimento dos nanofósseis calcários é necessária uma condição de águas claras, com baixo teor de nutrientes (oligotrófica), desprovidas de

sais minerais, ricas em oxigênio, com pH elevado (8,05) e uma salinidade de 35 ppm (Arribas, 1976).

## **2.2 Algas Cocolitoforídeos**

### **2.2.1 Biologia**

Devido à importância dos cocolitoforídeos no presente estudo, será apresentado a seguir seu ciclo de vida.

O estudo biológico assinala que os cocolitoforídeos são algas biflageladas e normalmente planctônicas. No seu interior há um núcleo, dois cloroplastos (raramente quatro) marrom-amarelados, com pigmentos de clorofila *a* e *c*, e outras organelas, como o complexo de Golgi, responsável pela produção dos cocólitos (Tappan, 1980; Billard & Inouye, 2004) (Figura 2).

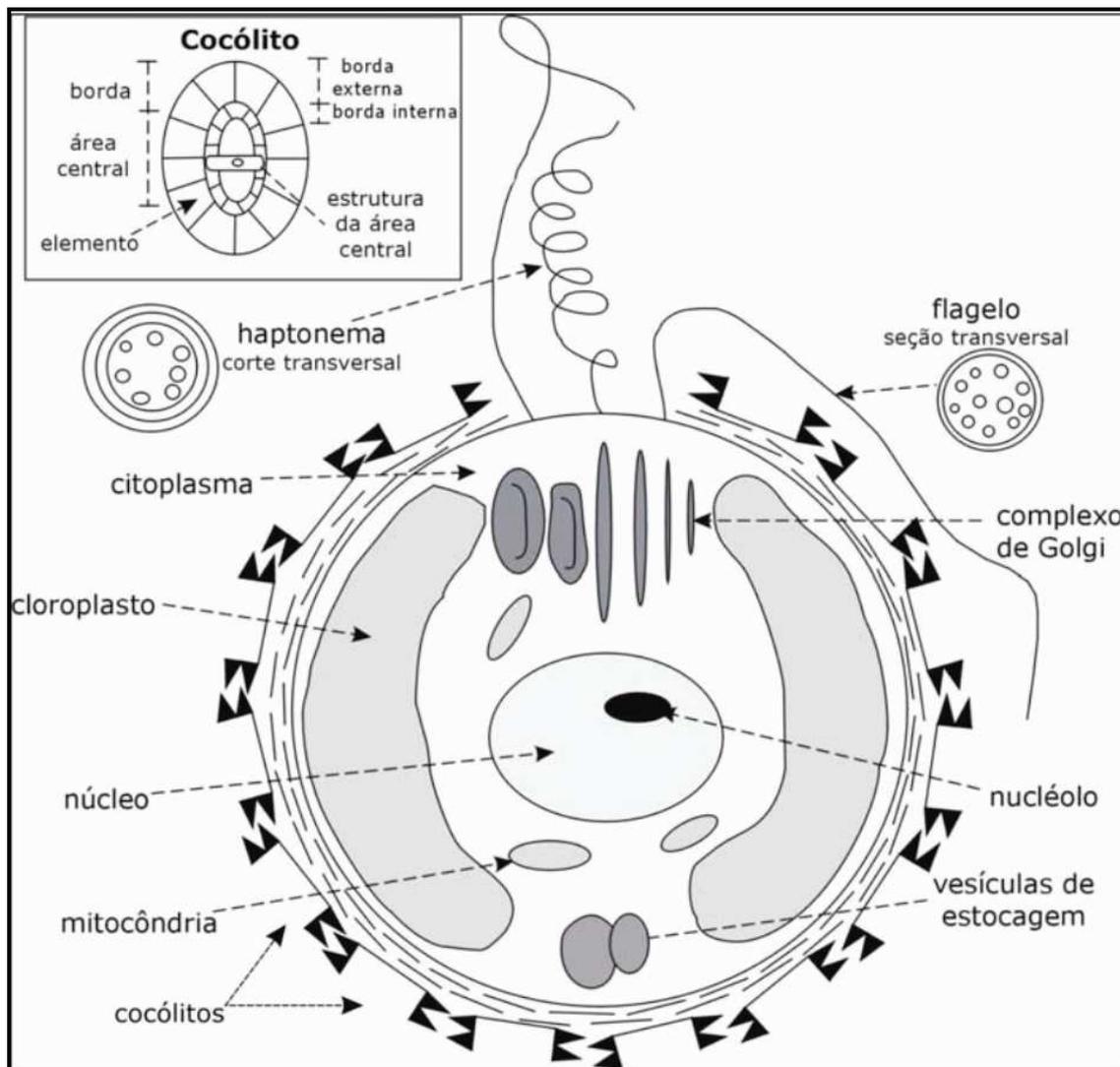


Figura 2 - Estruturas interna e externa de alga Haptophyta (segundo Bown & Young, 1998; modificado por Alves, 2007).

Houghton (1991) apresenta o ciclo de vida dos cocolitoforídeos com dois estágios: um móvel e outro não-móvel. No estágio móvel, os cocolitoforídeos são todos planctônicos; entretanto, no estágio não-móvel, algumas espécies adquirem hábito bentônico. Os cocolitoforídeos produzem cocólitos somente durante a fase planctônica.

Após a morte do organismo há uma desagregação dos cocolitoforídeos, os quais alcançam o fundo do mar e dependendo dos mecanismos de transporte podem ou não acumular-se no fundo oceânico. Segundo Honjo (1975, 1976), o mecanismo mais eficaz para o acúmulo de cocólitos nessas regiões é através da queda de pelotas fecais produzidas pelos táxons do zooplâncton, que se alimentam do nanoplâncton (Figura 3). As acumulações de nanofósseis podem formar vasas oceânicas, totalizando em torno de 90% da porção carbonática sedimentar (Schneidermann, 1973).

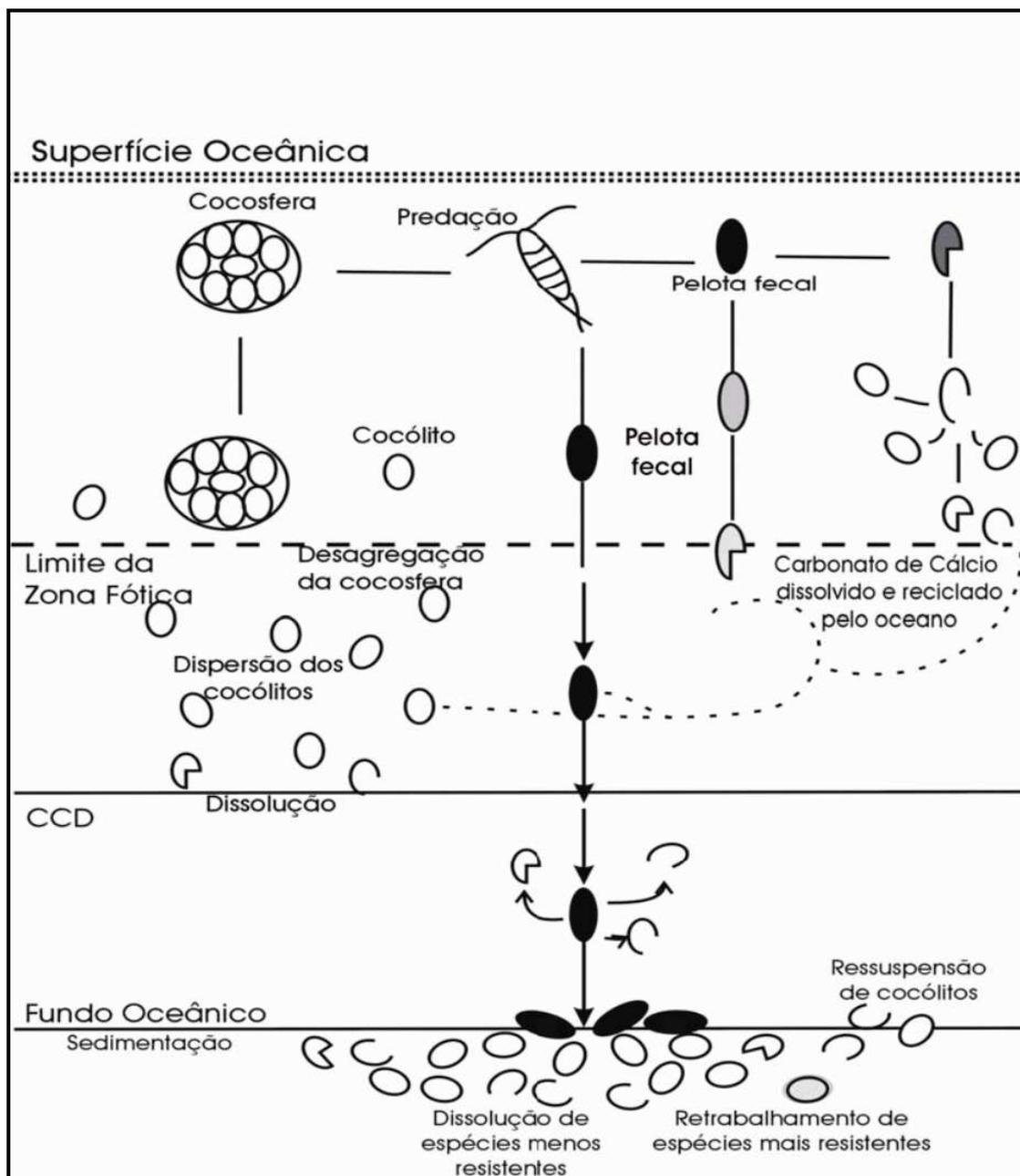


Figura 3 - Mecanismos de transporte e deposição de cocólitos (modificado por Alves & Wanderley, 2003).

Após sua deposição, os nanofósseis calcários estão sujeitos à ação de diversos processos diagenéticos, físicos, químicos e biológicos, os quais podem modificar expressivamente a composição fossilífera, ocasionando até mesmo sua total destruição. Citam-se como exemplo as acumulações que ocorrem abaixo da Zona de Compensação do Carbonato de Cálcio (CCD) onde as partículas carbonáticas são dissolvidas (Schneidermann, 1973).

Em relação à função dos cocólitos, esta ainda não encontra-se totalmente esclarecida. De acordo com Young (1994), os cocólitos podem ser flutuadores ou reguladores de profundidades. Esta função permitiria que os cocolitofórideos permanecessem em sua zona fótica ideal para a realização da fotossíntese ou para obtenção de nutrientes provenientes de diferentes profundidades. Outras funções atribuídas aos cocólitos seriam: de defesa contra variações ambientais e agentes patogênicos; proteção contra o excesso de luz onde os cocólitos refletiriam parte da energia luminosa e concentradores de energia, convergindo energia luminosa para os cloroplastos.

### **2.2.2 Características morfológicas dos cocólitos**

Os nanofósseis calcários geralmente apresentam morfoestruturas circulares e elípticas, formadas por duas placas ou escudos, sendo um distal (convexo) e outro proximal (côncavo), unidos por uma estrutura colunar ou por um tubo. Ambas as placas podem apresentar várias séries de ornamentações, tais como haste, espinhos, barras e perfurações (Antunes, 2007). Os cocólitos também podem apresentar formatos variados, como apresentado na figura 4.

A constituição dos cocólitos apresenta uma variabilidade relacionada à dimensão e ao formato das estruturas cristalinas de carbonato de cálcio. Quando os cocólitos apresentam cristais idênticos em sua forma e tamanho, são conhecidos como holococólitos. Do mesmo modo, os heterococólitos são constituídos por cristais que diferem em seu formato e dimensões. Os formatos desses cristais são preferencialmente romboédricos, podendo ainda ser hexagonais, tabulares ou prismáticos (Antunes, 2007).

Contudo, os outros fragmentos carbonáticos e aqueles de origem indeterminada (*Incertae sedis*) exibem outras variedades, tais como cristais discoidais, alongados, do tipo estrela, em roseta, agulhas, ferraduras, entre outros (Figura 5).

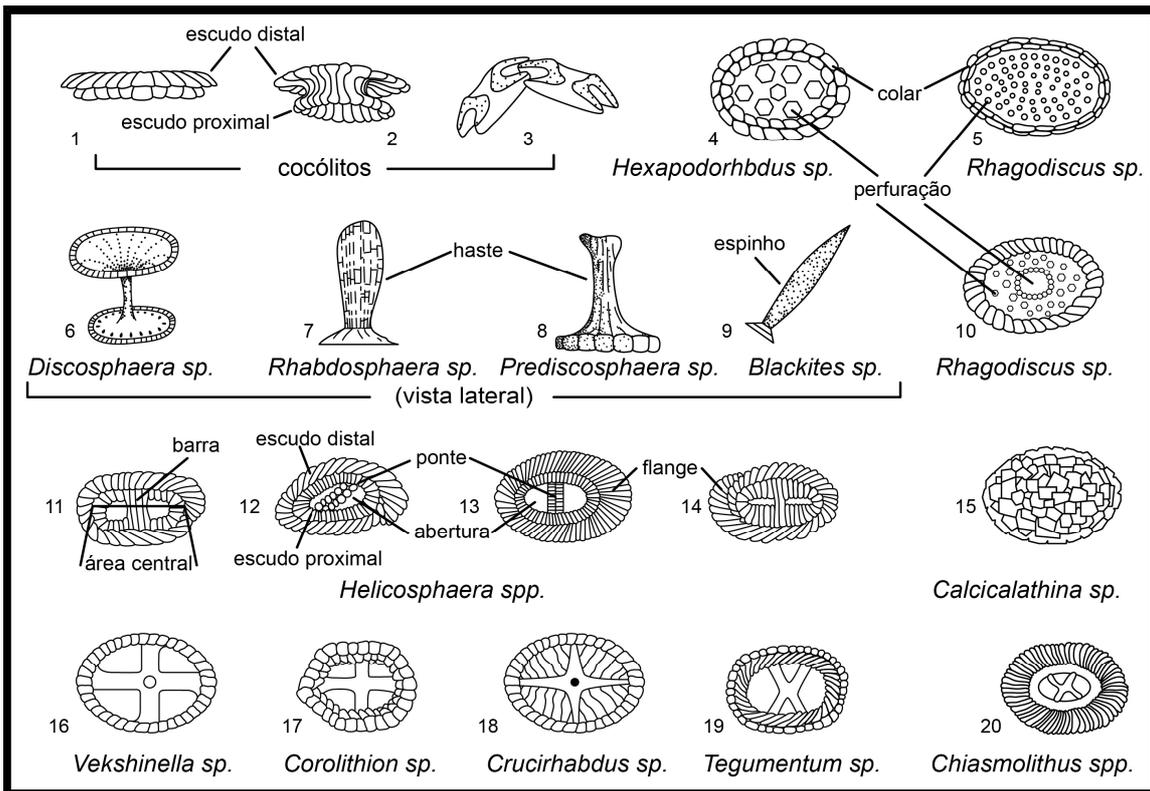


Figura 4 - Unidades morfoestruturais dos nanofósseis relacionadas aos cocólitos (modificado de Antunes, 2007).

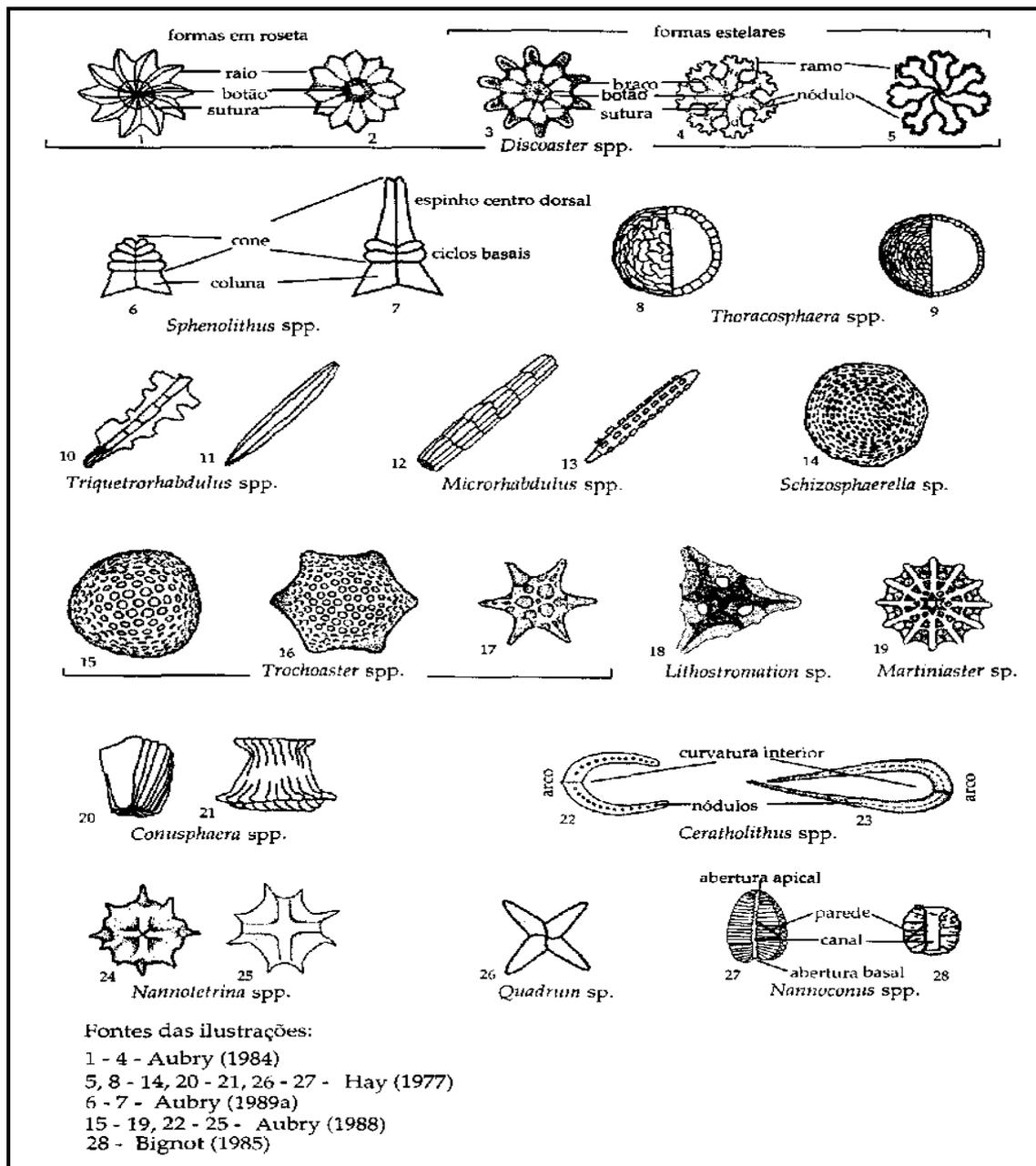


Figura 5 - Principais unidades estruturais dos *Incertae sedis* e outros grupos (modificado de Antunes, 2007).

Para um maior detalhamento do estudo de nanofósseis calcários, podem ser consultados os trabalhos clássicos de Hay (1977), Perch-Nielsen (1971, 1985) e Bown (1998).

### 2.3 Ascídias (vertebrados Urocordatos)

As ascídias pertencem aos grupos dos tunicados, que são considerados cordados acraniados e comumente chamadas de “seringas-do-mar”. Hierarquicamente, estas estão posicionadas no Reino Animalia, Filo Urochordata e Classe Ascidiaceae. Este grupo é tratado sob os termos ascidianos ou tunicados por possuir uma túnica na sua fase adulta (Figura 6A) (Margulis & Schwartz, 2001).

As ascídias apresentam o seu ciclo de vida em dois estágios. No estágio larval apresentam nado livre e é neste estágio que as ascídias são semelhantes a um girino (Millar 1971) (Figura 6B). Elas têm características dos cordados, que consiste em uma notocorda, um cordão nervoso oco e fendas branquiais. Na fase adulta (Figura 6C), as ascídias desenvolvem a túnica e são sésseis, com o indivíduo solitário ou formando colônia (Bullard *et al.*, 2006; Valentine *et al.*, 2007) Nesta fase são hermafroditas, bentônicas e os tamanhos variam de 1 a 12 mm de comprimento, sendo que algumas espécies vivem em sedimentos maciços em leitos de gramíneas do mar, fixados por hastes ou filamentos (Margulis & Schwartz, 2001).

Os ascidianos na fase adulta têm espículas rígidas que se formam nos vasos sanguíneos das túnicas, e migram através dos vasos para projetarem da superfície da túnica. O sangue da túnica carrega nutriente e oxigênio por todo o organismo. Entretanto, no fluido circulatório não estão presentes pigmentos portadores de oxigênio, mas apresentam células de mórula (células semelhantes a uma amora ou framboesa) que acumula uma grande quantidade de vanádio (Brand *et al.*, 1987; Breit & Wanty, 1991; Premovic & Pavlovic, 1986) e se deposita na túnica (Barnes, 1984; Margulis & Schwartz, 2001).

Os ascidianos quando são perturbados ou sofrem algum tipo de ameaça, eles contraem os feixes musculares da sua parede corporal e fecham ambos os sifões. Esta contração em volta da água aprisionada faz com que a túnica se enrijeça, forçando as espículas a se projetarem para fora do corpo, o que possivelmente intimida os predadores (Barnes, 1984; Margulis & Schwartz, 2001).

As ascídias são marinhas e habitam águas rasas (Ordem Aplousobranchiata, Phlebobranchiata e Strolidobranchiata) e profundas de regiões abissais, sendo que 95% das espécies da ascídias vivem em águas rasas (Barnes, 1984; Margulis & Schwartz, 2001). Entretanto, os táxons em águas profundas estão posicionados na Ordem Aspiraculata, que são tunicados solitários que perdem a capacidade de filtrar suspensões

e apresentam-se como macrófagos, segundo apresentado em Barnes (1984, p. 1128). Monniot *et al.* (1995) abrigam os táxons de águas profundas na Classe Sorberacea, uma classe erigida pelos referidos autores).

No Brasil as ascídias vêm sendo registradas na região do Arraial do Cabo, no Rio de Janeiro (Rocha & Costal, 2005), Arquipélago de Alcatrazes, em São Paulo (Rocha & Bonnet, 2009), Ilhas Currais no Estado do Paraná (Rocha & Faria, 2005), na Reserva biológica marinha do Arvoredo em Santa Catarina (Rocha *et al.*, 2005) entre outros Toledo *et al.*, 2007a; Srivastava & Campos, 2007.

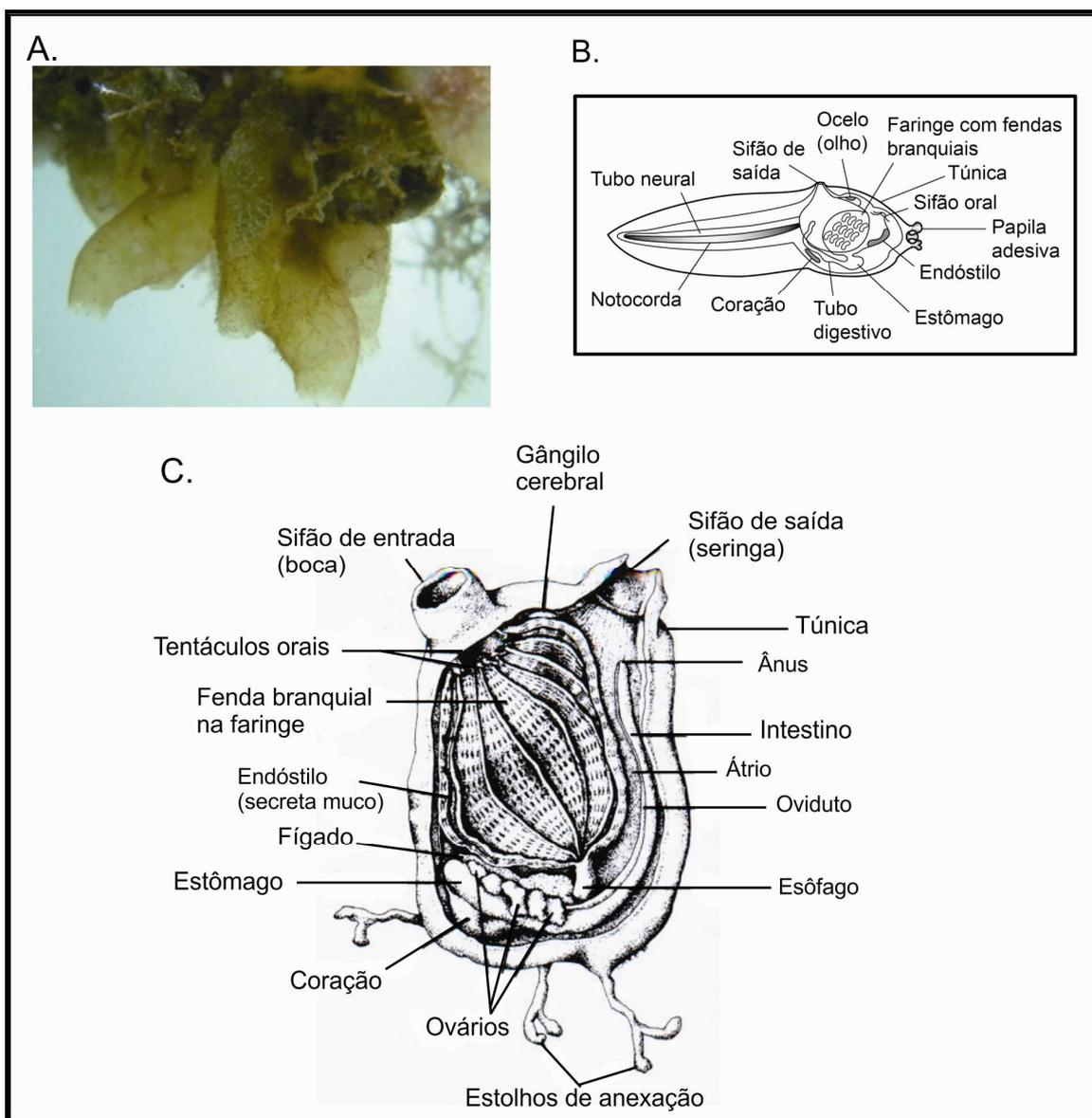


Figura 6 - Ascídias. A. exemplo de um tunicado adulto. B. Larva de tunicado com as características biológicas. C. Vista de um corte de um tunicado ascidiano adulto. A.

Imagens do site (<http://zoo.bio.ufpr.br/ascidia/ascidiacurvata.htm>); Imagem obtida 22/07/2011 às 17:51horas. B e C. Segundo Margulis & Schwartz (2001).

### 2.3.1 Espículas de Ascídias

As espículas de ascídias são compostas de concreções de carbonato de cálcio fibrosas, segregadas com altos valores de estrôncio (Sr) e aragonita em sua composição (Houghton & Jenkins, 1988; Monniot *et al.*, 1995).

As espículas calcárias de ascídias atuais e seus representantes fósseis são classificados de acordo com os critérios morfológicos apresentados em Varol & Houghton (1996), que estudaram depósitos de idade Mioceno/Pleistoceno localizados na Ásia, Oriente Médio, Norte da África, Europa, Golfo do México.

Entre estes estão formas de estrelas ou esféricas (*Micrascidites*), formas de discos (*Neanthozoite*) e raios isolados (Figura 7).

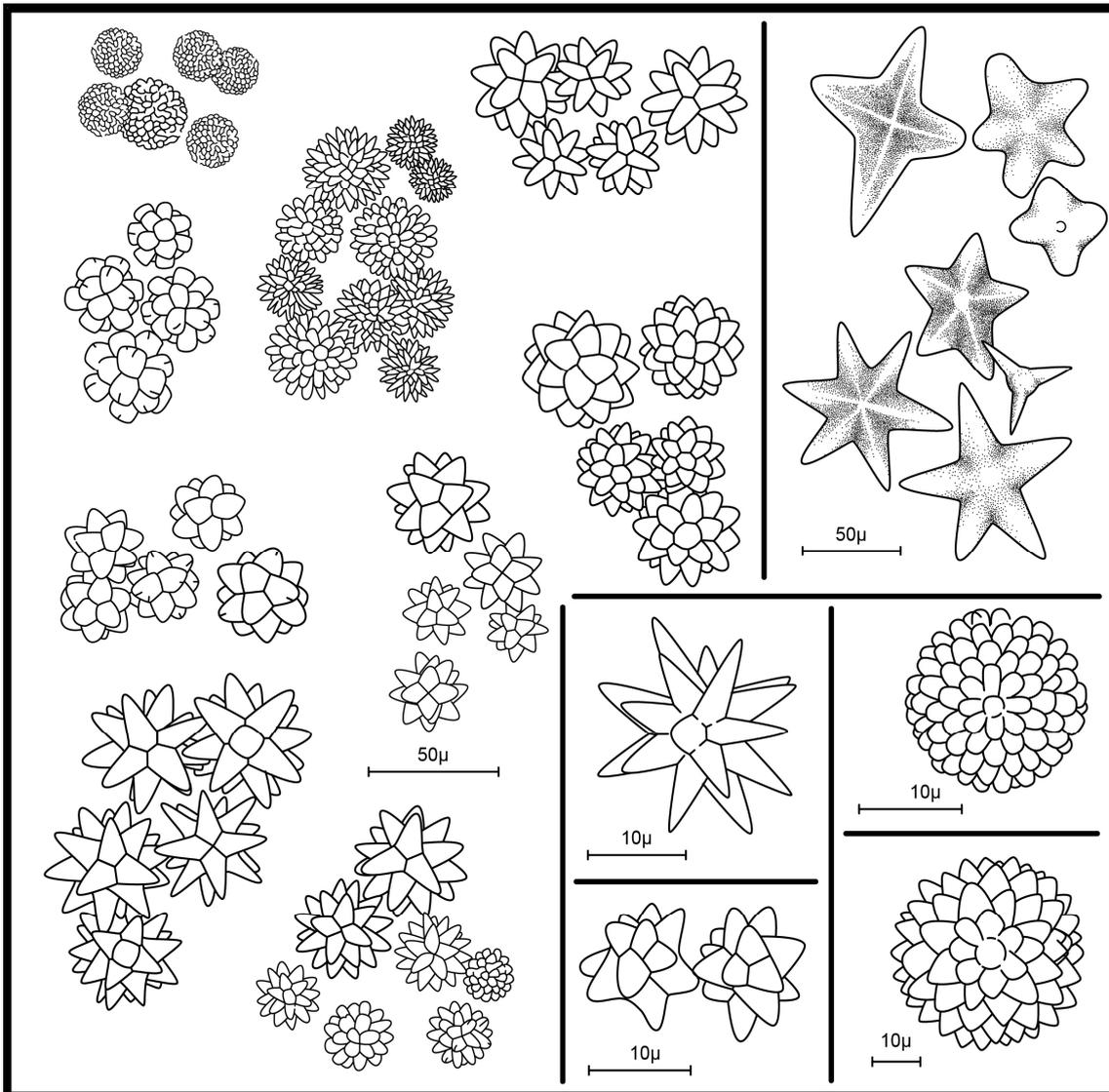


Figura 7 - Desenho esquemático de várias morfologias das espículas de ascídias (Varol & Houghton, 1996).

As espículas apresentam dimensões que variam entre 10 a 125  $\mu\text{m}$ . Devido ao seu tamanho, as espículas de ascídias ou fragmentos das mesmas são encontrados em sedimentos finos. Esses microfósseis são registrados em depósitos do Jurássico ao Neógeno (Varol & Houghton, 1996).

Deflandre & Deflandre-Rigaud (1956) foram os pioneiros nos estudos de espículas de ascídias. Estes autores classificaram e identificaram as espículas de ascídias presentes em estratos terciários (Eoceno, Mioceno) da França e Austrália, como pertencentes à espécie *Micrascidites vulgaris*.

## 2.4 Dinoflagelados calcários (Protoctista)

Os dinoflagelados (do grego *dinos* = pião; *flagellates* = flagelados) são organismos unicelulares eucariontes, isto é, apresentam um núcleo envolvido por membrana e estão inseridos no Reino Protoctista, segundo a classificação zoológica apresentada em Margulis & Schwartz (2001). Do ponto de vista dos botânicos, os dinoflagelados são classificados como algas (Filo ou Divisão Dinophyta) (Tenenbaum, 2006).

Os dinoflagelados são encontrados em ambientes marinhos e continentais de águas doces, em águas quentes e frias, em águas intersticiais de areia de praia e até em neve (Arai & Lana, 2004; Tenenbaum, 2006). A distribuição dos dinoflagelados é controlada pelas faixas isotérmicas latitudinais. Esta distribuição pode ser afetada por fatores como a atuação das correntes superficiais (correntes do Brasil e do Golfo) e por ressurgência de águas frias em áreas tropicais (Arai & Lana, 2004).

A morfologia dos dinoflagelados apresenta um conjunto de placas que varia em número, arranjo e tamanho, definindo as classes, ordens e famílias (Evitt, 1985) (Figura 8). Nos estudos de associações de nanofósseis calcários, os dinoflagelados estão representados por espécies da Classe Dinophyceae, Ordem Thoracosphaerales e Família Thoracosphaeraceae (Fensome *et al.*, 1996). Segundo Fensome *et al.* (1993) os dinoflagelados pertencentes a Ordem Thoracosphaerales apresentam características de dinofíceas viventes livres, na qual o estágio do ciclo de vida dominante consiste de uma célula cocoida com uma parede externa calcária contínua (Fensome *et al.*, 1993).

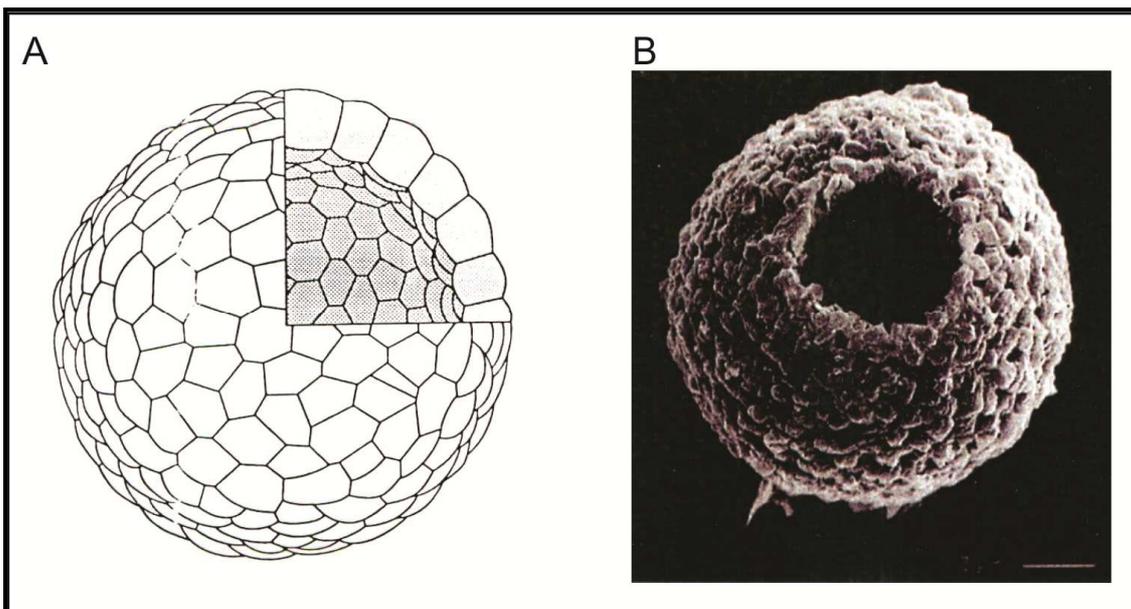


Figura 8 - A. Morfologia da carapaça calcária de *Thoracosphaera imperfecta* (Fensome *et al.* 1993, p. 169). B. Fotomicrografia em MEV de uma carapaça calcária *Thoracosphaera heimii*, com o foco na abertura (Höll *et al.*, 1999).

O ciclo de vida dos dinoflagelados é complexo possui duas fases: sexuada (fase móvel) e assexuada (fase imóvel), com tamanhos variando de 5 a 200  $\mu\text{m}$  (Evitt, 1985; Margulis & Schwartz, 2001; Arai & Lana, 2004). Na figura 9 é apresentado o ciclo de vida dos dinoflagelados produtores de cistos, mostrando várias fases de crescimento dos mesmos (Evitt, 1985). Por outro lado, a figura 10 apresenta um exemplo do ciclo de vida de uma espécie, *Thoracosphaera heimii*, de dinoflagelados calcários (Fensome *et al.*, 1993).

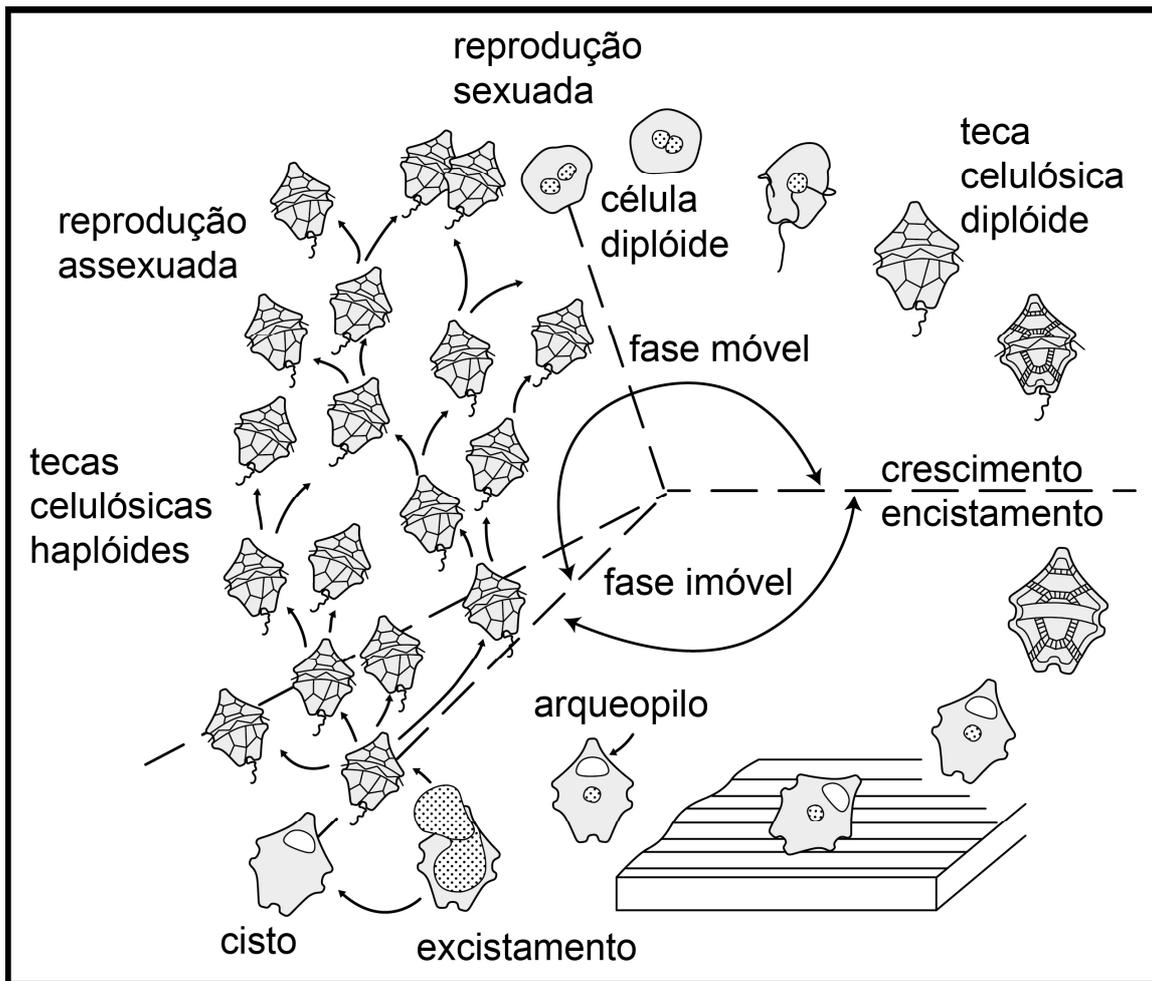


Figura 9- Ciclo de vida dos dinoflagelados formadores de cistos (Evitt, 1985).

O ciclo de vida de *T. heimii* é complexo e apresenta-se em duas fases. No primeiro ciclo, a célula cocoide com um núcleo simples (A), sofre subdivisão nuclear para produzir uma célula cocoide calcificada com dois núcleos (B); esta célula binucleada é liberada da concha calcária através de uma abertura circular com uma tampa (C); torna-se uma célula binucleada, móvel vivente livre, com dois flagelos posteriores indiferenciados (H); a célula móvel binucleada subsequentemente se divide (I) para produzir dois dinosporos, cada um com um flagelo longitudinal e transversal (J); os dinosporos subsequentemente soltam seus flagelos e torna-se uma célula cocoide imatura, não tendo a parede calcária (K).

No segundo ciclo de vida da espécie *T. heimii* a sequência de desenvolvimento da célula madura (A-C) é a mesma descrita acima (Figura 10). A partir desta fase ocorre a formação de um dinosporo com dois núcleos (D) sem os flagelos; este dinosporo se

divide em dois e cada um com um núcleo (E-F) até a separação completa (G) onde volta a ser uma célula imatura.

Os dinoflagelados fósseis, também chamados de dinocistos, vêm sendo reportados desde Triássico Superior, inclusive os representantes da Ordem Thoracosphaerales (Bown & Young, 1998).

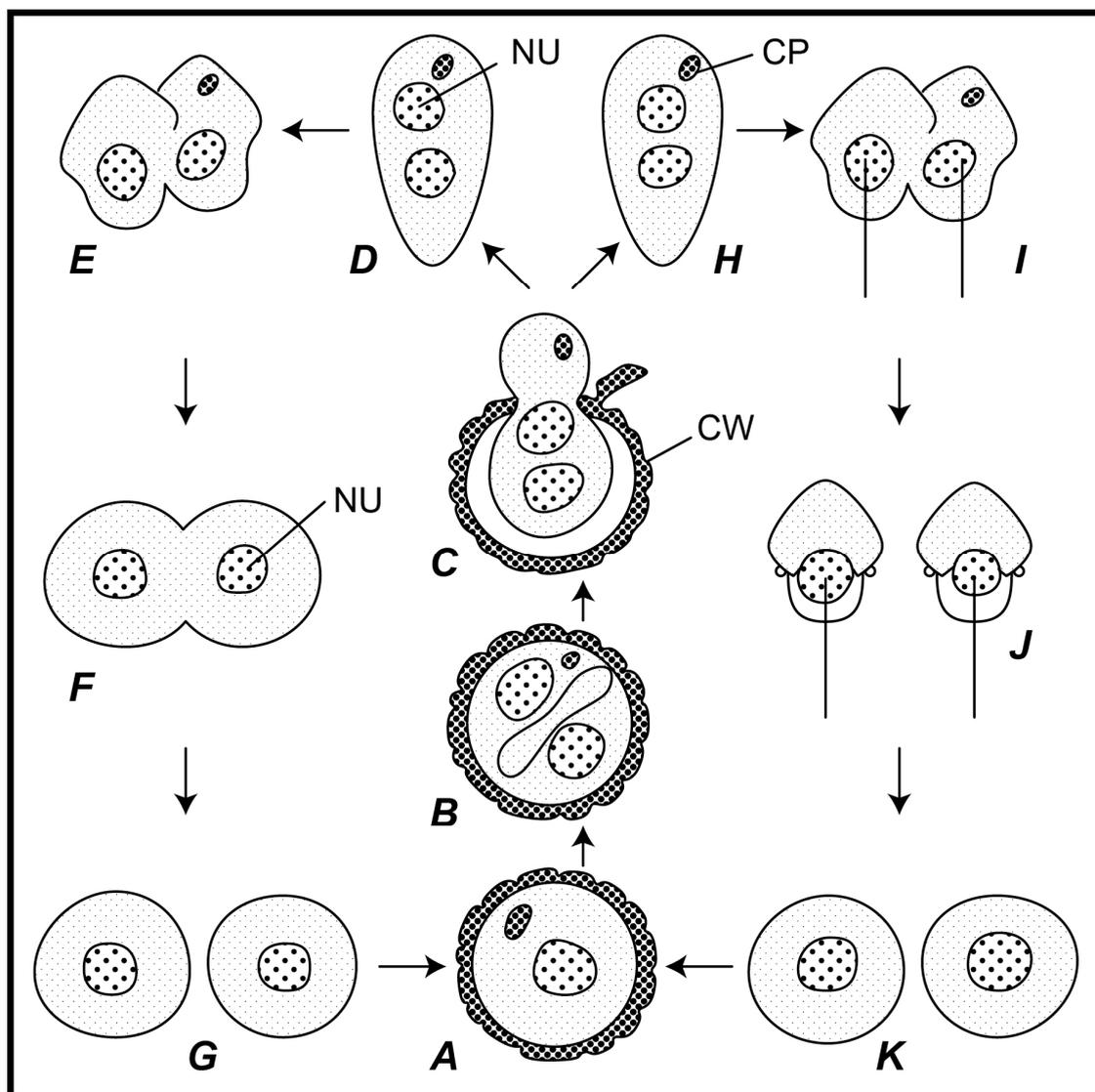


Figura 10 - Os dois ciclos de vida de *Thoracosphaera heimii* CW – parede do cisto; NU = núcleo e CP = púsula coletora (*collecting pusule*) (Fensome *et al.*, 1993, p. 169).

## 2.5 Foraminíferos (Protoctista)

Os foraminíferos (do latim *forâmen* = orifício; *ferre* = possuir) são do Reino Protoctista, Filo Granuloreticulosa, Classe Foraminifera, Ordem Foraminiferida (Margulis & Schwartz, 2001). Estes microorganismos são exclusivamente marinhos, com hábito bentônico ou planctônico e com os tamanhos variando 10 µm de diâmetro até alguns centímetros (Margulis & Schwartz, 2001). Estes microorganismos se alimentam de pequenos organismos como algas, detritos orgânicos e outros foraminíferos (Vilela, 2000). Esse grupo surgiu no Cambriano, cerca de 570 Ma e são encontrados vivendo até nos mares atuais (Vilela, 2000).

Os foraminíferos constroem uma carapaça ou teca de formas variadas, que podem ser calcárias ou aglutinadas por partículas de sedimentos em que vivem (Barnes 1984). Os estudos de classificação sistemática dos foraminíferos (planctônico e bentônico) são realizados nas tecas ou carapaças (Vilela, 2000). A reprodução dos foraminíferos pode ser assexual ou sexual, sendo que a primeira sempre está presente e a segunda pode ocorrer ou não (Vilela, 2000).

As distribuições das associações dos foraminíferos (planctônico e bentônico) são controladas pelas variações ambientais tais como: profundidade, temperatura, salinidade, substrato, oxigênio, nutrientes, pH, luz e teor de CaCO<sub>3</sub> (Vilela, 2000; Sanjinés, 2006). Eles apresentam morfologias variadas das suas tecas ou carapaças, essas variações podem também indicar condições ambientais, possibilitando a caracterização dos ambientes marinhos (parálico, nerítico, batial e abissal) (Sanjinés, 2006). De acordo com Vilela (2000), os foraminíferos são importantes para os estudos da Paleontologia, Paleocronologia, Bioestratigrafia e Monitoramento Ambiental.

De acordo com Vilela (2000), os foraminíferos planctônicos, são utilizados nas bacias brasileiras em rochas do Pleistoceno para definir os limites das glaciações (glacial e interglacial) uma vez que existem espécies indicadoras de águas quentes e frias e também até mesmo o enrolamento das tecas pode ser consequência da temperatura da água.

## 2.6 Importância Paleoecológica

Neste item serão tratados apenas os coccolitoforídeos, uma vez que foram predominantes no presente estudo.

### 2.6.1 Características dos cócolitos

Os coccolitoforídeos são importantes produtores primários, os quais convertem gás carbônico (CO<sub>2</sub>) dissolvido nos oceanos em carbonato de cálcio inorgânico (CaCO<sub>3</sub>), sob a forma de cócolitos (Steinmetz, 1994). Essas algas são planctônicas fotossintetizantes e são registradas atualmente em todos os oceanos. Este grupo habita a zona fótica dos oceanos, preferencialmente mares abertos distantes da região costeira e com águas estratificadas. Os coccolitoforídeos vivem em ambiente com baixo teor de nutrientes (oligotrófico), e geralmente em águas quentes de salinidade normal. Raras espécies vivem em ambientes de água doce ou de baixa salinidade e alguns indivíduos podem ser encontrados também em ambientes de alta salinidade (Brand, 1994).

Atualmente a diversidade de espécies de coccolitoforídeos é maior em regiões oceânicas quentes de baixa produtividade, principalmente nos giros centrais e áreas de circulação restrita. Em seguida, vêm os ambientes temperados, onde os coccolitoforídeos tornam-se abundantes somente no verão, quando as águas se estratificam. Já em áreas oceânicas subpolares ou costeiras ocorrem poucas espécies (que podem tornar-se abundantes), correspondentes a uma pequena fração da comunidade fitoplânctônica (Brand, 1994; Winter *et al.*, 1994).

De acordo com Winter *et al.* (1994), as espécies também se distribuem de acordo com uma estratificação vertical da coluna d'água, em função da distribuição de luz:

#### *Zona Fótica Superior (0-80m)*

Holococcolitoforídeos, *Rhabdosphaera clavigera*, *Discosphaera tubifera*, *Neosphaera coccolithomorpha*, *Umbellosphaera* spp., *Acanthoica quatrospina*, *Ceratolithus cristatus*.

#### *Zona Fótica Média - Transição (80-120m)*

*Umbellosphaera tenuis*, *Syracosphaera* spp., *Gephyrocapsa* spp., *Emiliana huxleyi*, *Calcidiscus leptoporus*, etc.

*Zona fótica Inferior (120-220m)*

*Florisphaera profunda*, *Thoracosphaera flabellata*, *Hayater perplexus*, *Algirosphaera quadricornu*, *Turrilithus latericioides*, *Syracosphaera anthos*.

Winter *et al.* (1994), ressaltam que estas subdivisões da zona fótica são mais bem definidas em águas subtropicais, podendo também ocorrer zoneamento vertical em águas tropicais de plataforma profunda.

Segundo Young (1994), existe uma relação entre a morfologia dos cocólitos e a distribuição ecológica das espécies, levando este autor a definir quatro tipos morfoecológicos: 1-Placotlitoformes; 2-Umbeliformes; 3-Floriformes; e 4-Diversos. Cada grupo foi definido com base na morfologia e preferência ambiental, a partir de dados obtidos, principalmente, no Pacífico Norte (Figura 11).

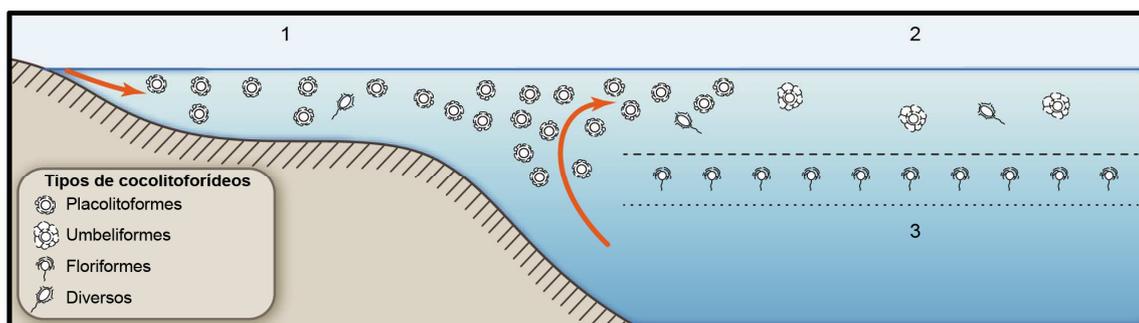


Figura 11 - Distribuição ecológica de tipos de cocólitos de acordo com a morfologia e ambientes preferenciais modificada de Young (1994). 1-Assembleias dominadas por placotlitoformes (exemplo *Emiliana huxleyi*, *Gephyrocapsa* spp. e *Calcidiscus leptoporus* etc.) em ambiente costeiro e de ressurgência. 2-Assembleias dominadas por umbeliformes (exemplo *Umbellosphaera* spp. e *Discosphaera tubifera*) em ambientes oligotróficos. 3- Assembleias dominadas por floriformes (*Florisphaera profunda*) em águas profundas estratificadas. Espécies do grupo diversos (exemplo *Syracosphaera*, *Helicosphaeraceae*, *Rhabdosphaeraceae* e *Pontosphaeraceae*) raramente dominam as assembleias. Seta indica o fluxo de nutrientes.

A distribuição geográfica dos cocólitos nos oceanos Atlântico e Pacífico mostrou que essas algas são controladas pela temperatura. Winter *et al.* (1994) caracterizou cinco zonas latitudinais, com base nas dominâncias de espécies: Subártica,

Temperada (transicional), Subtropical (central), Tropical (equatorial) e Subantártica (Figura 12).

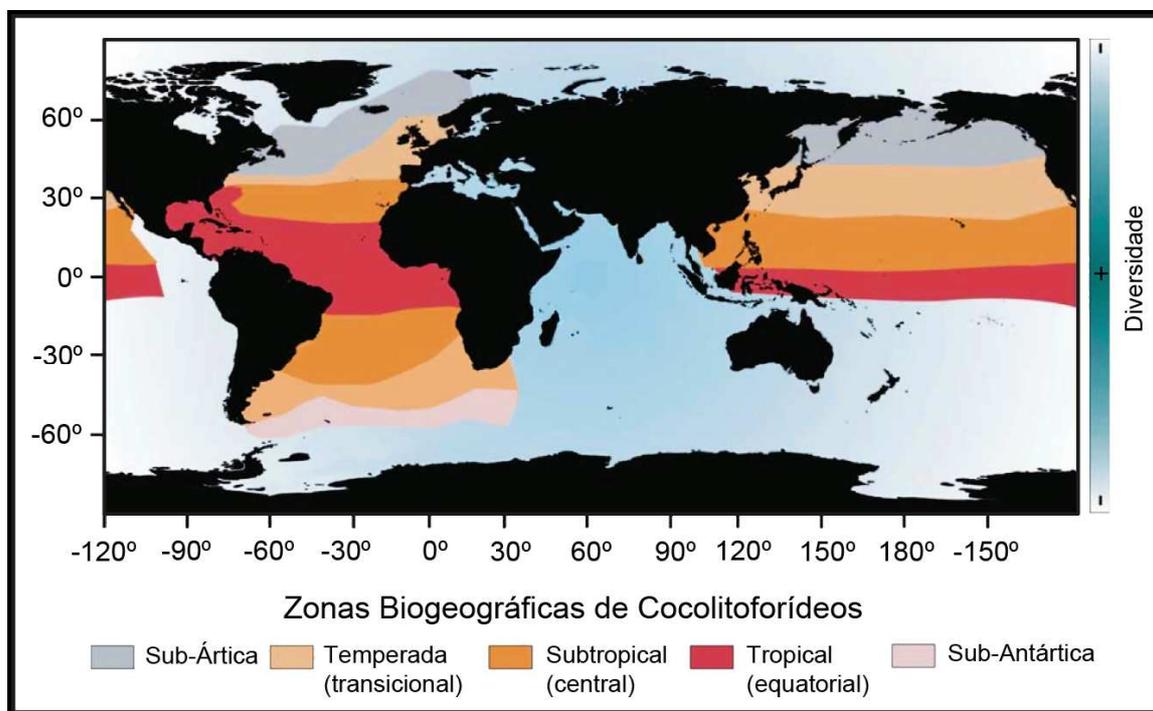


Figura 12 - Distribuição dos cocolitoforídeos por cinco diferentes zonas biogeográficas no Atlântico (McIntyre & Bé, 1967) Adaptada por Winter *et al.*, (1994).

As zonas Subártica e Subantártica são compostas de espécies de cocolitoforídeos de águas frias onde dominam espécies pertencentes às Papposphaeraceae e particularmente por gêneros calcificados. A presença das espécies *Coccolithus pelagicus* e *Calciopappus caudatus* são constatadas durante os meses de verão em mar aberto e nas águas do Atlântico podem ser comuns as espécies *Emiliana huxleyi* e *Algirosphaera robusta* (Winter *et al.*, 1994).

Na Zona Temperada, *Emiliana huxleyi* domina as associações. A espécie *Gephyrocampa muelleriae* é comum e abundante somente nessa zona (ou água de ressurgência). A associação da Zona Subtropical apresenta alta diversidade com zonação vertical e dominam os holocóclitos. Entre as espécies importantes estão *Discosphaera tubifera*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Florisphaera profunda*, *Thoracosphaera flabellata* e espécies pertencentes aos gêneros *Syracosphaera* e *Umbellosphaera* (Winter *et al.*, 1994).

As espécies transportadoras de placolitos dominam as associações da Zona Tropical, dominadas pelas espécies *Emiliana huxleyi*, *Calcidiscus leptoporus* e *Gephyrocapsa oceanica*. Estão presentes também as espécies *Florisphaera profunda*, *T. flabellata*, *Reticulofenestra sessilis* e espécies de *Umbellosphaera* (Winter *et al.*, 1994).

Segundo Winter *et al.* (1994), essas zonas estão associadas à circulação das maiores massas d'água e seus limites não estão bem definidos já que os sistemas frontais que se separam estão continuamente em movimento, deslocando em meandro.

### 2.6.2 Ecologia das principais espécies observadas no presente estudo

Neste capítulo realiza-se uma breve descrição dos aspectos ecológicos mais relevantes dos principais nanofósseis calcários identificados ao longo das amostras do testemunho GL-77 e que caracterizam a presente associação.

#### ***Florisphaera profunda***

Nos oceanos Atlântico e Pacífico, a espécie *F. profunda* vem sendo relacionada a ambiente estável e profundo, estratificado onde a luminosidade é muito reduzida. Nos sedimentos onde ocorre uma alta abundância da *F. profunda* é usada como um indicador de distância da costa (Okada, 1983, 1979; Winter *et al.*, 1994; Baumann *et al.*, 2005; Boeckel *et al.*, 2006). Nas zonas latitudinais Subtropical e Tropical definidas por Winter *et al.* (1994) a *F. profunda* domina as associações.

Os coccolitoforídeos são um importante componente do fitoplâncton com espécies ocupando desde regiões litorâneas até oceânicas (Winter *et al.*, 1994). Entre os seus representantes que se desenvolvem em ambientes oceânicos está a espécie *Florisphaera profunda* var. *profunda* (Okada & Honjo, 1973). Tal espécie apresenta preferências ambientais por áreas tropicais e subtropicais (Okada & Honjo 1973; Okada & MacIntyre, 1977; Bassinot *et al.*, 1997; Molfino & McIntyre 1990a, 1990b; Winter *et al.*, 1994; Kinkel *et al.*, 2000) e se desenvolve na parte inferior da zona fótica (120 a 220 m) onde a luminosidade é baixa (Winter *et al.*, 1994).

Entre os principais fatores que controlam o desenvolvimento de *F. profunda* estão temperatura, estabilidade do ambiente e estratificação da coluna d'água (Okada & Honjo, 1973; Baumann *et al.*, 2005; Boeckel *et al.*, 2006). A variação do padrão da distribuição de *F. profunda* está relacionada à água superficial transparente (Ahagon *et*

*al.*, 1993) e a ambientes com pouco nutriente (Kinkel *et al.*, 2000). Entretanto, *F. profunda* é rara ou ausente em águas turbulentas, áreas de ressurgências e ambientes costeiros (Ahagon *et al.*, 1993; Baumann *et al.*, 2005). A abundância de *F. profunda* é um indicador das mudanças nas variações da nutriclina e termoclina (Molfino & McIntyre, 1990b; Flores *et al.*, 2000; Ruhlemann *et al.*, 2001; López-Otálvaro *et al.*, 2008, 2009). Os registros de alta abundância desta espécie são associados a uma nutriclina ou termoclina profunda, enquanto que a baixa abundância está relacionada a uma nutriclina ou termoclina rasa (López-Otálvaro *et al.*, 2008).

### ***Emiliana huxleyi***

A espécie *E. huxleyi* é cosmopolita e de ampla distribuição nos oceanos mundiais, apresentando uma abundância relativa de 60 a 80% da associação nanofossilífera (Brand, 1994; Roth, 1994). Essa espécie é capaz de se desenvolver tanto em regiões eutróficas quanto em oligotróficas indicando ser bem sucedida em variações de nutrientes (Winter *et al.*, 1994) e tolera ampla variação de temperatura (1°C a 30°C) e salinidade (11 a 4 ppm) (Okada & McIntyre, 1979; Brand, 1994; Winter *et al.*, 1994). *Emiliana huxleyi* é a única espécie encontrada em quase todas as amostras de água do mar e nos sedimentos do Quaternário superior (Brand, 1994).

De acordo com Brand (1994), as espécies *Emiliana huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Calcidiscus leptoporus* e *Umbilicosphaera sibogae* são capazes de se desenvolver em condições de baixas concentrações de ferro, zinco e manganês em comparação a outros cocolitoforídeos costeiros e outras espécies do fitoplâncton.

As espécies *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa oceanica* respondem ao aumento de nutrientes ampliando o tamanho de suas populações tanto no oceano quanto em culturas de laboratórios (Brand, 1994).

No estudo de rastreamento de níveis de *data* globais de cocólitos no Quaternário foi constatado que o registro sedimentar com dominância de *E. huxleyi* em associações de cocolitoforídeos tem início em 73 mil anos atrás (Pleistoceno) (Thierstein *et al.*, 1977).

Nos estudos de bioestratigrafia com base em foraminíferos planctônicos realizados por Vicalvi (1997; 1999) os topos de algumas biozonas foram datadas geocronologicamente. Os resultados obtidos por Vicalvi (1997; 1999), corroboram as informações apresentadas em Thierstein *et al.* (1977) sobre cocólitos do Quaternário.

De acordo com preceitos estabelecidos em Winter *et al.* (1994) o intervalo com domínio de *E. huxleyi*, *G. oceanica* e *C. leptoporus* caracteriza a zona biogeográfica de cocolitoforídeos tropical.

### **Morfogrupo *Gephyrocapsa***

No presente trabalho, a espécie *Gephyrocapsa oceanica* será estudada de acordo com três morfogrupos estabelecidos por Rio (1982), que utilizou suas dimensões como critério:

- *Gephyrocapsa* pequena dimensões inferiores a 3,5  $\mu\text{m}$ ,
- *Gephyrocapsa* média dimensões entre 3,5-5,5  $\mu\text{m}$  e
- *Gephyrocapsa* grande dimensões acima 5,5  $\mu\text{m}$ .

A separação desta espécie em três grupos dimensionais deve-se a sua importância para as determinadas preferências ambientais, estes gradientes estão relacionados diretamente com a temperatura superficial das águas e a disponibilidade de nutrientes (Bollmann, 1997).

Os dados paleoecológicos do morfogrupo *Gephyrocapsa* obtidos em mares atuais apresentam esta espécie como característica de ambientes neríticos, mares marginais quentes, áreas de ressurgência e águas ricas em nutrientes ao longo das margens dos giros centrais tropicais e subtropicais (Brand, 1994; Winter *et al.*, 1994). O gênero *Gephyrocapsa* é ponto de controvérsia no que diz respeito à nomenclatura das espécies segundo o critério dimensional dos espécimes (Wells & Okada, 1997; Rio 1992; Bollmann, 1997).

A seguir será apresentada a paleoecologia dos três morfogrupos.

O morfogrupo *Gephyrocapsa* pequena foi registrado em intervalos interglaciais pleistocênicos no sistema de Corrente Benguela (ODP SITE 1082) no Atlântico (Baumann & Freitag, 2004). Esse morfogrupo encontra-se abundante nos sedimentos do Pleistoceno-Holoceno, tanto na região sul da Austrália como no Ártico e o seu pico máximo está relacionado à superfície de inundação máxima (Gard, 1986; Findlay & Flores, 2000). Uma situação contrária foi registrada por Villa *et al.* (2005) nos sedimentos das bacias periantárticas onde esta espécie é rara.

O morfogrupo *Gephyrocapsa* média é equivalente a *G. muellarae*, que vem sendo associada aos intervalos glaciais em latitudes médias (Bollmann, 1997; Wells & Okada, 1997). Por outro lado foi constatado nas bacias periantárticas que *G. muellarae* pode sobreviver nas fases interglaciais onde as temperaturas máximas são comparáveis àquelas das fases glaciais de latitude médias. Nos mares Nórdicos, *G. muellarae* é a espécie dominante no nível de superfície de imundação máxima (Gard, 1993; Baumann, 1990).

O morfogrupo *Gephyrocapsa* grande tem preferência por águas frias, conforme estudos das mudanças do nanoplâncton em resposta aos movimentos de frente hidrológicos e temperatura da superfície do mar em sedimentos do Pleistoceno - Holoceno na Nova Zelândia (Well & Okada, 1997).

### **Demais espécies**

As espécies *R. clavigera* e *R. stylifera* são espécies de águas tropicais, presentes nos giros centrais oligotróficos em temperaturas entre 20° e 30°C. Essa espécie tropical não aumenta sua abundância em resposta ao nutriente (Brand, 1994).

De acordo com Boeckel *et al.*, (2006), *R. clavigera* apresenta relação direta com a temperatura e salinidade e inversa com nutrientes. Já a espécie *S. pulchra* apresenta preferência por águas quentes e oligotróficas, apresentando relação direta com a temperatura e a salinidade e relação inversa à quantidade de nutriente (Baumann *et al.*, 2005; Boeckel *et al.* 2006). A espécie *Umbilicosphaera sibogae* é mais comum em águas tropicais de maior salinidade e de moderada a alta concentração de nutrientes, no entanto parece ter habilidade de crescer em baixas concentrações de Fe, Zi e Mn (Brand, 1994). Assim, o registro do pico desta espécie *U. sibogae* dentro da fase glacial pode ser uma resposta a um rápido aquecimento e/ou disponibilidade de nutrientes. A espécie *Umbellosphaera irregulares* é típica de águas tropicais, estando presente nos giros centrais oligotróficos e em temperaturas de 20 a 30°C. Essa espécie apresenta uma relação direta com a temperatura e a salinidade e uma relação inversa com a concentração de nutriente (Brand, 1994; Broeckel *et al.*, 2006). A espécie *C. pelagicus* é abundante em águas frias (aproximadamente 7.2° C) (Roth, 1994). O estudo realizado por Cachão (1995), nos sedimentos do Neógeno, localizados nas regiões do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653), constatou que essa espécie é encontrada em águas com temperatura entre -1,7° e 18°C, tendo como fator

condicionante a disponibilidade de nutrientes. O que é coerente com a localização da região em baixas latitudes e climas tropicais do testemunho GL-77, da bacia de Campos.

## 2.7 Trabalhos micropaleontológicos

A Micropaleontologia é um ramo da Paleontologia que estuda os fósseis de pequenas dimensões, que só podem ser vistos com o auxílio de microscópico ou de uma lente possante (Cassab, 2004; Antunes & Melo, 2001). Os microfósseis podem ser de origem animal, vegetal ou bactéria e estão representados por vários grupos como protozoários, metazoários e algas.

Os microfósseis são importantes por serem abundantes e diversificados nas rochas sedimentares depositadas em ambientes aquosos marinhos e terrestres (Cassab, 2004; Antunes & Melo, 2001). Esses microfósseis são utilizados como ferramentas para datações relativas, ordenação das sequências sedimentares e nas correlações estratigráficas locais e regionais (Cassab, 2004).

Os principais microfósseis utilizados para o posicionamento cronoestratigráfico dos estratos neógenos são os grupos foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários. Com base nos bioeventos de surgimento, aparecimento, extinção, desaparecimento e abundância das espécies desses grupos foram construídos arcabouços bioestratigráficos de caráter global (Ericson & Wollin, 1968; Kennett & Huddleston, 1972; Martini, 1971, Okada & Bukry, 1980; Gartner, 1977, Rio *et al.*, 1990) e específico para as bacias sedimentares brasileiras (Vicalvi 1997, 1999; Antunes, 1994).

Os foraminíferos são protistas (unicelulares) bentônicos ou planctônicos, que surgiram no Cambriano e vêm evoluindo e se diversificando até o Recente. Estes microorganismos vivem em ambientes marinhos, desde neríticos até abissais. As características morfológicas da teca são variadas e compostas por minerais (carbonato de cálcio) ou aglutinada por partículas de sedimentos (Vilela, 2000). Os foraminíferos são utilizados para a determinação de biozonas no Pleistoceno-Holoceno, as quais caracterizam também fases climáticas (glaciais e interglaciais) (Vicalvi 1997, 1999).

Vicalvi (1997, 1999) desenvolveu um trabalho pioneiro no Brasil, que enfoca o Pleistoceno e Holoceno do talude da Bacia de Campos. Segundo este autor, o limite do Pleistoceno/Holoceno e os limites entre zonas e subzonas do Pleistoceno podem por

meio de presença, ausência e abundância relativa do plexo *Globorotalia menardii* (*G. menardii*, *G. tumida*, *G. m. flexuosa* e *G. fimbriata*).

A partir das zonas propostas por Ericson & Wollin (1968), Vicalvi (1997 e 1999) reconheceu 18 subzonas de foraminíferos planctônicos, desde a parte superior da Zona W até o presente (Zona Z). A variação do percentual do plexo *G. menardii* em relação à fauna total de foraminíferos planctônicos permitiu uma subdivisão da Zona X (último episódio interglacial) em onze subzonas (X11 a X1) e a divisão da Zona Z (pós-glacial) em duas subzonas (Z2 e Z1). O controle da frequência do plexo *Pulleniatina* fundamentou a divisão da Zona Y (último episódio glacial) em cinco subzonas (Y5 a Y1).

Sanjinés (2006) analisou as associações de foraminíferos planctônicos em três testemunhos a pistão do talude continental, sendo que um desses três testemunhos é alvo deste estudo. O autor identificou 13 biozonas (W2, W1, X3, X2, X1, Y5, Y4, Y3, Y2 Y1B, Y1A, Z2 e Z1) com nesses microfósseis, além de hiatos e discordâncias, cálculo da taxa de sedimentação e interpretações de trato de sistema com reconhecimento de uma Superfície de Inundação Máxima (SIM).

O testemunho em estudo GL-77 apresenta uma divisão bioestratigráfica com base em critérios de Antunes (1994), sendo identificadas as zonas F e G e uma subdivisão da Zona F com base na alta e base abundância da espécie *Gephyrocapsa oceanica* (Maciel 2008, Maciel *et al.* 2009). Destaca-se ainda o estudo paleoecológico de espículas de ascídias, presentes na associação de nanofósseis calcários no testemunho GL-77, realizado por Cunha (2011). Com base no padrão de distribuição da abundância das espículas Didemnidae, verificou-se que estas espículas são de vertebrados característicos de águas rasas, porém encontra-se em estratos de águas profundas (batial inferior). Esses dados foram interpretados como evidencia de transporte, sugerindo fases de regressão marinha e/ou oscilações do nível do mar, durante o período de deposição dos pelitos do testemunho em estudo. O maior número de espículas de ascídias foi observado em lamas ricas em carbonatos e margas, mostrando a preferência desses organismos por ambientes ricos em carbonatos.

### 3. Épocas Pleistoceno e Holoceno

#### 3.1 Definição e Estratótipos

O termo Quaternário representa a última divisão do tempo geológico, sendo o período mais recente da história da Terra. Esse termo foi originalmente empregado por Desnoyers (1829), referindo-se aos depósitos aluviais e marinhos superpostos aos sedimentos do Terciário da bacia de Paris (França). Essa denominação veio a completar a escala de tempo geológico proposta por G. Arduíno (1714-1796), com os termos Primário, Secundário e Terciário. Posteriormente estes termos foram substituídos por Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico, com base em seu conteúdoossilífero e faunístico (Sugiuo, 2005; 2010) (Figura 13).

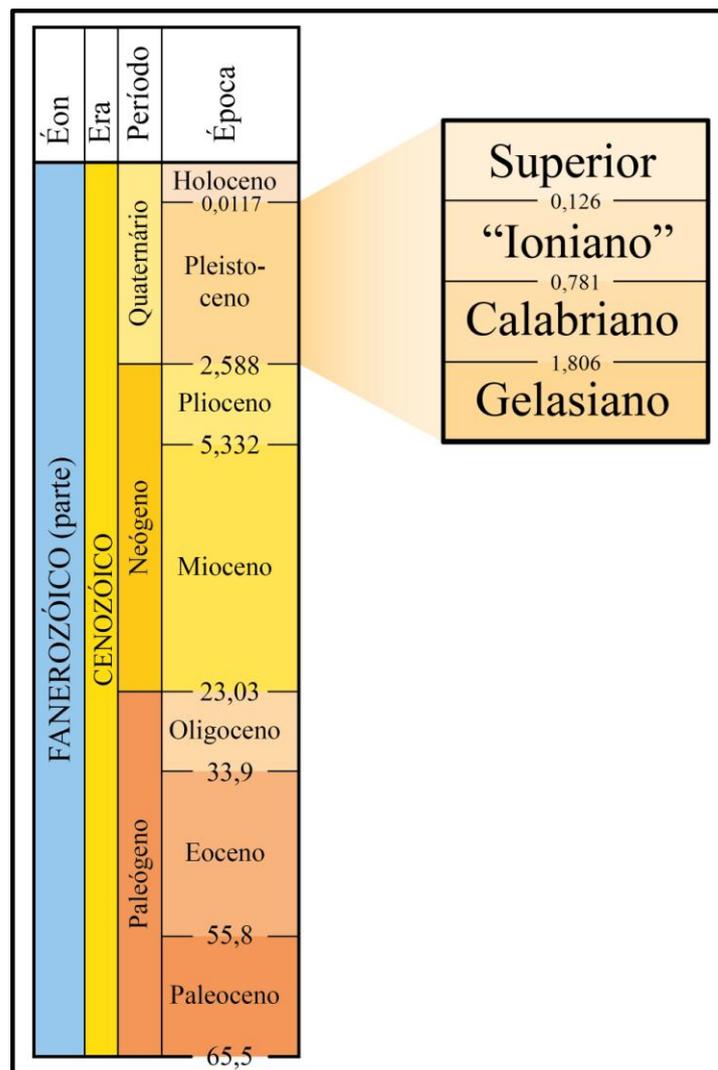


Figura 13 - Escala de tempo geológico apenas com as divisões do Cenozoico (conforme a *International Commission on Stratigraphy – ICS/2009*).

De acordo com Press *et al.*(2006) e Suguio (2010), o período Quaternário compreende duas épocas: o Pleistoceno, que foi introduzido por Lyell, entre 1797 e 1875, para designar os depósitos pós-pleiocênicos, que continham fósseis de moluscos correspondentes a mais de 70% das espécies viventes, com o seu início a 1,8 Ma e o Holoceno, sendo a época mais recente desde 11.000 anos AP (antes do presente).

Em 1982, no XI Congresso da União Internacional para Pesquisa do Quaternário (*International Union for Quaternary Research, INQUA*), foi aprovada pela Comissão de Estratigrafia da INQUA, no papel da Subcomissão da Comissão Internacional de Estratigrafia (*International Commission on Stratigraphy, ICS*), a padronização do limite do Plioceno-Pleistoceno. Segundo essa decisão, o estratótipo global da base do Pleistoceno, localiza va-se em Vrica, Sicília (Itália). Esse estratótipo é composto por depósitos marinhos de águas profundas, estando o limite Plioceno-Pleistoceno próximo ao topo da subzona paleomagnética de polaridade normal Olduvai, datada em 1,8 Ma. Esse evento paleomagnético corresponde à maior dispersão do molusco *A. islandica*, ocorrida em águas boreais dos estágios interglaciais.

A base do Pleistoceno corresponde ao andar Calabriano, sendo o andar mais antigo (1,02-1,8 Ma) da subdivisão do Pleistoceno. Esse andar corresponde ao depósito areno-argiloso marinho com concha de molusco. Em 1998, a Comissão Internacional de Estratigrafia do Neógeno (*ICS*) e de Estratigrafia do Quaternário (*ICS-INQUA*), decidiram mudar o limite do Plioceno-Pleistoceno para o Estágio Gelasiano. Essa mudança está caracterizada pelos episódios glaciais do Hemisfério Norte, baseada em registros isotópicos marinhos e em detritos transportados por geleiras continentais há cerca de 2,6 Ma.

A Comissão Internacional de Estratigrafia (*International Comssion on Stratigraphy, ICS*), em 2009, redefiniu oficialmente o período Quaternário (Pleistoceno-Holoceno), como um período subsequente ao Neógeno e datando sua base em 2,588 Ma. Essa redefinição baseia-se no evento de reversão de polaridade paleomagnética, denominado de Guss-Matuyama (cerca de 2,5 Ma), como marco para a divisão Plioceno-Pleistoceno. Segundo tal redefinição, o novo estratótipo da base do Pleistoceno, localizado em San Nicola (Sicília, Itália), apresenta limite caracterizado pelo evento paleomagnético Guss-Matuyama. Esse evento de reversão de polaridade paleomagnética foi escolhido como marco por estar datado próximo ao meio do intervalo em questão.

### 3.2 Principais eventos climáticos no Quaternário

Conforme Suguio (2010), na primeira metade do século XIX, foi evidenciada a existência de um evento glacial denominado a “Era do Gelo” do Quaternário. Esse evento foi identificado através de estudos de sedimentos de transporte glacial (*driftes*) e de blocos erráticos, os quais estavam presentes em vários locais do continente europeu. Inicialmente, pensava-se que esses depósitos glaciais tivessem a mesma idade e acreditava-se na existência de uma imensa glaciação que se estendera por todo o Pleistoceno. A partir do avanço dos estudos estratigráficos desses depósitos do quaternário, mostrou-se que os sedimentos carregados pelas geleiras possuíam diferentes camadas de *till*, com diferentes níveis de turfa e de fragmentos vegetais, que são indicadores de ocorrência de intervalos climáticos mais quentes. Desde então, sugere-se que as geleiras pleistocênicas tiveram fases de avanço e recuo, equivalentes a estágios glaciais e interglaciais.

Durante o estágio glacial verificou-se, segundo Suguio (2010), que poderia haver curtos intervalos com condições climáticas mais amenas, denominadas de interestaduais devido a uma pequena recuperação da vegetação. Esses intervalos são caracterizados como eventos regionais ou somente locais, sendo improváveis suas correlações mundiais.

Há uma controvérsia entre os autores em relação ao número de fases glaciais e interglaciais durante o pleistoceno. Segundo Salgado-Labouriau (1994), estudos recentes de sedimentos dos fundos oceânicos e de análises de isótopos de oxigênio mostraram a existência de dezesseis glaciações. Segundo esses autores, as 16 glaciações prolongaram-se por, aproximadamente, 100.000 anos, intercaladas com épocas mais quentes (interglaciais) com duração aproximada de 20.000anos. Para Bryant 1997, os períodos interglaciais são aqueles que apresentam intervalos de 100.000 Ma, com ciclos menores de 40.000 a 20.000 anos (Figura 14).

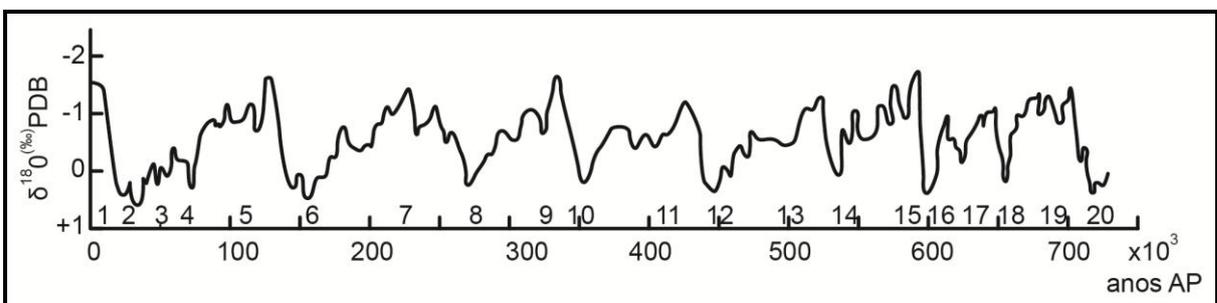


Figura 14 - Curva de variação de  $\delta^{18}\text{O}$  durante o Quaternário médio e superior (Emiliani, 1978; modificado por Suguio, 2010).

De acordo com Neto & Nery (2005), não foi possível localizar evidências geológicas de todas as glaciações do período Quaternário, pois, muitas vezes, uma glaciação se sobrepõe à outra, dificultando o seu reconhecimento. Desta forma, só cinco episódios glaciais do período Quaternário foram possíveis de serem identificados geologicamente nos continentes.

Um dos eventos climáticos mais importantes (e mais estudados) do Quaternário é o *Último Máximo Glacial* (UMG), ocorrido no Pleistoceno superior. Esse intervalo é o mais recente na história da Terra, correspondendo ao período em que a cobertura de gelo global atingiu seu volume máximo, em torno de 70 milhões de quilômetros cúbicos, quase três vezes a quantidade de gelo atual, que ocorreu durante a última glaciação, há 100.000 anos (Neto & Nery, 2005; Clark *et al.*, 2009). Burroughs (1999) estimou que a temperatura média global, durante esse período, era aproximadamente 8° C mais baixa que a atual.

Segundo Suguio (2001), no Hemisfério Norte, as geleiras aumentaram significativamente de espessura, alcançando valores entre 2 e 3,5 km. Na América do Sul e na África, as extremidades das porções sul foram cobertas pela massa de gelo que se expandia a partir da Antártica. Devido ao aumento do volume de gelo, o nível do mar reduziu em torno de 130 m (Fairbridge, 1962; Milliman & Emery, 1968). Como consequência do rebaixamento do nível do mar, a maior parte da plataforma continental atual ficou exposta e foi submetida a intensa oxidação e erosão subaérea (Suguio, 2005).

De acordo com Press *et al.* (2006), no decorrer da última glaciação, houve um rápido período de aquecimento, caracterizado como fase interestadial, ocorrido aproximadamente há cerca de 14,5 ma. Um anos depois, o clima gradativamente voltou a esfriar e iniciou-se um outro período de glaciação na Terra, em meados de 12,5 ma (fase stadial). Esse retorno de resfriamento da Terra é chamado de período de *Dryas* e durou cerca de 1 ma. Em 11,7 ma, a temperatura do planeta elevou-se abruptamente, cerca de 6° C, e a deglaciação prosseguiu até o estado atual. Como consequência do aumento abrupto da temperatura, as calotas de gelo nos polos e as geleiras, reduziram-se até as condições atuais (Suguio, 2001).

O Holoceno é a época mais recente do período Quaternário e teve o seu início ao final da última glaciação. Esta época é caracterizada como período interglacial, que abrange os últimos 11,7 ma AP, incluindo os dias de hoje (Burroughs, 1999).

Conforme Neto & Nery (2005), o período Holoceno apresenta uma fase muito quente, conhecida como “Ótimo Climático”, que ocorreu entre 5.600 e 2.500 a.C. Neste período, a temperatura da Terra chegou a ser de 2°C a 3°C mais quente do que a atual. Entre 2.500 anos a.C. ocorreu uma época fria do interglacial. E, posteriormente, entre 200 e 1.000 anos d.C.,

ocorreu o segundo período de “Ótimo Climático”, com condições mais favoráveis à povoação do norte do Hemisfério Norte.

Segundo Neto & Nery (2005), a hipótese mais aceita para a ocorrência das glaciações e das mudanças climáticas, baseia-se nos três Ciclos de Milankovitch. Tais ciclos compreendem três variações astronômicas: excentricidade da órbita, obliquidade do eixo e precessão dos equinócios. O primeiro ciclo de Milankovitch relaciona-se à excentricidade da órbita da Terra ao redor do Sol. A órbita da Terra oscila entre muito elíptica (excentricidade alta) a quase circular (excentricidade baixa), em um período de 100.000 anos. O segundo ciclo de Milankovitch leva cerca de 41.000 anos para se completar e envolve as variações do ângulo do eixo de rotação da Terra em relação à sua trajetória de translação (obliquidade). Este ângulo pode variar de 21, 5° a 24,5° (Suguio, 2010). O terceiro ciclo é a precessão dos equinócios, que ocorrem de 19.000 a 23.000 anos. Este ciclo ocorre devido a uma pequena oscilação do eixo de rotação da Terra, ocasionada pelas atrações gravitacionais da Lua e o Sol (Rocha-Campos & Santos, 2000, Suguio, 2010).

De acordo com Rocha-Campos & Santos (2000), a combinação desses três ciclos causariam variações periódicas na quantidade de radiação solar incidente na Terra. Essas variações seriam fundamentais para determinar o acúmulo de neve que formariam grandes geleiras. No verão ameno as camadas de gelo não derreteriam e no inverno rigoroso ocorreria o albedo, um processo natural onde às camadas de gelo, com sua superfície branca, refletem a luz solar, o que permitiria o aparecimento das grandes massas de gelo.

Estudos recentes apoiam a teoria de Milankovitch, propondo que os ritmos orbitais causam mudanças regulares no clima, com fases glaciais com períodos de longa duração (100.000 anos) e outras mais curtas (40.000 anos e 20.000 anos) (Shimizu, 2008). Esses estudos baseiam-se nos dados de análises de isótopos estáveis presentes nas carapaças de Foraminíferos Planctônicos de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , em testemunho de sedimentos marinhos profundos do Cenozoico. Durante as glaciações, os sedimentos marinhos são enriquecidos com  $^{18}\text{O}$ , enquanto o  $^{16}\text{O}$  é evaporado dos oceanos e retido no gelo continental (Rocha-Campos & Santos, 2000).

As análises estratigráficas de testemunhos de sondagens, realizados em geleiras da Antártica, comprovaram que a concentração de gás carbônico atmosférico era menor nos períodos glaciais e maior nos interglaciais, através do estudo de bolhas de ar nas camadas de gelo (Suguio, 2010).

Muitos pesquisadores acreditam que houve outros fatores que contribuíram para mudanças climáticas, tais como a tectônica das placas, onde o deslocamento das massas

continentais provocaram mudanças dos padrões de circulação das correntes oceânicas, impedindo o transporte de calor para os pólos, e a variação na composição da atmosfera, provocada pelos gases emitidos por atividades vulcânicas e transgressões marinhas e a concentração desses gases na atmosfera, desencadeando o efeito estufa (Rocha-Campos & Santos, 2000).

## 4. ÁREA DE ESTUDO: BACIA DE CAMPOS

### 4.1 Localização e contexto tectono-sedimentar

A bacia de Campos está localizada na costa norte do Estado do Rio de Janeiro e ao sul do Estado do Espírito Santo, entre os paralelos 20°5' e 23° S (Figura 15). O limite desta bacia ao norte ocorre no Alto de Vitória e o seu limite ao sul, no Alto de Cabo Frio. Sua área abrange uma extensão de 100.000 Km<sup>2</sup>, sendo 500 Km<sup>2</sup> em área emersa e o restante submersa (Rangel *et al.*, 1994, Winter *et al.*, 2007).

O preenchimento sedimentar da bacia alcança 3.400 m de espessura e está depositado sobre embasamento cristalino, que é caracterizado por gnaisses pertencentes à Província Proterozóica da Ribeira (Winter *et al.*, 2007). Os depósitos sedimentares estão agrupados em três megassequências, que correspondem às fases Rife, Pós-rife e Drifte (Figura 16). O sedimento do testemunho geológico (GL-77) em estudo no presente trabalho foi depositado durante a fase Drifte.

Segundo Winter *et al.* (2007), a Supersequência Drifte é caracterizada por um regime de subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico, que teve início no Eocretáceo e tem continuidade até os dias atuais. Essa supersequência inicia-se por sedimentos marinhos carbonáticos de águas rasas, depositados em ambiente nerítico batial da Formação Macaé, do Albiano-Cenomaniano. Sobre essa unidade encontram-se os pelitos da Formação Tamoios do Turoniano-Maastrichtiano, marcando uma fase transgressiva na bacia.

A partir do Neocretácio até o Eoterciário foram depositados sedimentos siliciclásticos do Grupo Campos, representando uma fase marinha regressiva. Este grupo inclui uma sequência proximal (Formação Emborê), uma plataforma carbonática (Formação Grussaí) e uma sequência distal com pelitos de talude (Formação Ubatuba). Além destes depósitos estão presentes turbiditos arenosos da Formação Carapebus intercalados nos folhelhos batiais (Rangel *et al.*, 1994, Winter *et al.*, 2007).

O Grupo Campos inicialmente foi definido como Formação Campos por Schaller (1973) e elevada à categoria de grupo por Rangel *et al.* (1994). Neste contexto, o Membro Ubatuba definido por Schaller (1973) passou a categoria de formação. A Formação Ubatuba, cujo sedimento amostrado pelo um testemunho em estudo, compreende folhelhos escuros e esverdeados, argilas, margas, calcilutitos e diamictitos, com intercalações de arenitos turbidíticos da Formação Carapebus.

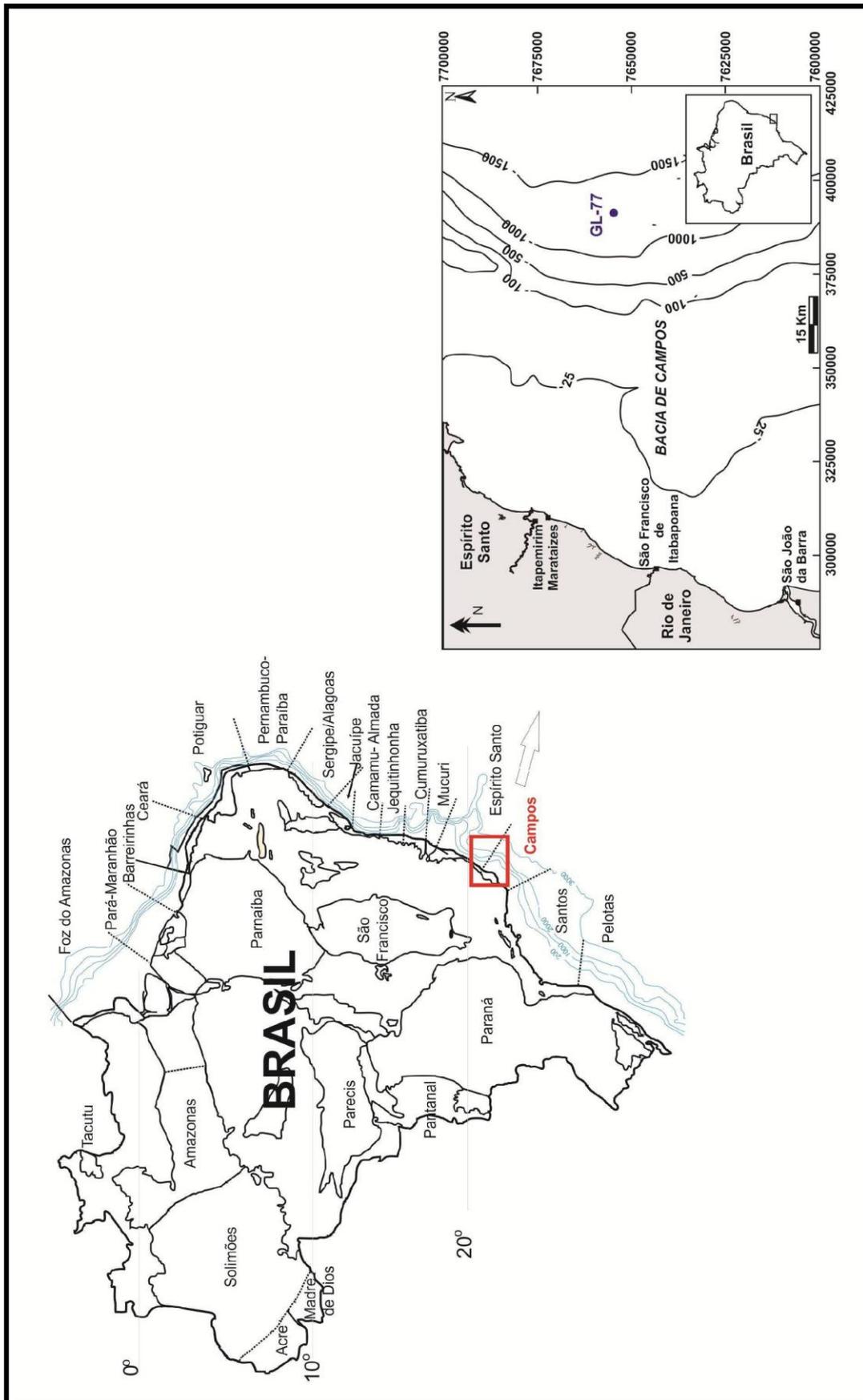


Figura 15 - Mapa de localização da bacia de Campos e testemunho geológico em estudo (Winter *et al.*, 2007).

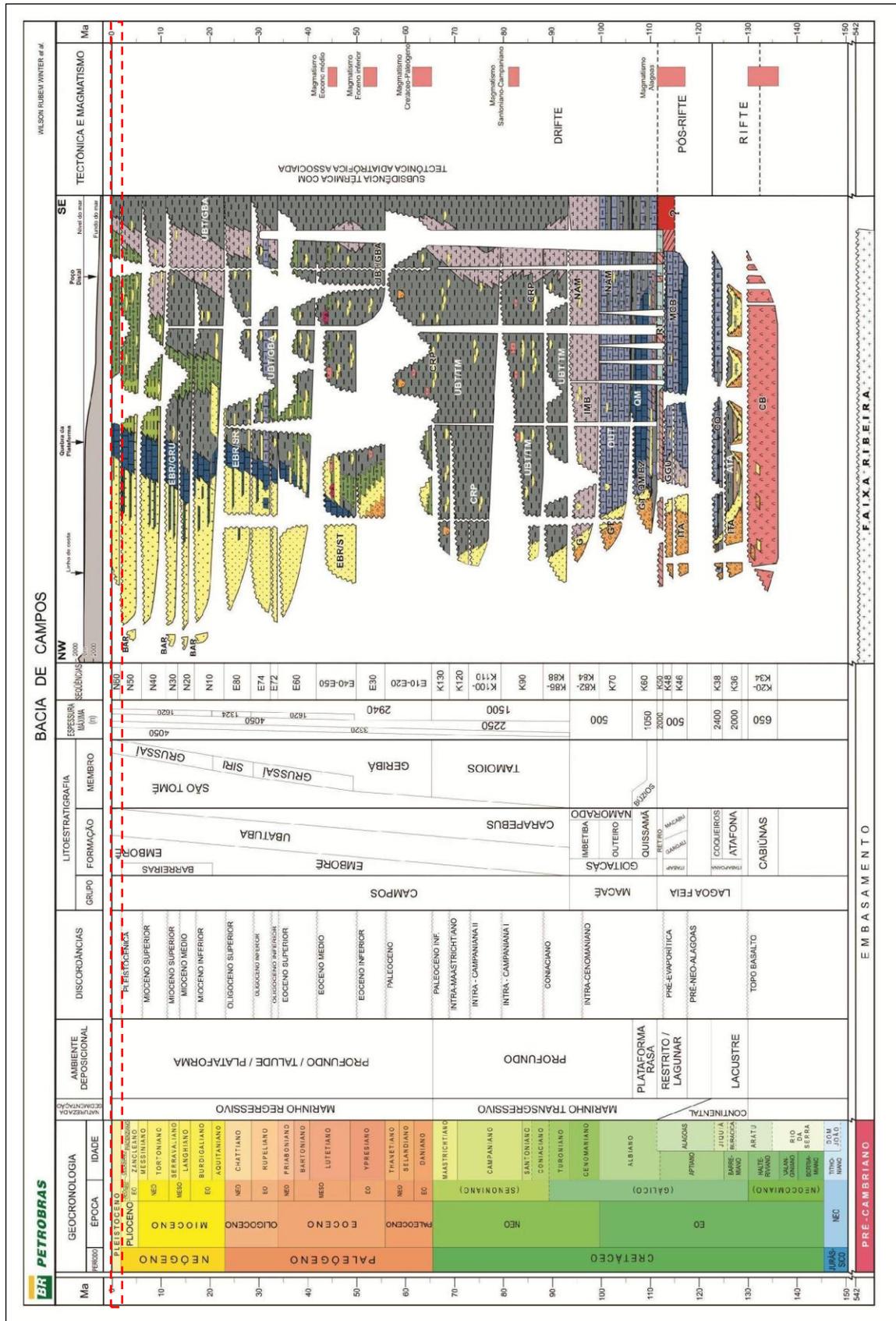


Figura 16 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos (modificado de Winter *et al.* 2007).

## 4.2 Principais feições fisiográficas

No Neógeno, a bacia de Campos é composta por uma plataforma continental arenosa e um talude argiloso, erodido por vários cânions submarinos aliados a voçorocas, considerados os maiores condutores de sedimentos que alimentam ambientes profundos (Machado *et al.*, 2004).

A plataforma continental tem em média 100 km de largura e a quebra da plataforma varia de 80 m de lâmina d'água, na porção norte, até 130 m na parte sul, com uma profundidade média de 100 m (Rangel *et al.*, 1994; Winter *et al.*, 2007) (Figura 17).

O talude continental na bacia constitui uma encosta, em geral estreita, com início na quebra da plataforma, próximo a isóbata de 120 m e terminando na isóbata de 2000 m, na região do Platô de São Paulo. Este talude estende-se por mais de 400 km, com uma declinação média de 2,5°. O talude é dividido em três partes: superior, média e inferior (Viana *et al.*, 1998; Viana *et al.*, 2003; Machado *et al.*, 2004).

O talude superior está compreendido entre a quebra da plataforma até as isóbatas de 750 m na parte norte e de 600 m na parte sul da bacia. Os sedimentos superficiais do talude superior englobam areias (siliciclásticas e bioclásticas) derivadas da plataforma, e sedimentos lamosos provenientes da atuação das correntes submarinas.

O talude médio, entre as isóbatas 750 a 1200 m, apresenta intercalações de areia e lama, além de uma capa hemipelágica arenosa contendo ferro.

O talude inferior, localizado abaixo de 1200 m, é caracterizado pela presença de marga pelágica e uma fina camada de vasa carbonática (com espessura <10 cm). Esta vasa é composta por nanofósseis calcários e foraminíferos, e cobre a crosta enriquecida de ferro do talude médio (Caddah *et al.*, 1998; Viana & Faugères 1998; Viana *et al.*, 1998; Viana *et al.*, 2003; Gonthier *et al.* 2003; Machado *et al.*, 2004).

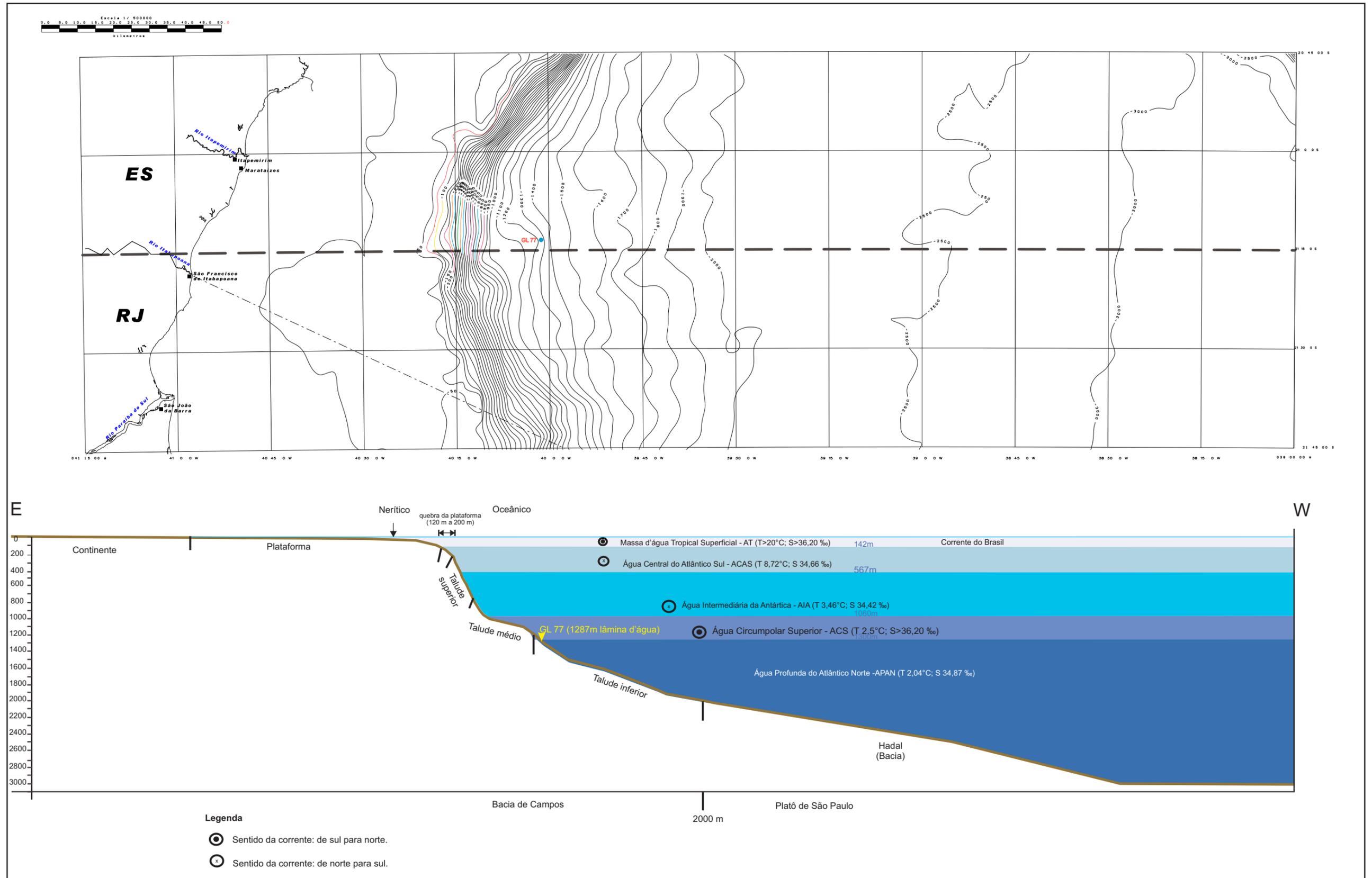


Figura 17 - Feições fisiográficas e batimétricas da área em estudo. Divisão das massas d'água (Segundo Silveira, 2007).

### 4.3 Conceitos paleoceanográficos

Segundo o Suguio (1998), a Oceanografia é a ciência que abrange todos os conhecimentos relativos aos oceanos, tratando de assuntos como a topografia de fundo, física e química das águas oceânicas, biologia, geologia, etc. A Paleoceanografia visa estudar as características físicas, químicas e biológicas de antigos oceanos.

Os oceanos são grandes extensões de água salgada que circundam as massas de terra dos continentes, preenchendo as grandes depressões da superfície da Terra. Os oceanos ocupam 70% da superfície do globo e foram formados por uma série de processos geológicos que modelaram sua fisiografia e as biotas que neles viveram (Tessler & Mahiques, 2001).

A origem do oceano se inicia com uma lenta ruptura de uma massa continental, cuja separação é acompanhada pelo desenvolvimento do assoalho oceânico a partir de material proveniente do manto (Tassinari, 2001). As margens continentais geradas são subdivididas e em termos fisiográficos compostas por plataforma, talude, sopé e planície abissal, as quais são mostradas na figura 18 (Tessler & Mahiques, 2001).

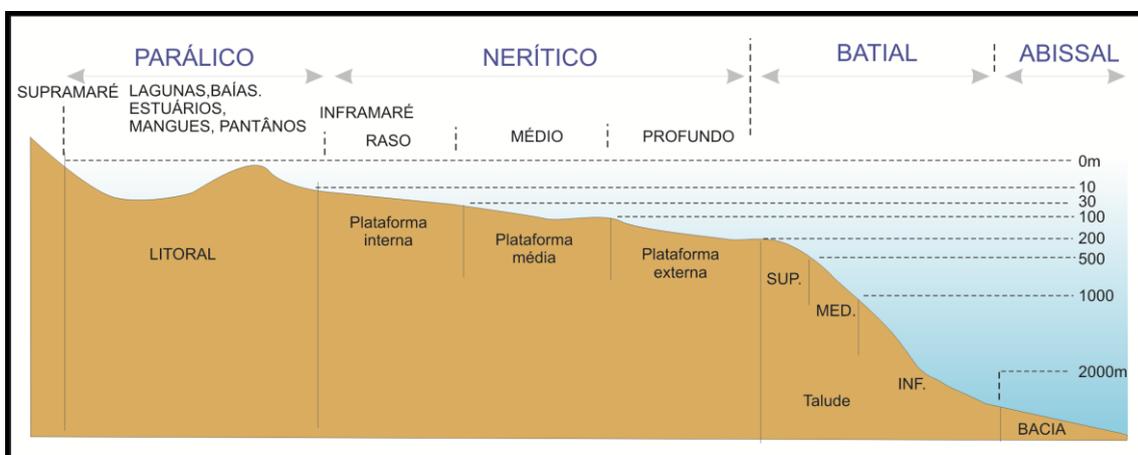


Figura 18 - Paleobatimetria e fisiografia do fundo oceânico (Ingle, 1980).

Os oceanos são divididos pelos continentes em quatro áreas, e são representados pelos oceanos Pacífico, Atlântico, Índico e Ártico, sendo o Oceano Pacífico o maior corpo aquoso, ocupando 53% da área oceânica. Por outro lado, o Índico perfaz 24% da área oceânica, enquanto que o Atlântico ocupa cerca de 23% (Tessler & Mahiques, 2001).

Os processos de sedimentação nos oceanos são influenciados pelas características climáticas regionais nos continentes e depositados nas áreas oceânicas. Os depósitos sedimentares marinhos são representados por quatro fontes principais: vulcanogênicos, terrígenos, biogênicos e autigênicos. Estes correspondem à quase todos os sedimentos recentes que cobrem as bacias oceânicas atuais. A distribuição dos sedimentos nos fundos oceânicos obedece a um padrão determinado por uma série de processos geológicos e oceanográficos. Estes processos são a tectônica global e a circulação oceânica (Tessler & Mahiques, 2001).

Através dos processos tectônicos desenvolveram-se grandes unidades dos relevos oceânicos, tais como as dorsais oceânicas, as quais estão associadas à zona de fraturas, e as margens continentais ativas. A orientação e as formas dessas grandes unidades de relevo controlam a circulação oceânica, que é uma das principais responsáveis pelos processos deposicionais em oceanos aberto. Desta maneira, são os processos tectônicos que irão controlar a distribuição da maior parte dos principais sedimentos (Tessler & Mahiques, 2001).

Em termos hidrológicos, os oceanos são compostos por massas d'água cujas densidades variam com a temperatura e a salinidade (Hay, 1996). Estes corpos são classificados de acordo com a posição na coluna d'água em massas superficiais, intermediárias e de fundo. As massas de água superficiais apresentam águas relativamente quentes com temperaturas superiores a 10°C e são tratadas sob o termo termosfera. A camada d'água subjacente a termosfera é mais fria e é chamada de psicrosfera. O limite entre as duas camadas corresponde a um corpo d'água compreendido entre 300 e 1000 m, conhecido como termoclina (Hay, 1996).

A termoclina está associada à zona de mínimo de oxigênio (ZMO) (Hay, 1996). Segundo Hay (1996), a termoclina é uma zona de pouca atividade biológica devido a sua deficiência em oxigênio (Zona Mínima de Oxigênio-ZMO). Durante as fases marinhas, transgressiva ou regressiva, causadas por mudanças climáticas e/ou tectônicas, ocorre a variação da zona termoclina, aumentando ou diminuindo sua proporção na coluna d'água (Hay, 1996).

A circulação oceânica refere-se ao movimento das águas oceânicas, que consiste na ação de correntes aproximadamente horizontais, tanto superficiais quanto intermediárias e profundas, que conduzem a água do oceano a outros oceanos e mares (Suguio, 1998).

Existem dois tipos de circulação oceânica: superficial e termohalina (ou profunda) (Figura 19). As correntes superficiais são movimentadas pela ação dos ventos e apresentam um movimento predominantemente horizontal e acontece principalmente nas primeiras centenas de metros abaixo da superfície oceânica. Estas correntes têm grande importância no transporte do excesso de calor das zonas equatorial e tropical para os pólos (Tessler & Mahiques, 2001, Patchineelam, 2004).

A circulação termohalina é a circulação controlada pelas variações da temperatura (*termo*) e salinidade da água do mar, isto é, pela densidade (*halina*). Esta circulação apresenta um movimento vertical e é responsável pelo movimento das massas de água das regiões do oceano profundo. A circulação termohalina tem seu início em regiões oceânicas de altas latitudes (Tessler & Mahiques, 2001).

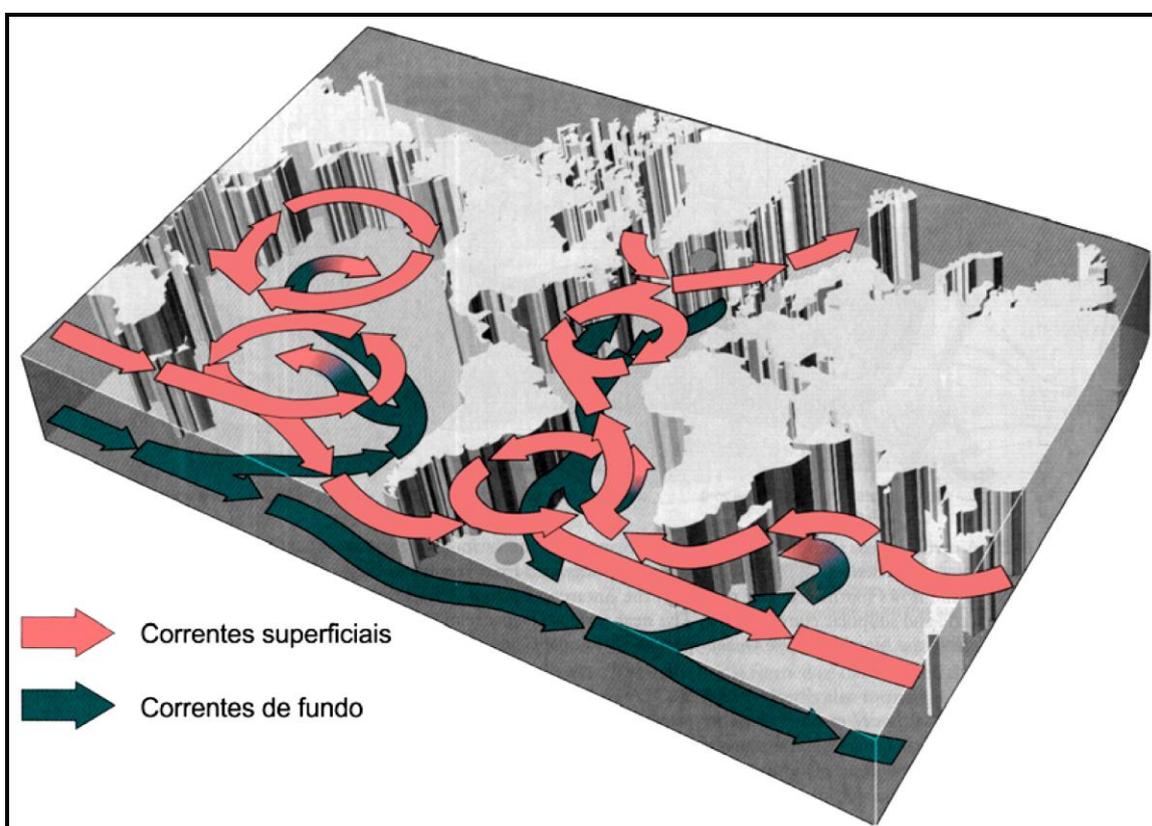


Figura 19 - Ciclo global da circulação oceânica mostrando a integração entre a circulação superficial e a termohalina (modificado por Thurman, 1994).

A circulação oceânica na Bacia de Campos está representada pela Corrente do Brasil (superficial), sendo que ela encontra-se presente no intervalo de 0 a 142 m de profundidade. A Corrente do Brasil (CB) se forma quando a Corrente da Benguela, que contorna a África, alcança as proximidades do Equador e se desloca para o oeste,

gerando a Corrente Sul Equatorial (CSE). Esta por sua vez, se desloca até o litoral nordestino brasileiro, latitude de  $10^{\circ}$ , desenvolvendo assim a CB, de águas quentes, que se estende por quase toda margem continental brasileira em direção Sul, fluindo junto à quebra da plataforma (Viana & Faugères, 1998; Tessler & Mahiques, 2001; Silveira 2007) (Figura 20).

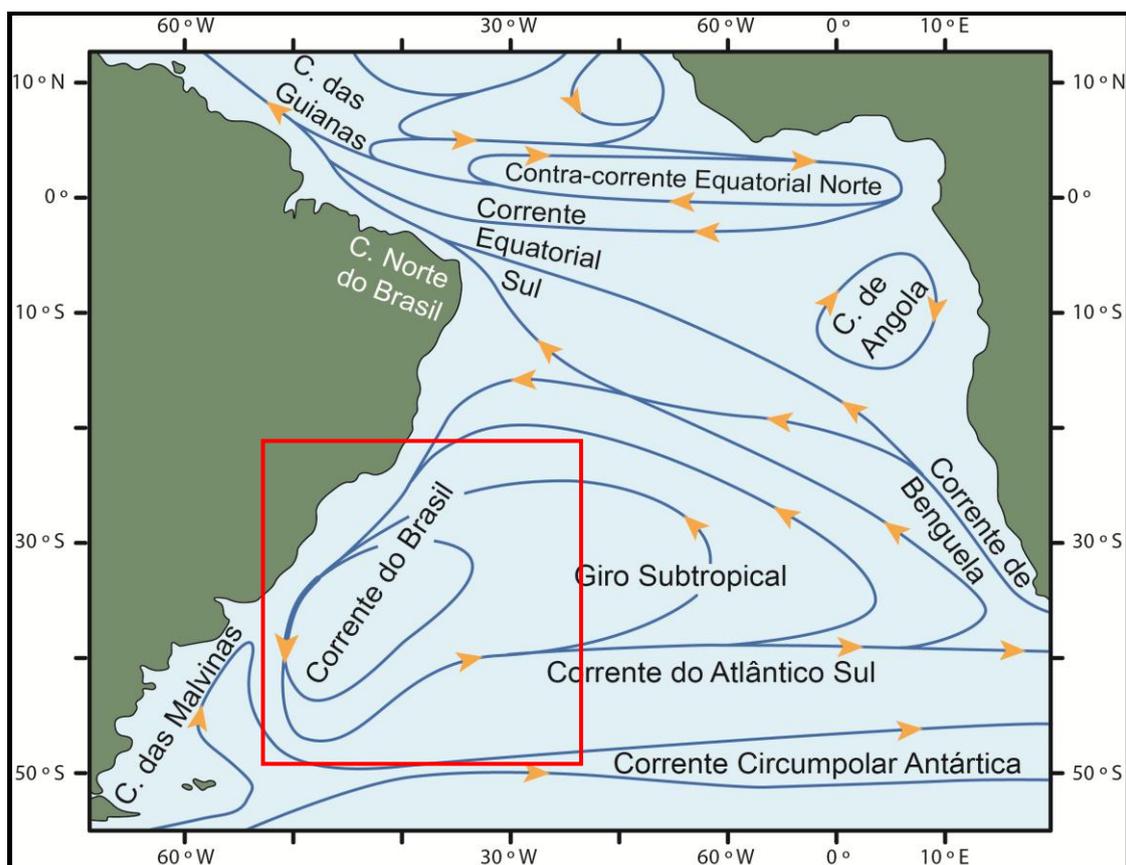


Figura 20 - Representação esquemática da Corrente do Brasil do Atlântico Sul. Retirado de Peterson & Stramma (1991).

Silveira *et al.* (2000) registraram que a Corrente do Brasil é constituída por águas quentes e tropicais ( $T > 20^{\circ}\text{C}$  e  $S > 36\text{‰}$ ) e recebe contribuição da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a qual tem temperaturas variando entre  $8,72^{\circ}$  a  $20^{\circ}\text{C}$  e salinidade entre 34,66 a 36,20‰.

Silveira (2007) registrou na região onde estão localizados os três testemunhos em estudo uma estrutura vertical de massas d'água característica do Atlântico Sul, formada pela Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermédiana (AIA), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água Circumpolar Superior

(ACS). Esses dados foram transferidos para o perfil fisiográfico da plataforma-talude da figura 17, com as respectivas informações físico-químicas das mesmas (temperatura e salinidade).

A CB quando se mistura com águas costeiras de menores temperaturas e salinidades formam a Água Tropical (AT), as quais apresentam temperaturas maiores que 20°C e salinidade maior que 36,20‰. Abaixo da AT encontra-se a ACAS, com temperaturas entre 8,72 – 20,0°C e salinidade entre 34,66 – 36,20‰, e esta é formada na região da Convergência Subtropical (Sverdrup *et al.*, 1942).

A ACAS apresenta uma espessura de aproximadamente de 142 - 547 metros. Abaixo dessa massa d'água encontra-se a Água Intermediária Antártica (AIA), cuja temperatura está compreendida entre 3,46°C – 8,72 °C e os valores de salinidade entre 34,42 e 34,66‰.

Segundo alguns autores (Stramma & Peterson, 1990; Tsuchiya *et al.*, 1994), a ACS é formada pela mistura entre a Água Circumpolar (ACP) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). A massa d'água da ACS apresenta espessura 1060 a 1300 m com temperaturas entre 3,46 e 3,31°C e salinidade entre 34,42 e 34,59‰. Esta massa d'água encontra-se acima da APAN e na parte abaixo da APAN se forma a ACI.

Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) apresenta valores de temperatura entre 3,31 e 2,04°C e salinidade entre 34,59 e 34,87‰, ocupando níveis entre 1300 e 3600 m, ao largo do sudoeste brasileiro. Essa massa d' água é formada no Mar do Labrador e apresenta um escoamento organizado, que flui para sul ao longo do contorno oeste até a latitude de 32° S (Silveira, 2007).

## 5. MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1 Materiais

Este trabalho visa o estudo de nanofósseis calcários proveniente de um testemunho a pistão (GL-77), coletado na região norte do talude continental da bacia de Campos, Estado do Espírito Santo, pelo navio de sondagem Bucentauro Cruzeiro, em 2002/2003 (Figura 21). Este testemunho a pistão foi obtido com auxílio de um *Jumbo Piston Core* (pistão), o qual penetra os sedimentos marinhos por métodos hidráulicos (Allaby & Allaby, 1990; Bates & Jackson, 1987). Este equipamento possui cabeça de quatro toneladas e seções de tubo de aço com o comprimento total de 21 metros, lançado em queda livre de dois metros. Ainda a bordo do navio os testemunhos, encapsulados num *liner* de PVC de 102 mm de diâmetro interno, foram cortados em seções de 90 cm. Posteriormente essas seções foram abertas longitudinalmente descritas por Kowsmann & Vicalvi (2003). O testemunho GL-77 encontra-se no talude inferior no norte da bacia de Campos. O detalhe do testemunho (comprimento, coordenada e número de amostra analisada por nanofósseis calcários) encontra-se na tabela 01.

Tabela 01 - Dados dos testemunhos a pistão em estudo.

Testemunho	Recuperado (m)	Coordenadas	Batimetria (m)	Números de amostras analisadas no presente estudo
GL-77	0 (topo) – 18,15 (base)	21°12' / 20°38'59''S 40°02' / 47°75'43''W	1287	85 amostras

No testemunho, composta essencialmente por sedimento de granulometria fina (lama), foram caracterizadas seis fácies sedimentares, as quais são descritas abaixo (Kowsmann & Vicalvi, 1993). Na figura 21 é apresentado o perfil litológico esquemático do testemunho, bem como níveis amostrados.

A fácies AS, caracterizada por areia siliciclástica, é composta de grãos de quartzo e mica, finos a médios, base abrupta e topo bioturbado. Esta fácies foi registrada apenas na porção mais inferior do testemunho, a qual é intercalada com a fácies L. Esta apresenta lama siliciclástica, cinza esverdeada escura, bioturbada, micácea, com níveis centimétricos ricos em matéria orgânica, com tubos de pirita e teor de carbonato em 3% (Kowsmann & Vicalvi, 1993).

Ainda na porção inferior do testemunho, foram caracterizadas outras três fácies, LA, LL e LR. A fácies LA é composta por lama arenosa, cinza esverdeada escura, micácea e bioturbada. A fácies LL apresenta uma lama levemente carbonática, cinza esverdeada escura, com partes mais claras, bastante bioturbada, e com teores de carbonato entre 6 a 17%. A fácies LR representa uma lama rica em carbonato, com teor de 24%, coloração cinza oliva, bioturbada (*Planolites*, *Chondrites*), com níveis oxidados. A porção média e superior do testemunho é caracterizada pelas fácies LL (Kowsmann & Vicalvi, 1993).

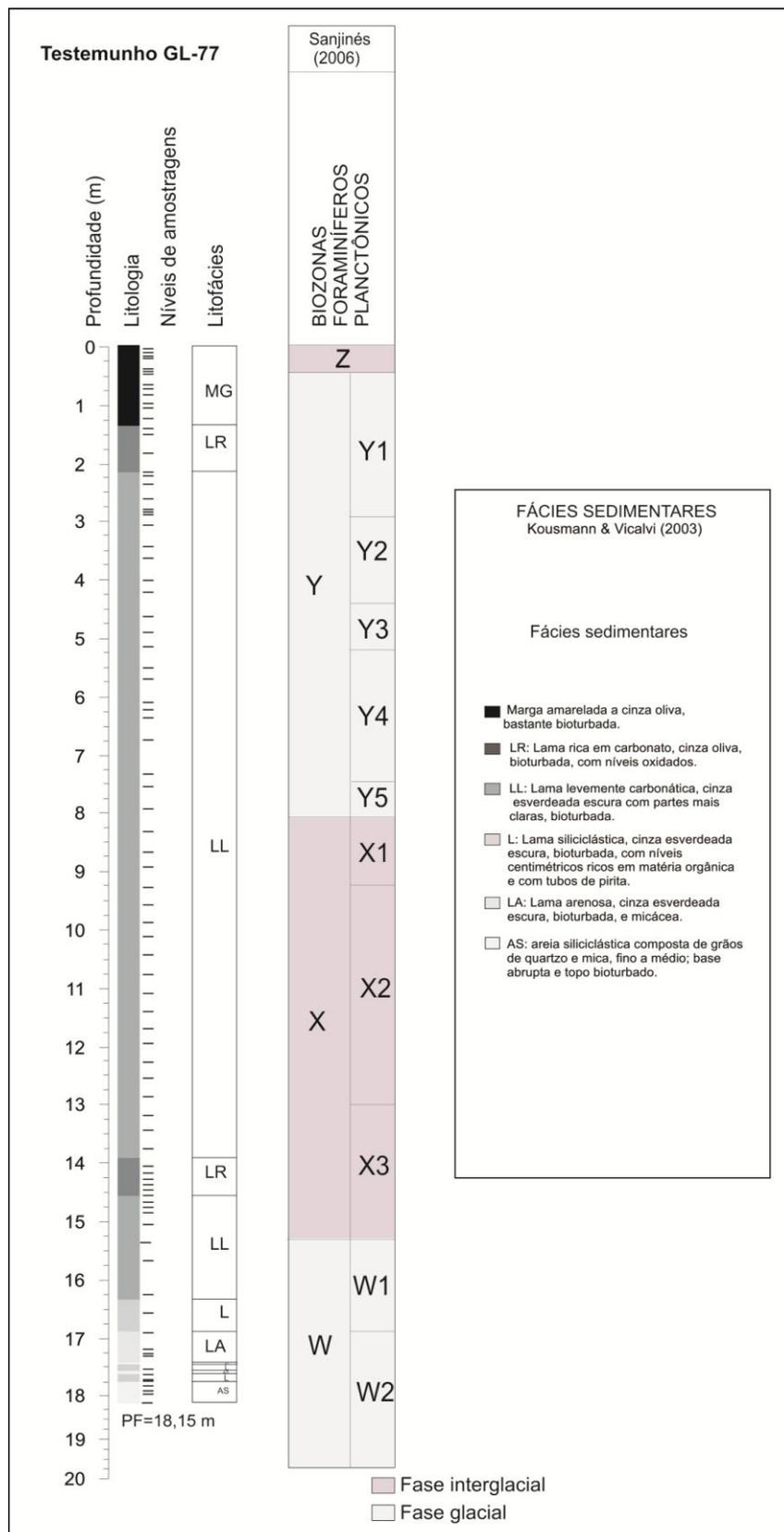


Figura 21 - Perfil litológico e fácies sedimentares com níveis de amostragem do testemunho em estudo.

Na porção superior do poço encontram-se as fácies LR e a fácies MG. Esta última é caracterizada por margas amareladas a cinza oliva, bastante bioturbadas (icnogêneros *Planolites*, *Chondrites*, *Thalassinoides* e *Zoophycos*), com níveis de óxido de ferro, e com teores de carbonato em 34% (Kowsmann & Vicalvi, 1993).

## **5.2 Métodos empregados para estudo de nanofósseis calcários**

### **5.2.1 Coleta e preparação das amostras**

Um total de 85 amostras foi coletado para análise de nanofósseis calcários em níveis variáveis (de 0,05 a 0,30 m), buscando amostrar as diferentes litofaciologias. O posicionamento das amostras de cada testemunho pode ser observado na tabela 01.

Posteriormente, essas amostras foram enviadas ao Laboratório de Nanofósseis Calcários, da Gerência de Bioestratigrafia e Paleoecologia, do Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES/PETROBRAS, Rio de Janeiro, RJ) para a preparação das lâminas. Este método empregado, abaixo descrito, é rápido, relativamente simples, de baixo custo financeiro e baixa periculosidade durante a manipulação das amostras (Alves, 2007).

O procedimento de preparação das lâminas consistiu das seguintes etapas:

#### Materiais:

- Um grama (1g) de cada amostra;
- Grau e pistilo de porcelana;
- Tubos de ensaios de 50 ml;
- Lâminas (24X76mm) e lamínulas (24X32mm);
- Palito de madeira;
- Papel toalha;
- Canudos de plástico, e
- Caneta diamante.

#### Reagentes:

- Água desmineralizada, com pH básico (8,0-8,5);
- Álcool etílico grau técnico;

- Hexametáfosfato de sódio ( $\text{NaPO}_3$ );
- Bálsamo do Canadá.

#### Preparação realizada:

A preparação das amostras teve início com a organização das mesmas de acordo com a profundidade, do topo para a base.

As amostras foram pesadas em uma balança digital, padronizando o peso de um grama. Posteriormente, os sedimentos foram macerados, juntamente com água desmineralizada e colocados em um tubo de ensaio (50 ml).

Com o auxílio de um canudo plástico, desagregou-se totalmente o sedimento, adicionando-se duas gotas de hexametáfosfato de sódio, para evitar suspensões floculadas. Essa mistura permaneceu em repouso por cinco minutos. O sobrenadante foi removido para outro tubo (50 ml) de ensaio. Antes do uso das lâminas e lamínulas, estas foram limpas com o álcool etílico. Em seguida, com o auxílio de uma caneta diamante, as lâminas foram identificadas com números em ordem crescente (Anexo 1).

A placa aquecedora (aquecida a  $50^\circ\text{C}$ ) foi umedecida previamente com água, para não ocorrer o deslocamento das lamínulas quando da adição de uma ou duas gotas da solução de cada amostra sobre as mesmas.

A etapa de colagem das lamínulas nas lâminas foi realizada com o uso do bálsamo do Canadá em uma capela. Esta etapa foi realizada com o auxílio de um palito, pressionando-se suavemente a lamínula para a eliminação de eventuais bolhas de ar formadas durante a colagem. Com o mesmo palito retirou-se o excesso de bálsamo presente no limite do contato do conjunto lâmina-lamínula. A figura 22 mostra as etapas de preparação das lâminas dos nanofósseis calcários.

Finalmente, foi feita a identificação das lâminas e posterior análise em um microscópio óptico petrográfico (marca Zeiss, modelo Axioskop). Este equipamento foi cedido pela PETROBRAS para o Laboratório de Paleontologia, do Departamento de Geociências (DEGEOC), do Instituto de Agronomia (IA), da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRuralRJ).

O registro fotográfico foi realizado com o auxílio do software AxioVision 4.5.0.0 e com câmera Zeiss AxioCam MRc, acoplada ao microscópio Zeiss AxioPlan 2 Imaging, no BPA/CENPES/PETROBRAS.

As lâminas encontram-se registradas na Gerência BPA/CENPES/PETROBRAS.

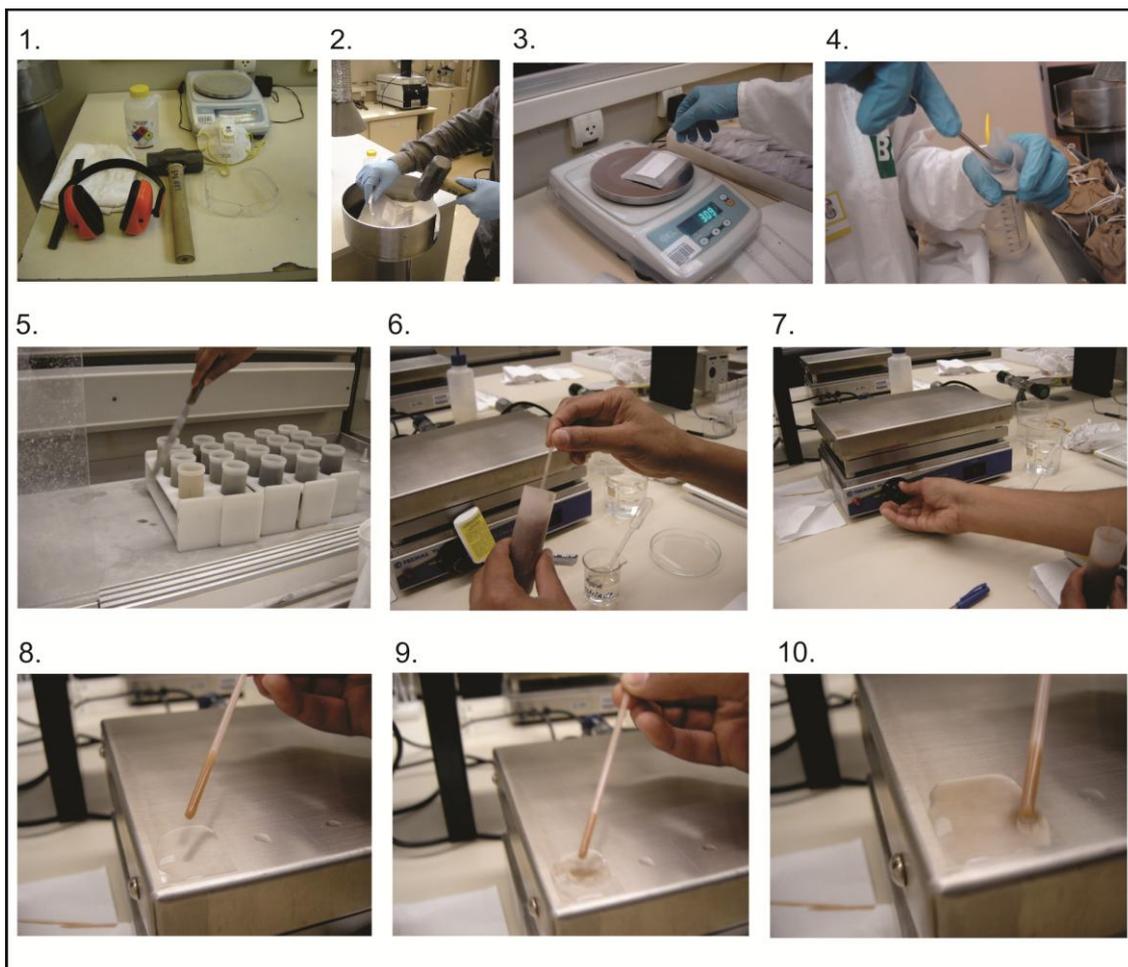


Figura 22 - Método de preparação das lâminas de nanofósseis calcários (Cunha, 2010).

### 5.2.2 Análises quantitativas

A análise quantitativa de nanofósseis é um método que proporciona o reconhecimento de associação nanofossilífera, caracterizada pela abundância de espécies menos dominantes entre as espécies dominantes em resposta as variações ambientais (Toledo *et al.*, 2005). Com base na variação da abundância das associações nanofossilíferas é possível obter informação sobre ambientes sedimentares marinhos do passado.

Para o presente estudo, foi realizada a análise quantitativa dos nanofósseis calcários, com o auxílio do microscópio de luz polarizada, com aumentos de 40X, 100X e 1250X (ocular de 12,5X).

Para as observações gerais dos nanofósseis calcários, utilizou-se a objetiva de 40X, objetivando uma visão ampla dos campos (tanto com nicóis paralelos quanto

cruzados), facilitando a identificação dos nanofósseis maiores dimensões. Em seguida, foi usada a objetiva de 100X para a identificação dos nanofósseis calcários menores. Para o aumento desta ordem, utilizou-se óleo de imersão na superfície da lamínula.

As análises dos nanofósseis calcários podem ser realizadas de duas formas: pela contagem total de espécimes em cinco campos de visão ou pela totalização de 300 espécimes segundo Chang (1967). No presente estudo optou-se pelo contagem total de espécimes em cinco campos de visão, com a realização da análise taxonômica dos nanofósseis e caracterização das biozonas. A relação dos nanofósseis calcários identificados encontram-se no anexo 2. No anexo 3 é apresentada a lista de nanofósseis calcários por amostra.

Para a quantificação dos nanofósseis calcários foi realizada a contagem em cinco campos de visão e em cada campo é dividido em quatro quadrantes e a identificação e a contagem dos táxons foi feita no sentido horário. Este tipo de análise, aqui denominado de Método 1, é o método em que a contagem é comprovadamente mais representativa (comunicação verbal do Dr. Cleber Fernandes Alves). A partir do método 1 foram construídas as tabelas de distribuição dos valores absolutos e relativos dos táxons de nanofósseis calcários para o testemunho GL-77 (Anexos 3 e 4) onde são mostrados as abundâncias em cada amostra analisada.

Devido à importância da espécie *Gephyrocapsa oceanica* nos estudos bioestratigráficos e paleoecológicos da seção Pleistoceno-Holoceno será estudada de acordo com três morfogrupos estabelecidos por Rio (1982), que utilizou suas dimensões como critério:

- *Gephyrocapsa* pequena dimensões inferiores a 3,5  $\mu\text{m}$ ;
- *Gephyrocapsa* média dimensões entre 3,5-5,5  $\mu\text{m}$ ;
- *Gephyrocapsa* grande dimensões acima 5,5  $\mu\text{m}$ .

A separação desta espécie em três grupos dimensionais deve-se ao seu uso para a caracterização de biozonas definidas nos arcabouços internacionais (Martini, 1971; Gartner, 1977; Okada & Bukry, 1980; Rio *et al.*, 1990) e nacional (Antunes, 1994), os quais foram utilizados no presente estudo.

De acordo com vários autores (Brand, 1994; Bollmann, 1997, Aizawa *et al.*, 2004 e Boeckel *et al.*, 2006), a espécie *G. oceanica* tem grande importância

paleológica devido sua preferência ambiental, nutriente, temperatura e salinidade, que controlam a proliferação desses coccolitoforídeos nos oceanos.

## 6. RESULTADO

### 6.1. Sistemática

A classificação dos nanofósseis calcários, em nível genérico e específico, foi realizada com base nas bibliografias tradicionais de Jordan & Kleijne (1994), Perch-Nielsen (1971, 1985), Bown & Young (1997) e Young & Bown (1997a, 1997b). Outras informações referentes aos caracteres morfológicos dos táxons identificados foram consultadas nos trabalhos de Antunes (2007). A classificação dos nanofósseis calcários nas categorias mais altas (reino, filo, classe, superordem e ordem) está de acordo com Young & Bown (1997b).

As análises (qualitativa e quantitativa) dos nanofósseis calcários permitiram os reconhecimentos de 38 táxons de nanofósseis calcários, sendo 31 cocólitos de coccolitoforídeos, quatro de *Incertae sedis* (nanolitos), um gênero de dinoflagelado calcário (*Thoracosphaera* spp.) e dois gêneros (*Micrascidites* spp. e *Monniotia* spp.) de espículas de ascídias.

São classificados como heterococólitos os cocólitos *Scapholithus fossilis*, *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Oolithotus fragilis*, *Umbilicosphaera sibogae* var. *foliosa*, *Umbilicosphaera sibogae* var. *sibogae*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera hyalina*, *Helicosphaera pavementum*, *Helicosphaera wallichii*, *Emiliana huxleyi*, *Gephyrocapsa* (pequena, média e grande), *Pontosphaera discopora*, *Pontosphaera japonica*, *Pontosphaera indoceanica*, *Pontosphaera messinae*, *Pontosphaera multipora*, *Pontosphaera* spp., *Scyphosphaera apsteinii* f. *apsteinii*, *Scyphosphaera apsteinii* f. *dilatata*, *Scyphosphaera* spp., *Discosphaera tubifer*, *Rabdosphaera claviger*, *Rhabdosphaera stylifera*, *Syracosphaera lamina*, *Syracosphaera pulchra*.

São classificados como heterococólitos *Incertae sedis* os cocólitos *Florisphaera profunda* var. *profunda*, *Neosphaera coccolithomorpha*, *Umbilicosphaera irregularis*.

São classificados como holococólitos os cocólitos *Holodiscolithus macroporus*, *Tetralithoides quadrilaminata*.

São classificados como nanolitos os cocólitos *Braarudosphaera bigelowii*, *Ceratolithus cristatus*, *Ceratolithus simplex*, *Ceratolithus telesmus*.

Outros nanofósseis calcários encontrados foram *Micrascites* spp., *Monniotia* spp., *Thoracosphaera* spp.

Reino CHROMISTA Cavalier-Smith, 1981  
 Filo HAPTOPHYTA Hibberd ex Cavalier-Smith, 1986  
 Classe PRYMNESIOPHYCEAE Hibberd, 1976  
 Subclasse PRYMNESIOPHYCIDAE Cavalier-Smith, 1986

Superordem HETERECOCOLITO Braarud *et al.* 1955  
 Ordem STEPHANOLITHIALES Bown & Young, 1977  
 Família CALCIOSOLENIACEAE Kamptner, 1937  
 Gênero *SCAPHOLITHUS* Deflandre *in* Deflandre & Fert 1954  
*Scapholithus fossilis* Deflandre *in* Deflandre & Fert 1954  
 (Referência da estampa 1, Estampa 1)

*Calciosolenia murrayi* Gran, 1912

*Calciosolenia fossilis* (Deflandre *in* Deflandre & Fert, 1954), Bown *in* Kennedy *et al.*, 2000.

**Descrição:** cocólito em forma de paralelogramo bem alongado, com borda espessa em relação à porção central. Nos espécimes estudados, a porção central dos mesmos não apresentou preenchimento. Quando observado ao MO (microscópico óptico), com nicóis cruzados, apresenta baixa birrefringência.

**Dimensão:** tamanho variando de 3 a 8  $\mu\text{m}$  (Gran, 1912; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 7,12  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 1, Estampa 1).

**Informações cronoestratigráfica:** segundo os dados de Perch-Nilsen (1985a), *S. fossilis* apresenta amplitude do Hauteriviano (Cretácio Inferior) ao Holoceno.

**Observação:** Perch-Nielsen (1985a) considera apenas duas espécies dentro do gênero *Scapholithus*: *S. rhombiformis* e *S. fossilis*, e as demais espécies descritas dentro desse gênero em sinonímia com essas duas espécies. Para Aubry (1988), a espécie *S. fossilis* é escassa em depósito do Paleogeno e Neogeno.

Ordem COCCOSPHAERALES (Haechel, 1984) Young & Bown, 1997

Família COCCOLITHACEAE Poche 1913

Gênero *CALCIDISCUS* Kamptner, 1950

*Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman, 1988) Loeblich & Tappan, 1978

(Referência da estampa 1, Estampas 2a e 2b)

*Coccosphaera leptopora* Murray & Blackman 1898

**Descrição:** cocólito apresenta contorno circular a subcircular, onde seu escudo distal, geralmente é maior do que o escudo proximal. Sua área central mostra-se fechada, sendo possível observar um pequeno orifício. Observado ao MO, com os nicóis paralelos, exibe relevo alto, mas com os nicóis cruzados, apresenta uma cruz como Estampa de extinção.

**Dimensão:** tamanho variando de 3 a 12  $\mu\text{m}$  (Murray & Blackman, 1988; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 6,85  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados e 9,02  $\mu\text{m}$ , com nicóis paralelos (Referência da estampa 1, Estampas 2a e 2b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** conforme Perch-Nielsen (1985a), a PO (primeira ocorrência) da espécie *C. leptoporus* é registrada no Mioceno inferior. Segundo A. Winter/P. Friedinger (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *C. leptoporus* tem amplitude estratigráfica abrangendo Mioceno superior ao Recente.

**Observações:** Young & Bown (1997) consideram os gêneros *Cyclococcolithina*, *Cyclococcolithus*, *Cycloplacolithella*, *Cyclopacolithus*, *Tiarolithus*, *Striatococcolithus* em sinonímia com *Calcidiscus*.

Ordem COCCOSPHAERALES (Haechel, 1894) Young & Bown, 1997

Família COCOLITHACEAE (Poche, 1913) Young & Bown, 1997

Gênero *COCCOLITHUS* Schwarz, 1894

*Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930

(Referência da estampa 1, Estampas 3a e 3b)

*Coccosphaera pelagica* Wallich, 1877

*Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, 1930

*Crystallolithus hyalinus* Gaarder & Markali, 1956

*Coccolithus crassipons* Bouché, 1962

**Descrição:** cocólito com contorno elíptico; na área central está presente uma barra que coincide com o eixo menor, que liga as áreas adjacentes do escudo menor; o escudo distal é maior do que o escudo proximal. Observado ao MO, com nicóis cruzados, esse cocólito apresenta birrefringência alta e na parte central observa-se Estampa de extinção.

**Dimensão:** tamanho variando de 3 a 8  $\mu\text{m}$  (Wallich, 1877, Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 25,65  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados e 25,85  $\mu\text{m}$ , com nicóis paralelos (Referência da estampa 1, Estampas 3a e 3b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** conforme Perch-Nielsen (1985a), a PO da espécie *C. pelagicus* é registrada no Paleoceno. Segundo S. Nishida (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *C. pelagicus* tem amplitude estratigráfica abrangendo do Paleoceno superior ao Holoceno.

**Observações:** Young & Brown (1997) consideravam o gênero *Ericsonia* em sinonímia com o gênero *Coccolithus*.

Ordem COCCOSPHAERALES (Haechel, 1894) Young & Bown, 1997

Família CALCIDISCACEAE (Young & Bonw, 1997)

Gênero *OOLITHOTUS* Reinhardt, in Cohen and Reinhardt, 1968

*Oolithotus fragilis* (Lohmann, 1912) Martini & Müller, 1972

(Referência da estampa 1, Estampas 4a e 4b)

*Coccolithophora fragilis* Lohmann, 1912

*Discolithus antillarum* Cohen, 1964

*Oolithotus antillarum* (Cohen) Reinhardt in Cohen & Reinhardt 1968

**Descrição:** cocólito com contorno circular a subcircular; os escudos se unem de modo assimétrico em um determinado ponto de união, o qual não se localiza na região central. Os escudos apresentam linhas de sutura radial entre os elementos que o constituem. Observado ao MO, com nicóis cruzados, exibem uma baixa birrefringência.

**Dimensão:** com tamanho de 5 a 12  $\mu\text{m}$  (Lohmann, 1912);

**Exemplar fotografado:** 8,35  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados e 8,35  $\mu\text{m}$ , com nicóis paralelos (Referência da estampa 1, Estampas 4a e 4b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** segundo Martini (1971), a amplitude estratigráfica da espécie *O. fragilis* compreende o intervalo das zonas NN15-NN 21?, do Eoceno médio ao Holoceno .

**Observações:** Young (1998) considera *O. fragilis cavum* como sinônimo de *O. antillarum*, por apresentar pequena dimensão.

Gênero *UMBILICOSPHAERA* Lohmann, 1902

*Umblicosphaera sibogae* var. *foliosa* (Kamptner, 1963) Okada & McIntyre, 1977

(Referência da estampa 1, Estampa 5)

*Coccosphaera sibogae* Weber-van Bosse 1901

*Umblicosphaera mirabilis* Lohmann 1902

*Cycloplacolithus foliosus* Kamptner, 1963

*Umblicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse) Gaarder 1970

*Umblicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse); Okada & McIntyre 1977

**Descrição:** cocólito com formato circular e com dois escudos, um escudo distal côncavo-convexo e o outro proximal plano. Observado ao MO, com nicóis cruzados, exibem uma baixa birrefringência e relevo relativamente alto. Os exemplares enquadrados dentro da espécie *U. sibogae* var. *foliosa* é em função das dimensões menores do que aquelas apresentadas para *U. sibogae* var. *sibogae*.

**Dimensão:** tamanho variando de 4,8 a 8,3  $\mu\text{m}$  (Okada & McIntyre, 1977);

**Exemplar fotografado:** 3,66  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 1, Estampa 5).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a amplitude estratigráfica da espécie *U. sibogae* var. *foliosa* compreende o intervalo do Mioceno ao Pleistoceno. Segundo J. Alcober (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *U. sibogae* var. *foliosa* tem amplitude estratigráfica abrangendo desde o Mioceno superior até o Recente.

**Observações:** a espécie *U. sibogae* var. *foliosa* é semelhante aos cocólitos do gênero *Calcidiscus*, porém os exemplares do gênero *Calcidiscus* apresentam birrefringência baixa e relevo alto quando observado ao MO, com nicóis cruzados (Antunes, 2007). Os gêneros *Cycloplacolithus* e *Geminilithella* estão em sinonímia com *Umblicosphaera* conforme Okada & McIntyre (1977) e Young (1998) respectivamente.

*Umbilicosphaera sibogae* var. *sibogae* (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder 1970

(Referência da estampa 1, Estampas 6a e 6b)

*Coccosphaera sibogae* Weber-van Bosse, 1901

*Umbilicosphaera mirabilis* (Lohmann, 1902) Lohmann

**Descrição:** cocólito com formato circular e dois escudos com dimensões semelhantes, sendo um escudo distal côncavo-convexo e um escudo proximal plano, sendo este último um pouco menor. Observado ao MO, com nicóis cruzados, exibem uma baixa birrefringência e relevo relativamente alto. Sua dimensão e abertura central são maiores do que aquelas apresentadas pela espécie *U. sibogae* var. *foliosa*.

**Dimensão:** tamanho variando 3,2 a 5,2  $\mu\text{m}$  (Gaarder, 1970); de 3 a 7  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 3,95  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados e 3,95  $\mu\text{m}$ , com nicóis paralelos (Referência da estampa 1, Estampas 6a e 6b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** segundo A. Kleijne (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *U. sibogae* var. *sibogae* tem amplitude estratigráfica abrangendo desde o Mioceno superior até o Recente.

**Observações:** Okada & McIntyre (1977) propuseram duas variedades para a espécie *U. sibogae* var. *sibogae*, de acordo com sua variação de diâmetro: *U. sibogae* var. *sibogae* e *U. sibogae* var. *sibogae foliosa*.

Ordem ZYGODISCALES Young & Bown, 1997

Família HELICOSPHAERACEAE Black, 1971

Gênero *HELICOSPHAERA* Kamptner, 1954

*Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954 var. *carteri*

(Referência da estampa 1, Estampas 7a e 7b)

*Coccosphaera carteri* Wallich, 1877

*Helicopontosphaera kamptneri* Hay & Mohler in Hay et al. 1967

*Helicosphaera paleocarteri* Theodoridis, 1984

**Descrição:** cocólito com o formato elíptico simétrico, apresentando duas pequenas aberturas estreitas e longas, localizadas na região central. O eixo maior da abertura é separado por uma pequena barra. Esse cocólito, observado ao MO, com nicóis paralelos, exibe um prolongamento dos elementos dos escudos ligeiramente deslocado do eixo maior flange terminal.

**Dimensão:** tamanho variando de 5 a 12  $\mu\text{m}$ , podendo ultrapassar  $>12 \mu\text{m}$  (Wallich, 1877; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 10,81  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados e 13,85  $\mu\text{m}$ , com nicóis paralelos (Referência da estampa 1, Estampas 7a e 7b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a amplitude estratigráfica da espécie *H. carteri* abrange desde o Oligoceno superior até o Holoceno. Young (1998) registrou a PO da espécie *H. carteri* dentro da zona NN1-NN2 de Martini (1971). Segundo Winter/P. Friedinger (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *H. carteri* tem amplitude estratigráfica abrangendo do Mioceno inferior ao Holoceno.

*Helicosphaera carteri* var. *hyalina* (Gaarder, 1970) Jordan & Young, 1990

(Referência da estampa 2, Estampas 1a e 1b)

*Helicosphaera burkei* Black, 1971

*Helicosphaera carteri* var. *burkei* Theodoridis, 1984

**Descrição:** cocólito com o formato elíptico simétrico, e com sua porção central fechada. Observado ao MO, com nicóis paralelos, exibe um prolongamento dos elementos dos escudos na porção terminal ligeiramente deslocado do eixo maior flange terminal. Com os nicóis cruzados, o cocólito exibe birrefringência baixa (com coloração branca a cinza clara, podendo gradar para tons amarelados).

**Dimensão:** tamanho variando de 5,2 a 7,6  $\mu\text{m}$  (Farinacci, 1973); de 8 a 11  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 6,41  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados e 5,41  $\mu\text{m}$ , com nicóis paralelos (Referência da estampa 2, Estampas 1a e 1b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** conforme Perch-Nielsen (1985a), a PO da espécie *H. hyalina* é registrada no Pleistoceno, dentro da zona NN21 de Martini (1971).

**Observações:** nos cocólitos atuais do *Helicosphaera* spp. existe uma variação do tamanho e na orientação da abertura central além desta variabilidade de ocorrer dentro do mesmo cocólito ou cocosferas (Jordan & Kleijne, 1994). Esses aspectos morfológicos utilizados para separar os cocólitos *H. wallichii* e *H. hyalina* devem ser considerados como variação *H. carteri* (Jordan & Kleijne, 1994).

*Helicosphaera wallichii* (Lohmann, 1902) Boudreaux & Hay 1969

(Referência da estampa 2, Estampa 2)

*Coccolithophora wallichii* Lohmann 1902

*Helicosphaera carteri* var. *wallichii* Theodoridis 1984

**Descrição:** cocólito com duas aberturas de conformação elíptica, separadas por uma barra e localizadas na sua região central. Entretanto, os eixos mostram-se inclinados em relação aos mesmos e o ângulo de inclinação varia. Observado ao MO, com nicóis cruzados, apresenta birrefringência baixa. Esse cocólito é semelhante à espécie *H. carteri*.

**Dimensão:** tamanho variando de 9 a 9,5 µm (Lohmann, 1902; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 7,08 µm, com nicóis cruzados (Referência da estampa 2, Estampa 2).

**Distribuição cronoestratigráfica:** conforme Perch-Nielsen (1985a), a PO da espécie *H. wallichii* é registrada no Plioceno superior, dentro do intervalo das zonas NN18-NN19 de Martini (1971). Young (1998) registrou a amplitude estratigráfica da espécie *H. wallichii* correspondente ao intervalo das zonas NN11-NN21 de Martini (1971), do Mioceno superior ao Recente.

**Observações:** de acordo com Jafar & Martini (1975), a espécie *H. wallichii* está em sinonímia com *H. carteri*. Okada & McIntyre (1977) ressaltam a diferença da disposição das aberturas como fator importante para separação entre *H. wallichii* e *H. carteri*. Haq (1973) observou que o *flange* de *H. wallichii* é mais reduzido do que *H. carteri*. Para Perch-Nielsen (1985), a espécie *H. wallichii* evoluiu da espécie *H. sellii*.

A espécie *H. wallichii*, registrada no presente estudo corresponde a *H. wallichii* forma A descrita por Antunes (1994). No testemunho GL-77 a espécie *H. wallichii* tem a primeira ocorrência na base do Intervalo F e é frequente até o topo do Intervalo G. Essa amplitude estratigráfica é semelhante àquela de *H. wallichii* forma B apresentada em Antunes (1994), *datum* considerado potencial para a bioestratigrafia, o qual não identificado no presente estudo. A amplitude de *H. wallichii* na seção pode ser aparente, uma vez que essa espécie tem o seu surgimento no topo na Zona NN10, do Mioceno superior, de acordo com Varol (1998).

*Helicosphaera pavementum* Okada & McIntyre, 1977

(Referência da estampa 2, Estampa 3)

**Descrição:** cocólito com o formato elíptico e sua porção central é fechada; observa-se uma pequena *flange* terminando próximo à porção mediana da elipse. Observado ao MO, com nicóis cruzados, a espécie *H. pavementum* apresenta birrefringência baixa.

**Dimensão:** tamanho variando de 4,5 a 5  $\mu\text{m}$  (Okada & McIntyre, 1977); de 5 a 8  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 5,56  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 2, Estampa 3).

**Distribuição cronoestratigráfica:** conforme Perch-Nielsen (1985a), a espécie *H. pavementum* tem sua PO dentro da zona NN21 de Martini (1971), do Pleistoceno superior.

**Observações:** a espécie *H. pavementum* distingui-se da espécie *H. hyalina* pela cor cinza-escuro e também pelas dimensões menores (Antunes, 2007).

Ordem PRINSIALES Young & Bown, 1997

Família NOELAERHABDACEAE Jerkovic, 1970

Gênero *EMILIANA* Hay & Mohler, in Hay *et al.*, 1967

*Emiliana huxleyi* (Lohmann, 1902) Hay & Mohler, in Hay *et al.*, 1967 var. *huxleyi*

(Referência da estampa 2, Estampa 4)

*Pontosphaera huxleyi* Lohmann 1902

*Coccolithus huxleyi* (Lohmann) Kamptner 1943

**Descrição:** cocólito apresenta contorno elipsoidal e sua área central é menor e ausente de barra, diferenciando assim da *G. oceanica*. Observado ao MO, com nicóis cruzados, observa-se apenas diminutos cocólitos elipsoidais com birrefringência baixa.

**Dimensão:** espécie com tamanho variando de 2 a 4  $\mu\text{m}$  (Lohmann, 1902);

**Exemplar fotografado:** 1,81  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 2, Estampa 4).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a PO da espécie *E. huxleyi* é registrada na base da zona NN21 de Martini (1971), no Pleistoceno. Young (1998) registrou a PO da espécie *E. huxleyi* no Pleistoceno, no limite das zonas CN14b-CN15 de Bukry (1973, 1975). Segundo A. Kleijne (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *E. huxleyi* var. *huxleyi* tem amplitude estratigráfica abrangendo do Pleistoceno superior ao Recente.

Gênero *GEPHYROCAPSA* Kamptner, 1943

(Referência da estampa 2, Estampas 5 a 7)

**Descrição:** os cocólitos identificados no testemunho GL-77 apresentam contorno circular a subcircular, uma abertura central com uma barra, a qual faz um ângulo bastante variável. Observados ao MO, com nicóis cruzados, esses cocólitos apresentam birrefringência baixa.

**Dimensão:** tamanho dos exemplares aqui estudados se enquadram no intervalo de 1 a 8  $\mu\text{m}$ , conforme a descrição apresentada para o gênero (Kamptner, 1943). No acervo bibliográfico referente a *Gephyrocapsa* são apontados inúmeros problemas taxonômicos gerado pelas suas dimensões e semelhanças morfológicas muitas vezes observáveis em MEV. Estes fatores dificultam o reconhecimento a nível específico deste gênero em microscópico óptico (Perch-Nielsen, 1985; Hine & Weaver, 1998; Bollmann *et al.* 1998; Flores *et al.*, 1999). Nesse trabalho adotou-se a classificação de Rio (1982) onde os cocólitos são divididos em três morfogrupos: *Gephyrocapsa* pequena ( $> 3,5\mu\text{m}$ ), *Gephyrocapsa* média ( $3,5-5,5\mu\text{m}$ ) e *Gephyrocapsa* grande ( $<5,5\mu\text{m}$ );

**Exemplares fotografados:** 2,35  $\mu\text{m}$ ; 3,93  $\mu\text{m}$  e 5,18  $\mu\text{m}$  com nicóis cruzados (Referência da estampa 2, Estampas 5 a 7).

**Distribuição cronoestratigráfica:** o gênero *Gephyrocapsa* tem sua amplitude estratigráfica abrangendo do Plioceno ao Holoceno (Kamptner, 1943).

Família PONTOSPHAERACEAE Lemmermann, 1908

Gênero *PONTOSPHAERA* Lohmann, 1902

*Pontosphaera discopora* Schiller, 1925

(Referência da estampa 2, Estampa 8)

*Discolithina discopora* (Schiller) Shyu e Müller 1991

**Descrição:** cocólito com formato elíptico com eixo maior medindo em torno de 9  $\mu\text{m}$ ; sua porção central apresenta perfurações. Observado ao MO, com nicóis cruzados, o cocólito apresenta uma borda com birrefringência alta em relação à porção central.

**Dimensão:** tamanho variando de 5 a 12  $\mu\text{m}$  (Schiller, 1925; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 9,09  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 2, Estampa 8).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Young (1998), a PO da espécie *P. discopora* é registrada no Paleogeno dentro da zona NN21 de Martini (1971). Essa espécie é encontrada nos oceanos atuais (Hine & Weaver, 1998). Segundo S. Nishida (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *P. discopora* tem amplitude estratigráfica abrangendo Holoceno.

**Observações:** no presente estudo a espécie *P. discopora* foi diferenciada do cocólito *P. multipora* por apresentar a borda mais espessa e poros com menor diâmetro, conforme mencionado em Antunes (2007).

*Pontosphaera japonica* (Takayama, 1967) Nishida, 1971

(Referência da estampa 2, Estampa 9)

*Discolithina japonica* Takayama 1967

*Discolithina millepuncta* Gartner 1967

**Descrição:** cocólito com formato elíptico e apresenta uma borda pouco espessa em relação a área central onde se encontram várias perfurações pequenas. Observando no MO, com nicóis cruzados, apresenta baixa birrefringência e os poros são sutis.

**Dimensão:** tamanho 10,5 a 17  $\mu\text{m}$  (Takayama, 1967; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 12,3  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 2, Estampa 9).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Young (1980) a PO da espécie *P. japonica* é registrada no Pleistoceno dentro da zona NN21 de Martini (1971). Segundo J. Alcober (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *P. japonica* tem amplitude estratigráfica abrangendo Holoceno.

*Pontosphaera indooceanica* Cepek, 1973

(Referência da estampa 2, Estampa 10)

**Descrição:** cocólito com formato elíptico e borda estreita, com eixo maior alcançando dimensão de 8,12  $\mu\text{m}$ ; a área central é mais espessa e contem várias perfurações pequenas. Observado ao MO, com nicóis cruzados, apresenta birrefringência alta.

**Dimensão:** tamanho entre 5 a 12  $\mu\text{m}$ , podendo alcançar dimensões maiores do que 12  $\mu\text{m}$  (Cepek, 1973; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 8,12  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 2, Estampa 10).

**Distribuição cronoestratigráfica:** conforme Perch-Nielsen (1985a) a PO da espécie *P. indooceanica* é registrada no Pleistoceno superior dentro da zona NN20 e UO (Última ocorrência) dentro da zona NN21 de Martini (1971).

**Observações:** segundo Cepek (1973), a *P. indooceanica* tem sua UO na zona NN21 de Martini (1971) e foi utilizada pelo referido autor para subdividir a biozona. Young (1998) considerou *P. indooceanica* em sinonímia com *P. multipora*.

*Pontosphaera messinae* Bartolini, 1970

(Referência da estampa 2, Estampa 11)

**Descrição:** cocólito apresenta contorno elíptico e suas perfurações são extremamente diminutas ocorrendo na região central. A margem é espessa do que área central. Observado ao MO, com nicóis cruzados, o cocólito apresenta birrefringência baixa.

**Dimensão:** tamanho variando de 9 a 13  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 21,34  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 2, Estampa 11).

**Observações:** a espécie *P. messinae* foi descrita em sedimento recente do Mediterrâneo (Bartolini, 1970). Todavia Antunes (2007) reporta essa espécie nas seções quaternárias da margem continental brasileira. No presente estudo, *P. messinae* tem sua PO dentro da zona NN21 de Martini (1971), Pleistoceno superior.

*Pontosphaera multipora* (Kamptner, 1948)

(Referência da estampa 3, Estampa 1)

*Discolithus multiporus* Kamptner 1948

*Discolithus lineatus* Deflandre in Deflandre & Fert, 1954

*Discolithus trematotes* Kamptner, 1956

*Discolithus martini* Kamptner, 1956

*Discolithus vigintiforatus* (Kamptner, 1948) ex Deflandre, 1959

*Discolithus longiforaminis* Báldi-Beke, 1964

*Pontosphaera kautendorfensis* Backmayer, 1964

*Pontosphaera vadosa* Hay, Mohler & Wade, 1966

*Pontosphaera confossa* (Hay, Mohler & Wade, 1966) Haq, 1971

*Pontosphaera cribraria* (Perch-Nielsen, 1967) Haq, 1971

*Pontosphaera vigintiforatus* (Kamptner, 1948) Varol, 1989d

**Descrição:** cocólito com contorno elíptico largo e uma borda mais estreita. Na região central estão presentes várias perfurações relativamente grandes, algumas vezes organizadas em fileiras. Observado no MO, com nicóis cruzados, a borda do cocólito apresenta birrefringência alta e na área central baixa birrefringência.

**Dimensão:** tamanho 8,9 a 11  $\mu\text{m}$  (Kamptner, 1948; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 8  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 3, Estampa 1).

**Distribuição cronoestratigráfica:** conforme Young (1998), a PO da espécie *P. multipora* foi registrada no Paleogeno.

**Observações:** segundo Aubry (1990), os cocólitos *Discolithus vigintiforatus*, *D. lineatus*, *D. martinii* e *D. trematotes* estariam em sinonímia com *P. multipora*.

*Pontosphaera* spp.

(Referência da estampa 3, Estampa 2)

**Descrição:** os cocólitos incluídos neste grupo apresentam características morfológicas similares a aquelas do gênero, porém não se enquadram nas espécies descritas. Os espécimes apresentam uma variação na ornamentação (número, tamanho e distribuição das perfurações) e uma birrefringência relativamente mais alta na borda.

**Exemplar fotografado:** 6,23  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 3, Estampa 2).

Gênero *SCYPHOSPHAERA* Lohmann, 1902*Scyphosphaera apsteinii* Lohmann, 1902 f. *apsteinii*

(Referência da estampa 3, Estampas 3a e 3b)

**Descrição:** cocólito apresentando forma de tonel em vista lateral, sendo possível distinguir a base e o colar. Em vista lateral, a terminação distal do cocólito mostra uma largura semelhante a sua base. Observando ao MO, com nicóis cruzados, o cocólito apresenta birrefringência alta na borda e baixa no centro.

**Dimensão:** tamanho variando de 8 a 22  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 6,26  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados e 6,26  $\mu\text{m}$ , com nicóis paralelos (Referência da estampa 3, Estampas 3a e 3b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a PO da espécie *S. apsteinii* é registrada no Mioceno médio dentro da zona NN9 de Martini (1971). Young (1998) registrou a PO da *S. apsteinii* no Paleogeno, dentro da zona NN21 de Martini (1971). Bown (2005a) registrou a PO da espécie *S. apsteinii* no Pleistoceno dentro da zona NN21 de Martini (1971) ao Recente (Siesser, 1998). Essa espécie é encontrada nos oceanos atuais (Winter & Siesser, 1994). Segundo J. Alcober (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *S. apsteinii* tem amplitude estratigráfica abrangendo desde Eoceno superior até o Recente.

**Observações:** este trabalho adotou a classificação proposta por Gaarder (1970).

*Scyphosphaera apsteinii dilatata* Gaarder 1970, p. 119, figs. 4 e 5.

(Referência da estampa 3, Estampas 4a e 4b)

**Descrição:** cocólito apresenta forma de tonel. Quando observado em vista lateral distingui-se a base e o colar, sendo a terminação distal mais larga do que a base. Observado ao MO, com nicóis cruzados, apresenta birrefringência alta na borda e baixa no centro.

**Dimensão:** tamanho variando de 8 a 22  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 11,66  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados e 11,66  $\mu\text{m}$ , com nicóis paralelos (Referência da estampa 3, Estampas 4a e 4b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a PO da espécie *S. apsteinii* é registrada no Mioceno médio dentro da zona NN9 de Martini (1971). Young (1998) registrou a PO da espécie *S. apsteinii* no Paleogeno dentro da zona NN21 de Martini (1971). Bown (2005a) registrou a PO da espécie *S. apsteinii dilatata* dentro da zona NN21 de Martini (1971) ao Recente (Siesser, 1998).

**Observações:** Young (1998) cita que as cocólitos *Scyphosphaera antilleana*, *S. cohenii*, *S. magna* e *S. porosa* seriam variantes de *S. apsteinii* var. *dilatata*.

*Scyphosphaera* spp.

(Referência da estampa 3, Estampa 5)

**Descrição:** os cocólitos incluídos neste grupo apresentam características morfológicas semelhantes ao do gênero, porém não se enquadram nos cocólitos descritos para o mesmo. Os cocólitos apresentam uma morfologia variada quanto ao contorno, englobando espécimes com forma de delta onde os lados são mais retos, espécimes com o contorno levemente alargado até quase circular. Além desses contornos também foram identificados espécimes com o contorno muito alongado. Em todos os cocólitos observa-se colar que permite distinguir da base.

**Exemplar fotografado:** 5  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 3, Estampa 5).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a PO da *Scyphosphaera* é registrada no Mioceno inferior.

Ordem RHABDOSPHAERALES Ostenfeld, 1899

Família RHABDOSPHAERACEAE Ostenfeld, 1899

Gênero *DISCOSPHAERA* Haeckel, 1894

*Discosphaera tubifer* (Murray & Blackman, 1898) Ostenfeld, 1900

(Referência da estampa 3, Estampa 6)

*Rhabdosphaera tubifer* Murray e Blackman 1898

*Discosphaera thomsonii* Ostenfeld, 1899

**Descrição:** cocólito com formato de espinho oco em forma de trompete (cirtolito), sendo fino nas imediações da base e bem largo na porção distal. Observado no MO, com nicóis cruzados, esse cocólito apresenta baixa birrefringência.

**Dimensão:** tamanho variando de 3 a 8  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 6,5  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 3, Estampa 6).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a PO da espécie *D. tubifer* é registrada no Pleistoceno-Holoceno dentro da zona NN11?-NN21 de Martini (1971). Segundo A. Kleijne (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *D. tubifer* tem amplitude estratigráfica abrangendo Pleistoceno ao Recente.

Gênero *RHABDOSPHAERA* Haeckel, 1894

*Rhabdosphaera clavigera* Murray & Blackman, 1898 var. *clavigera*

(Referência da estampa 3, Estampas 7a e 7b)

*Rhabdosphaera murrayi* Ostenfield, 1899

*Rhabdosphaera vatricosa* Cohen, 1965

*Rhabdosphaera capitellifera* (Kamptner, 1937) Deflandre, 1952

**Descrição:** cocólito apresentando base subcircular com um processo central alongado, fechado distalmente (rabdólito) com aspecto de uma clava. Quando observado em vista lateral apresenta uma base côncavo-convexa ou plano-convexa. Observada no MO, com nicóis cruzados, apresenta uma birrefringência alta quando o espinho faz 45° com as direções de polarização.

**Dimensão:** espécie com tamanho variando de 5 a 11 µm (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 9,72 µm, com nicóis cruzados e 9,59 µm com nicóis paralelos (Referência da estampa 3, Estampas 7a e 7b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a) e Young (1998), a PO da espécie *R. clavigera* é registrado no Plioceno-Holoceno.

*Rhabdosphaera clavigera* var. *stylifera* Lohmann, 1902

(Referência da estampa 3, Estampa 8)

**Descrição:** cocólito apresenta um espinho com aspecto cilíndrico com uma terminação pontiaguda. Observado ao MO, com nicóis cruzados, apresenta uma birrefringência alta quando o espinho faz um ângulo de 45° com as direções de polarização.

**Dimensão:** tamanho variando de 3 a 10 µm (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 6,05 µm, com nicóis cruzados (Referência da estampa 3, Estampa 8).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a espécie *R. clavigera* é registrada a PO no Plioceno. Essa espécie é encontrada nos oceanos atuais (Winter & Siesser, 1994). Segundo A. Winter (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *R. clavigera* tem amplitude estratigráfica abrangendo desde Pleistoceno superior ao Recente.

**Observações:** de acordo com Aubry (1999) alguns pesquisadores consideram a *R. stylifera* sinonímia de *R. claviger*.

Ordem SYRACOSPHAERALES Hay, 1977

Família SYRACOSPHAERACEAE Lemmermann, 1908

Gênero *SYRACOSPHAERA* Lohmann, 1902

*Syracosphaera lamina* Lecal-Schlauder, 1951

(Referência da estampa 3, Estampa 9)

*Syracosphaera clava* Hay & Beaudry 1973

**Descrição:** cocólito com formato elíptico e sua margem tem uma espessura maior do que a área central. Na porção central desse cocólito encontra-se um processo central de formato retangular estreito, fixado ao eixo maior da elipse (caneolito). Observado no MO, com nicóis cruzados, esse cocólito apresenta birrefringência baixa.

**Dimensão:** tamanho variando de 1 a 5  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 3,59  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 3, Estampa 9).

**Distribuição cronoestratigráfica:** segundo S. Nishida (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *S. lamina* tem amplitude estratigráfica abrangendo o Holoceno. De acordo com Lecal-Schlauder (1951), a espécie abrange o Neógeno e o Quaternário.

**Observações:** de acordo com Young & Bown (1997), os gêneros *Caneosphaera* e *Deustschlandia* estariam em sinonímia com *Syracosphaera*.

*Syracosphaera pulchra* Lohmann, 1902  
(Referência da estampa 4, Estampas 1a e 1b)

*Syracosphaera pulchra* Lohmann 1902

*Discolithus histricus* (Kamptner) Cohen 1964

*Syracosphaera histrica* (Kamptner); Sachs & Skinner 1973

**Descrição:** cocólito apresenta formato elíptico (caneolito) e na porção central há um espinho que parece ser formado por um único elemento. Observado em MO, com nicóis cruzados, a borda do cocólito apresenta birrefringência um pouco mais acentuada do que a porção central.

**Dimensão:** tamanho variando de 4 a 8  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 7,09  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados e 8,02  $\mu\text{m}$  com nicóis paralelos (Referência da estampa 4, Estampas 1a e 1b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Young (1998), a espécie *S. pulchra* é registrada a partir do Pleistoceno inferior na base da zona NN19 de Martini (1971). A amplitude estratigráfica de *S. pulchra* apresentada em Perch-Nielsen (1985a) abrange do Paleogeno até o Holoceno. Segundo J. Alcober (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *S. pulchra* tem amplitude estratigráfica abrangendo o Holoceno.

Ordem INDEFINIDO

Família INDEFINIDO

Gênero FLORISPHAERA Okada & Hojo, 1973

*Florisphaera profunda* (Okada & Hojo, 1973) var. *profunda* Okada & McIntyre, 1977

(Referência da estampa 4, Estampa 2)

*Florisphaera profunda* var. *elongata* Okada & McIntyre 1977

**Descrição:** nanolito tem aparência de placas com formato poligonal assimétrico e o limite entre os lados da placa poligonal pode exibir como angulares ou arredados. Observado ao MO, com nicóis cruzados, esse cocólito apresenta birrefringência baixa.

**Dimensão:** tamanho variando de 0,8 a 3,1  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 3  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 4, Estampa 2).

**Distribuição cronoestratigráfica:** segundo A. Winter/P. Friedinger (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *F. profunda* var. *profunda* tem amplitude estratigráfica abrangendo desde o Mioceno superior ao Recente.

**Observações:** Okada & McIntyre (1977) propuseram duas variedades de *F. profunda* de acordo com a diferença de tamanho. O nanolito de *F. profunda* var. *profunda* apresenta formato quadrado, com comprimento variando entre 0,8-3,1  $\mu\text{m}$  e largura variando entre 0,7-2,5  $\mu\text{m}$ . O nanolito de *F. profunda* var. *elongata* apresenta formato retangular, com o comprimento variando entre 1,7-7,8  $\mu\text{m}$  e largura variando entre 1,3 - 5  $\mu\text{m}$ .

Ordem INDEFINIDO

Família INDEFINIDO

Gênero *NEOSPHAERA* Lecal-Schlauder, 1950

*Neosphaera coccolithomorpha* Lecal-Schlauder, 1950

(Referência da estampa 4, Estampas 3a e 3b)

*Cyclococcolithus cricotus* Gartner 1967, p. 5, est. 7, figs. 5-6, 7a-c.

*Cyclolithella annula* (Cohen) Cepek & Wind 1979

*Craspedolithus declivus* Kamptner, 1963

*Craspedolithus ragulus* Kamptner, 1967

*Craspedolithus vidalii* Bukry, 1975

**Descrição:** cocólito é constituído por um único arco plano, com uma franja ampla formada por um grande número de elementos curvos. A parte central caracteriza-se por uma abertura circular. Observado no MO, com nicóis cruzados, a franja apresenta baixa refração em relação à parte central do arco.

**Dimensão:** tamanho variando de 2,5 a 5 µm (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 8,16 µm, com nicóis cruzados e 8,22 µm com nicóis paralelos (Referência da estampa 4, Estampas 3a e 3b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a PO da espécie *N. coccolithomorpha* é registrada no Mioceno-Holoceno. Young (1998) registrou a PO da espécie *N. coccolithomorpha* dentro da zona NN19?-NN21 de Martini (1971). Segundo A. Winter/P. Friedinger (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *N. coccolithomorpha* tem amplitude estratigráfica abrangendo desde o Mioceno superior ao Recente.

Ordem INDEFINIDO

Família INDEFINIDO

Gênero *UMBELLOSPHAERA* Paasche, *in* Markali and Paasche, 1955

*Umbellosphaera irregularis* Paasche, *in* Markali and Paasche, 1955

(Referência da estampa 4, Estampa 4)

*Coccolithus tenuis* Kamptner 1937

*Umbellosphaera tenuis* (Kamptner); Paasche 1955

*Ellipsodiscoaster lidzii* Boudreaux and Hay, 1969

**Descrição:** o cocólito apresenta contorno elíptico ou subcircular; o escudo distal tem uma franja ampla formada por vários elementos curvos. Observado no MO, com nicóis cruzados, apresenta birrefringência baixa.

**Dimensão:** tamanho abaixo de 9  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 5,72  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 4, Estampa 4).

**Distribuição cronoestratigráfica:** segundo A Kleijne (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *U. irregularis* tem amplitude estratigráfica abrangendo desde o Plioceno superior ao Recente.

**Observações:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a) o gênero *U. irregularis* e *U. tenuis* são consideradas em sinonímia.

Superordem HOLOCOCOLITO Braarud *et al.* 1955

Ordem INDEFINIDO

Família CALYPTROSPHAERACEAE Boudreaux & Hay, 1969

Gênero *HOLODISCOLITHUS* Roth, 1970

*Holodiscolithus macroporus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Roth, 1970

(Referência da estampa 4, Estampas 5a, 5b e 5c)

*Discolithus macroporus* Deflandre in Deflandre & Fert, 1954

*Homozygosphaera wettseinii* (Kamptner, 1937) Halldal & Markali, 1955

*Homozygosphaera macropora* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) de Kaenel & Villa, 1996.

**Descrição:** cocólito com formato hexagonal ou octogonal a elíptico; em vista lateral os cocólitos são côncavo-convexo. Toda superfície do cocólito apresenta várias perfurações alinhadas em fileiras. Observado no MO, com nicóis cruzados, os cocólitos mostram baixa birrefringência no topo e, em vista lateral, a birrefringência é alta.

**Dimensão:** tamanho variando de 2 a 5  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 1,84  $\mu\text{m}$ ; 5,82  $\mu\text{m}$  e 3,02  $\mu\text{m}$  com nicóis cruzados (Referência da estampa 4, Estampas 5a, 5b e 5c).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Young (1998) e Dunkley Jones *et al.* (1971), a da espécie *H. macroporus* é registrada no Paleogeno e até a zona NN18 de Martini (1971).

## Ordem INDEFINIDO

Família CALYPTROSPHAERACEAE Boudreaux &amp; Hay, 1969

Gênero *TETRALITHOIDES* (Theodoridis, 1984) Jordan *et al.*, 1993*Tetralithoides quadrilaminata* (Okada & McIntyre (1977) Jordan *et al.*, 1993

(Referência da estampa 4, Estampa 6)

*Cricosphaera quadrilaminata* Okada & McIntyre 1977*Tetralithoides symeonidesii* Theodoridis 1984

**Descrição:** cocólito apresenta contorno elíptico e sua borda é mais alta em relação ao centro. Na área central estão presentes três ou quatro placas de contorno angular de um lado e arredondado do outro. Esse cocólito encontra-se unidos na região central. As linhas de união dos blocos apresentam na forma de um X ou T. Observado no MO, com nicóis cruzados, o cocólito apresenta baixa refração.

**Dimensão:** tamanho variando de 4 a 7  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 3,64  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 4, Estampa 6).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Okada & McIntyre (1977), a espécie *T. quadrilaminata* é registrada a partir do Eoceno médio. Segundo Young (1998), a amplitude estratigráfica de *T. quadrilaminata* abrange o Plioceno-Pleistoceno.

Superordem NANOLITO Haq, 1978

Ordem INDEFINIDO

Família BRAARUDOSPHAERACEAE Deflandre, 1947

Gênero *BRAARUDOSPHAERA* Deflandre, 1947

*Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud, 1935) Deflandre, 1947

(Referência da estampa 4, Estampa 7)

*Pontosphaera bigelowi* Gran & Braarud, 1935

*Braarudosphaera imbricata* Manivit, 1966

*Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud) Deflandre in Deflandre & Fert 1947

*Eodiscoaster danicus* Martini, 1961

**Descrição:** nanolito formado por cinco segmentos, de formato trapezoidal, dispostos lado a lado e se desenvolvem em torno do eixo do nanolito. Ao analisar no Microscópio Óptico (MO), com nicóis cruzados, cada segmento apresenta característica óptica distinta e comporta-se como um único cristal independente. Portanto, ao movimentar a platina giratória do MO, os segmentos entram alternadamente em extinção e apresenta birrefringência baixa.

**Dimensão:** tamanho variando de 5 a 12  $\mu\text{m}$  (Gran & Braarud, 1935; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 9,77  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 4, Estampa 7).

**Informações cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a primeira ocorrência (PO) da espécie *B. bigelowii* é registrada no Cenomaniano, dentro da zona CC10 de Sissingh (1977) e vive nos mares atuais (Hine & Weaver, 1998). Segundo Nishida (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *B. bigelowii* tem amplitude estratigráfica que abrange desde Jurássico ao Holoceno.

Família CERATOLITHACEAE Norris, 1965

Gênero *CERATOLITHUS* Kamptner, 1950

*Ceratolithus cristatus* Kamptner (1950) var. *cristatus*

(Referência da estampa 4, Estampa 8)

**Descrição:** nanolito caracterizado por apresentar contorno em forma de ferradura ligeiramente assimétrico, onde os lados espessos exibem terminações distintas. Foi observado na região externa da curvatura desse nanolito, uma protuberância meio pontiaguda, denominada de esporão. Observado ao MO, com nicóis cruzados, apresenta uma birrefringência alta a 45° da direção da polarização.

**Dimensão:** tamanho variando de 8 a 12 µm (Kamptner, 1950; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 16,32 µm, com nicóis cruzados (Referência da estampa 4, Estampa 8).

**Distribuição cronoestratigráfica:** conforme Perch-Nielsen (1985a), a espécie *C. cristatus* tem sua PO no Pleistoceno dentro da zona NN19 de Martini (1971). Segundo Young (1998), a espécie *C. cristatus* tem sua PO no limite das zonas NN12-NN13 dentro de Martini (1971) e no intervalo compreendido pelas zonas CN10b-CN10c de Bukry (1973, 1975). De acordo com C. Samtleben (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *C. cristatus* tem amplitude estratigráfica abrangendo Pleistoceno-Holoceno.

**Observações:** para Young (1998), os cocólitos *C. simplex* e *C. telesmus* seriam, respectivamente sinônimos e variedades de *C. cristatus*.

*Ceratolithus telesmus* Norris 1965

(Referência da estampa 5, Estampas 1a e 1b)

*Ceratolithus cristatus* (Kamptner); Cohen 1964

*Ceratolithus telesmus* Norris 1965

**Descrição:** cocólito com formato de ferradura fechada, longa e assimétrica e seus lados são sinuosos e afilados, que tendem a se encontrar. Observado ao MO, com nicóis cruzados, apresenta birrefringência alta a 45° da direção da polarização.

**Dimensão:** tamanho de 8 a 12 µm, podendo ter espécie > 12 µm. (Kamptner, 1950; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 9,79 µm, com nicóis cruzados e 9,79 µm com nicóis paralelos (Referência da estampa 5, Estampas 1a e 1b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** conforme Perch-Nielsen (1985a), a espécie *C. telesmus* tem sua PO no Pleistoceno, dentro da zona NN20 de Martini (1971). Essa espécie é encontrada nos oceanos atuais (Hine & Weaver, 1998). De acordo com A. Kleijne (*apud* Winter & Siesser, 1994), a espécie *C. telesmus* tem amplitude estratigráfica abrangendo o Pleistoceno-Holoceno.

**Observação:** conforme Aubry (1988) esse nanolito evoluiu a partir de *C. cristatus*.

*Ceratolithus simplex* Bukry 1979  
(Referência da estampa 5, Estampa 2)

*Ceratolithus cristatus* (Kamptner); Bramlette & Bukry 1968

*Ceratolithus simplex* Bukry 1979

**Descrição:** nanolito com formato de “U” aberto, assimétrico e ausência total de ornamentações. Observado ao MO, com nicóis cruzados, apresenta birrefringência alta (a 45° da direção de polarização).

**Dimensão:** tamanho de 5 a 12 µm e exemplares >12 µm (Kamptner, 1950; Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 4,32 µm, com nicóis cruzados (Referência da estampa 5, Estampa 2).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Perch-Nielsen (1985a), a PO da espécie *C. simplex* é registrada no Pleistoceno dentro da zona NN20-NN21 de Martini (1971).

## OUTROS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS

Reino ANIMALIA Margulis & Schwartz (2001)  
Filo UROCHORDATA Margulis & Schwartz (2001)  
Classe ASCIDIACEAE Margulis & Schwartz (2001)  
Ordem ENTEROGANA Perrier, 1898  
Família DIDEMNIDAE Milne Edwards 1891  
Gênero *Micrascidites* Deflandre & Deflandre-Rigaud, 1959  
*Micrascidites* spp. Deflandre & Deflandre-Rigaud, 1959  
(Referência da estampa 5, Estampas 3a, 3b, 4c e 3d)

**Descrição:** as espículas apresentam formatos estelares e são formados por espinhos com aspecto romboidal ou bicônico. Observado no MO, com nicóis cruzados, exibem birrefringência relativamente alta.

**Dimensão:** variando de 10 a 125  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 10  $\mu\text{m}$ , 10  $\mu\text{m}$  e 20  $\mu\text{m}$  com nicóis cruzados (Referência da estampa 5, Estampas 3a, 3b, 4c e 3b).

**Distribuição cronoestratigráfica:** no testemunho GL-77 ocorre no intervalos F e G. De acordo com o inventário de ocorrências do gênero *Micrascidites* realizado por Varol & Houghton (1996), os registros mais antigos se reportam ao Eoceno.

Gênero *Monniotia* Varol & Houghton, 1996

*Monniotia* spp.

(Referência da estampa 5, Estampa 4)

**Descrição:** a espícula é esférico e seu espinho apresenta hábito acicular e observado no MO, com nicóis cruzados, exibem birrefringência relativamente alta.

**Dimensão:** de 8 a >20  $\mu\text{m}$  (Antunes, 2007);

**Exemplar fotografado:** 5  $\mu\text{m}$ , com nicóis cruzados (Referência da estampa 5, Estampa 4).

**Distribuição cronoestratigráfica:** de acordo com Varol & Houghton (1996), a PO da espícula foi registrada no Eoceno-Quaternário.

Classe Dinophyceae Fristch, 1929  
Ordem THORACOSPHAERALES Tangen, 1982  
Família THORACOSPHAERACEAE Deflandre, 1952  
Gênero *Thoracosphaera* Kamptner, 1927  
*Thoracosphaera* spp.  
(Referência da estampa 5, Estampas 5a, 5b, 5c e 5d)

**Descrição:** este cisto de dinoflagelado apresenta um contorno esférico ou elipsoidal tratado como prismatolito. Observado no MO, com nicóis cruzados, esse prismatolito apresenta uma birrefringência alta.

**Dimensão:** são mais comuns observar fragmento de *Thoracosphaera*;

**Exemplares fotografados:** Estampa 6, fotos F1(14,74 µm), F2 (14,74 µm), F3 (14,3µm), F4 (11,59 µm); segundo Antunes (2007) essa cocólito possui comprimento maior do que 15µm.

**Distribuição Cronoestratigráfica:** Os registros mais antigos relacionados do gênero *Thoracosphaera* foram registrados no Triássico superior (Medd, 1971, 1079).

## 6.2 Paleoecologia

### 6.2.1 Análises quantitativa e qualitativa dos nanofósseis calcários

No presente capítulo serão apresentados os resultados obtidos a partir das análises (qualitativa e quantitativa) dos nanofósseis calcários. Estes resultados das análises dos nanofósseis calcários mostraram variações irregulares de abundâncias relativas ao longo do testemunho GL-77, tanto nas fases glaciais como interglaciais, refletindo suas sensibilidades às variações dos parâmetros ambientais (temperatura, transporte, variação do nível do mar e variação faciológica). Os resultados aqui apresentados referentes aos nanofósseis calcários estão correlacionados com a curva relativa do nível do mar da bacia de Campos, adaptada por Vicalvi (1999), embasados nas relações cronoestratigráficas fornecidas por nanofósseis calcários (Maciel, 2008) e foraminíferos planctônicos (Sanjinés, 2006) para o mesmo testemunho ora em estudo. As estimativas da idade absoluta para os topos das biozonas de foraminíferos planctônicos encontram-se nos estudos de Vicalvi (1999).

Os nanofósseis calcários apresentaram boa diversidade e preservação, sendo reconhecido um total de 38 táxons (Anexos 3 e 4; Figuras 23 a 28). Entre esses 38 táxons identificados de nanofósseis calcários, sendo 31 cocolitoforídeos, quatro de *Incertae sedis* (nanolitos), um gênero de dinoflagelado calcário (*Thoracosphaera* spp.) e dois gêneros (*Micrascidites* spp. e *Monniotia* spp.) de espículas de ascídias. Ressalta-se que no intervalo de 18,15 m a 17,15 m do testemunho GL-77, composto por areias, não foram recuperados nanofósseis calcários.

Em relação aos cocolitoforídeos, há dominância dos táxons heterococólitos (29), os nanolitos (4), outros nanofósseis calcários (3) e holococólitos (2). Observando-se a variação da abundância total dos nanofósseis calcários, notamos os heterococólitos mais abundantes são *Florisphaera* var. *profunda*, o morfogrupo *Gephyrocapsa* e *Emiliana huxleyi*.

No intervalo compreendido pelas zonas de foraminíferos planctônicos W, X e Y (Pleistoceno superior) a espécie *F. profunda* e o morfogrupo *Gephyrocapsa* dominam as associações nanofossilíferas. São comuns também nas associações as espécies *Rhabdosphaera stylifera*, *Syracosphaera pulchra*, *Umbilicosphaera sibogae* e *Umbellosphaera irregularis*, que atingiram valores percentuais máximos entre 3 e 8% (Anexo 4; Figura 23). Todos os demais táxons identificados não alcançaram,

individualmente, 3% nas amostras (Anexo 4; Figura 23). Em muitos casos, a representatividade destes táxons foi inferior a 1% (Anexo 4; Figura 23).

Nas associações nanoplanctônicas das amostras do intervalo correspondente à Zona Z (Holoceno) de foraminífero planctônico, dominam as espécies *F. profunda* e *E. huxleyi*. São comuns o morfogrupo *Gephyrocapsa* (média e grande), as espécies *Rhabdosphaera clavigera*, *Rhabdosphaera stylifera*, *Syracosphaera pulchra*, *Umbilicosphaera sibogae*, *Umbellosphaera irregularis*, *Syracophaera lamina*, *Discosphaera tubifer* e *Calcidiscus leptoporus*. Entretanto, pela constatação da floração da espécie *E. huxleyi* é possível correlacionar com a Zona Biogeográfica Tropical de cocolitoforídeos (Winter *et al.*, 1994). Porém, as espécies mencionadas (Winter *et al.*, 1994) como dominantes na Zona Biogeográfica Tropical, isto é *C. leptoporus* e o morfogrupo *Gephyrocapsa*, apresentam baixos percentuais nas amostras aqui estudadas.

As porções do testemunho GL-77 onde predominam sedimentos clástico finos ricos em carbonato de cálcio, passando de lama carbonática a marga, foram depositadas em condições paleobatimétricas batiais médias. Neste intervalo constatou-se a abundância principalmente da espécie *F. profunda*, do morfogrupo *Gephyrocapsa* e da espécie *E. huxleyi*.

A seguir, estão descritos os resultados das variações de abundâncias relativas e absolutas das entidades taxonômicas mais representativas. As figuras 23 a 28 apresentam, as variações das abundâncias relativa e absoluta de *F. profunda*, do morfogrupo *Gephyrocapsa* (pequena, média e grande) e de *E. huxleyi*. No caso de *F. profunda*, vale ressaltar que os resultados obtidos no presente trabalho de mestrado já estão publicados na forma de capítulo do livro Paleontologia: Cenários de Vida, vol. 3 (Carvalho *et al.*, 2011). Adicionalmente, o referido capítulo encontra-se no Anexo 5.

*Florisphaera* var. *profunda* é a mais representativa da associação nanofossilífera, com percentuais variando entre 31,4% e 69,9% (Anexo 4; figura 22). A curva de valores de abundância de *F. profunda* apresenta pouca variação ao longo da seção, mesmo durante a fase glacial e interglacial. Os seus picos de maior abundância ocorrem nas profundidades 14, 65 m e 0,63 m (Anexos 3 e 4; Figuras 25.1 a 27.2), cada uma correspondente ao final de uma fase glacial (zonas W e Y).

Na Zona W a abundância absoluta da *F. profunda* apresenta uma tendência de aumento. No intervalo da Zona Y, observam-se variações irregulares de abundância de *F. profunda*, com uma forte queda na profundidade 4,30 m. No intervalo da Zona X observam-se dois ciclos bem marcados na curva de abundância de *F. profunda*, onde há um decréscimo dos valores de abundância da base para o topo de cada ciclo. O primeiro

ciclo termina na profundidade 10,45 m, enquanto o segundo ciclo termina na profundidade 8,65 m (Anexo 3; Figuras 24.1 a 27.2). No intervalo Z a abundância absoluta de *F. profunda* apresenta um pico em 0,63 m e em seguida um decréscimo abrupto dos valores de abundância da base para o topo da Biozona Z. Ressalta-se que *F. profunda* apresentou tendência de aumento da base para o topo do testemunho GL-77.

Toledo (2000) adaptou o diagrama triangular do padrão de distribuição de espécies de nanofósseis calcários de Okada (1992) para as espécies do Quaternário (Pleistoceno superior - Holoceno), na margem continental brasileira. No presente trabalho, foi gerado um diagrama ternário do resultado quantitativo das três principais espécies dominantes no testemunho GL-77, baseado no diagrama de Toledo (2000) e adaptado por Motta *et al.* (2009). A maior parte das amostras do diagrama está localizada no campo correspondente a mares profundos, predominadas por *F. profunda* (Figura 25).

O segundo componente mais abundante nas associações é o morfogrupo *Gephyrocapsa*. Os valores de maior abundância desse morfogrupo estão nos intervalos 11,05m, 14,25m e 10,45m, correspondentes a 62,4%, 61,8% e 59,5%, respectivamente (Anexo 4; Figura 23). Esses picos de maior abundância estão posicionados na fase interglacial da Zona X.

Na profundidade 5,50 m, a curva de abundância sofre uma deflação e a partir deste ponto os valores de abundância decrescem em direção ao topo, passando de 44,3% para 1,7% (Anexo 4; Figura 23).

Na Zona W a abundância do morfogrupo *Gephyrocapsa* apresenta uma tendência de aumento. No intervalo da Zona X destacam-se dois ciclos bem marcados na curva de abundância do morfogrupo *Gephyrocapsa*, onde há um decréscimo dos valores de abundância entre a subzonas X3 e X2 (12,55 m) e na Subzona X1 (8,65 m) (Anexos 3 a 4; Figuras 23 a 28). No intervalo da Zona Y, observa-se um forte decréscimo do morfogrupo *Gephyrocapsa* na profundidade 4,30 m. No intervalo Z a abundância do morfogrupo *Gephyrocapsa* apresenta um decréscimo dos valores da base para o topo, nas profundidades 0,63 m - 0,02 m.

O estudo taxonômico do morfogrupo *Gephyrocapsa*, realizado no testemunho GL-77 seguiu os critérios apresentado por Rio (1992), sendo reconhecidas as três espécies do morfogrupo em todas as amostras.

O morfogrupo mais abundante é a *Gephyrocapsa* pequena. O padrão da sua abundância é irregular, com os maiores valores nos intervalos 14,05 m - 10,45 m variando de 37,8% - 47,9% (Anexo 4; Figura 23). Na profundidade 11,05 m, ocorre o maior pico de abundância da espécie, 51,7% (Anexo 4; Figura 23), na Subzona X2 (Interglacial). A partir da Subzona X2 até a parte superior da seção, os valores percentuais decrescem em direção ao topo, 25,3% a 1,12% (Anexo 4; Figura 23).

Nos sedimentos do testemunho GL-77, observa-se o aumento dos valores de abundâncias do morfogrupo *Gephyrocapsa* pequena na fase Glacial indicada pela biozona de foraminífero planctônico W1. Ocorre uma queda dos valores de abundância W1 (Glacial) para X3 (Interglacial). O padrão da distribuição do morfogrupo *Gephyrocapsa* pequena na porção média do testemunho mostra-se com fortes variações de valores de abundância e compreende o pico máximo desta espécie. Esta porção corresponde à fase interglacial indicada pelas Biozonas X3, X2 e X1. As concentrações mais baixas de abundância do morfogrupo *Gephyrocapsa* pequena encontram-se a partir da Biozona Y5 em direção ao topo.

O padrão da distribuição do morfogrupo *Gephyrocapsa* média no testemunho GL-77, mostrou flutuações irregulares ao longo da seção. O pico de maior abundância absoluta, profundidade 14,35m, ocorre na base da biozona de foraminífero planctônico X3, sobrepondo o hiato bioestratigráfico marcado pela ausência de biozonas de foraminíferos (Sanjines, 2006), este pico ocorre na fase interglacial. As amostras com maior abundância relativa ocorrem na fase glacial marcada pela Biozonas Y4 e Y2.

No intervalo da Zona W (glacial) há um aumento nos valores de abundância do morfogrupo *Gephyrocapsa* média da base para o topo da zona. No intervalo da Zona Y observam-se três picos bem marcados na curva do morfogrupo *Gephyrocapsa* média, onde há um aumento dos valores de abundâncias nas Subzonas Y4, Y2/Y1 e Y1. Destaca-se no intervalo da Zona X (interglacial), na Subzona X3 correspondente a profundidade 14,35 m, o pico máximo de abundância do morfogrupo *Gephyrocapsa* média seguido por fortes variações de abundâncias na zona. No intervalo da Zona Z ocorre um decréscimo dos valores de abundância até o topo.

O morfogrupo *Gephyrocapsa* grande foi o que apresentou menores percentuais, chegando ao máximo de 8,9% (Anexo 4; Figura 23). Entretanto observa-se que as amostras que apresentaram percentuais mais significativos encontram-se na base da X3 (interglacial) e no topo da Y5 (glacial).

A abundância da espécie *Emiliana huxleyi* é significativa na porção superior do testemunho GL-77, com valores de 0% a 40% (Anexo 4; Figura 23) dentro do intervalo caracterizado pelas biozonas de foraminíferos planctônicos Y2 e Y1 (fase glacial). A partir da profundidade 0,70 m (no topo da Biozona Y1) os percentuais de *E. huxleyi* sofrem um forte aumento de 32% a 41% (Anexo 4; Figura 23). Este pico de máximo valor de *E. huxleyi* encontra-se no Holoceno.

A análise do padrão de distribuição de abundância do morfogrupo *Gephyrocapsa* e a espécie *Emiliana huxleyi* ao longo da seção mostrou um intervalo com valores muito próximos nas profundidades 0,62 a 2,20 m (Anexos 3 e 4, Figura 28). O morfogrupo *Gephyrocapsa* predomina na base do testemunho GL-77 e a espécie *E. huxleyi* predomina no topo. A espécie *F. profunda* apresentou uma tendência de aumento de abundância da base para o topo do testemunho GL-77 da bacia de Campos (Figuras 23, 24.1, 24.2, 26.1, 26.2, 27.1, 27.2 e 28).

Nas associações nanofossilíferas, também foram registradas outras espécies indicadoras de águas quentes. A figura 23 apresenta as variações de abundância relativa das espécies indicadoras de água quente com representatividade baixa. As espécies *Rabdosphaera stylifera*, *Syracosphaera pulchra*, *Umbilicosphaera sibogae* e *Umbellosphaera irregularis* apresentam abundância máxima de 3% a 8,24%, enquanto as espécies *Rabdosphaera clavigera*, *Calcidiscus leptoporus* e *Scapholithus fossilis* apresentam percentuais menores de 1,45%.

A espécie *R. stylifera* variou pouco ao longo do testemunho e seu pico de maior abundância está no intervalo 14,25 - 1,37 m, variando entre 0,22% - 4,34% (Anexo 4; Figura 23). Os picos de maior abundância ocorrem, aproximadamente, na base da Subzona X3 (interglacial) e próximo ao topo da Subzona Y1 (glacial).

Já a espécie *S. pulchra* teve uma forte variação de abundância entre 0,17% e 3,02% (Anexo 4; Figura 23), apresentando uma tendência geral de crescimento da base para o topo do testemunho GL-77. Sua ocorrência ao longo do testemunho é muito variável e suas porcentagens muito baixas em diversas profundidades, poucas vezes atingindo valores acima de 1% nas amostras. Entretanto, a partir da profundidade 2,80 m, sua representatividade aumenta na Zona Y1 (glacial), atingindo suas abundâncias absolutas mais altas.

Em relação à espécie *U. sibogae* o padrão de distribuição de abundância mostra um pico máximo na profundidade 5,05 m (Anexo 4; Figura 23), nos limites das biozonas de foraminíferos planctônicos Y4 (glacial) e Y3 (glacial).

A espécie *U. irregularis* apresenta os maiores valores de abundância nos intervalos 3,40m e 14,25 m, com variação entre 3,02 e 0,11 % (Anexo 4; Figura 23). Essas profundidades pertencem ao topo da Subzona Y2 (interglacial) e à base da Subzona X3 (glacial).

No presente trabalho, a espécie *C. pelagicus*, mostrou variação muito baixa ao longo do testemunho GL-77, apresentando valor percentual máximo de abundância de 2,38% (Anexo 4; Figura 23). O pico de maior abundância ocorre, aproximadamente, na base da Subzona Y1 (glacial). Nas demais profundidades, sua representatividade foi inferior a 0,4%.

Várias espécies tiveram representatividade inferior a 1% nas amostras estudadas: *Oolithotus fragilis*, *Umbelicosphaera sibogae* var. *foliosa*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera hyalina*, *Helicosphaera pavementum*, *Helicosphaera wallichii*, *Pontosphaera discopora*, *Pontosphaera. indoceanica*, *Pontosphaera japonica*, *Pontosphaera messinae*, *Pontosphaera. multipora*, *Pontosphaera* spp., *Scyphosphaera apsteinii* f. *apsteinii*, *Scyphosphaera apsteinii* f. *dilatata*, *Scyphosphaera* spp., *Neosphaera coccolithomorpha*, *Holodiscolithus macroporus*, *Tetralithoides quadrilaminata*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Ceratolithus cristatus*, *Ceratolithus simplex*, *Ceratolithus telesmus*, *Micrascites* spp., *Monniotia* spp. e *Thorascosphaera* spp. (Anexo 4; Figura 22).

Os resultados descritos acima permitem reconhecer cinco intervalos em que a abundância de nanofósseis é elevada. Esses intervalos foram classificados em cinco eventos (Figura 29) e serão tratados na seção de Discussão do presente trabalho. Os primeiros quatro eventos pertencem ao Pleistoceno superior (subzonas W1/X3, X2, Y5 e Y2/Y1, respectivamente), enquanto o quinto evento coincide com a transição Pleistoceno/Holoceno (Subzona Y1/Zona Z).

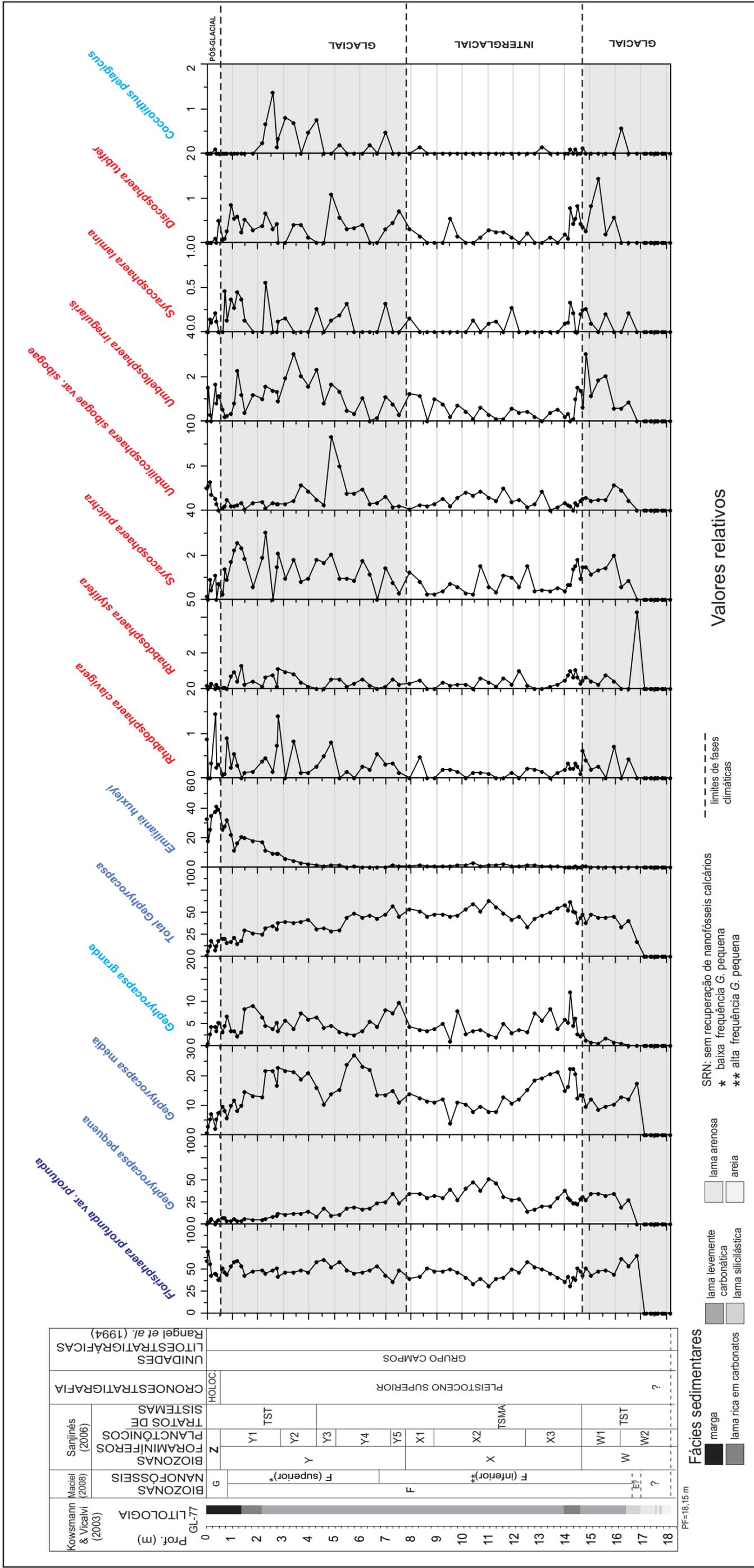


Figura 23 - Perfil litológico, bioestratigrafia, trato de sistemas e distribuição estratigráfica dos valores relativos dos nanofósseis calcários e sua correlação com as fases climáticas (glacial e interglacial) ao longo do testemunho GL-77.

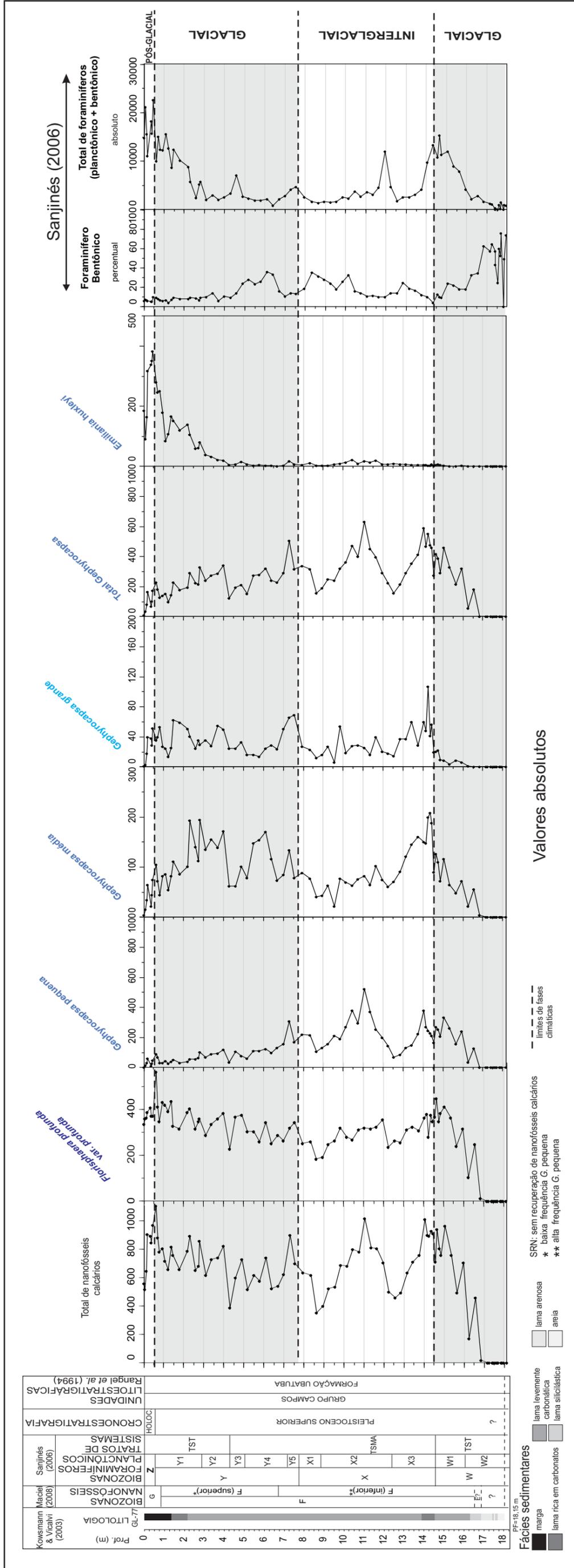


Figura 24.1 - Relação entre as abundâncias dos nanofósseis calcários com o total de foraminíferos planctônicos e as frequências de foraminíferos bentônicos ao longo do testemunho GL-77.

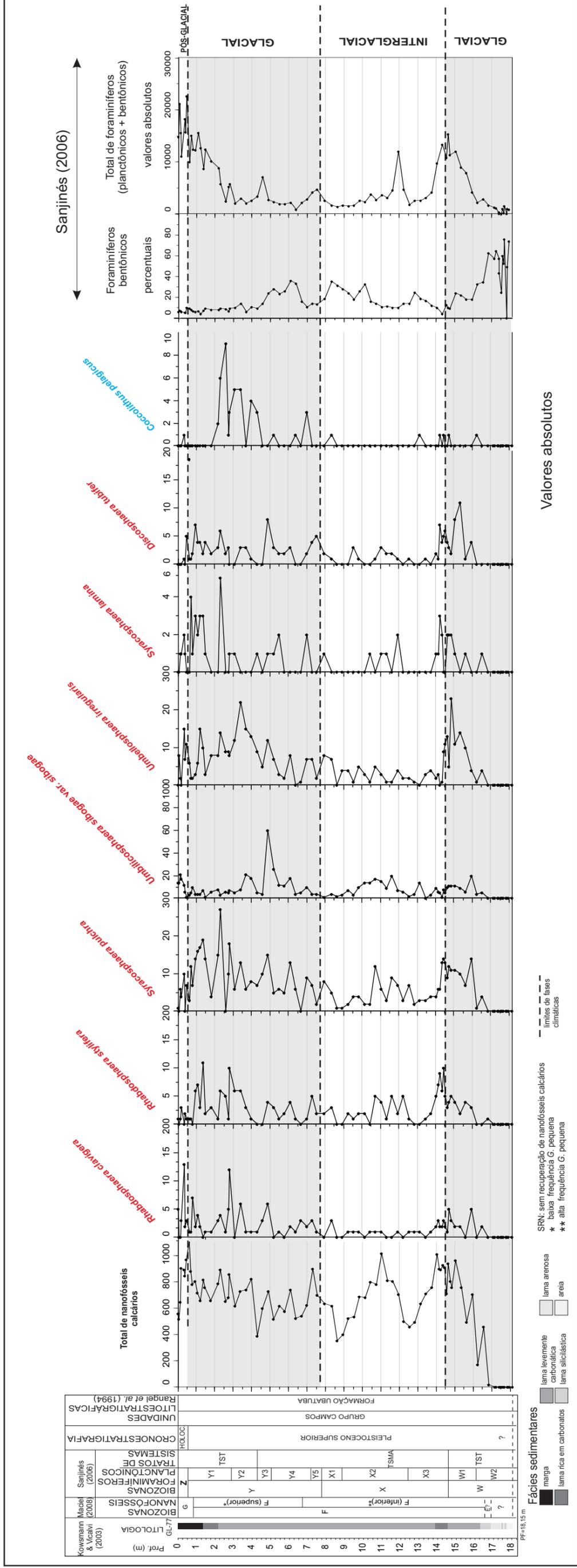


Figura 24.2 - Relação entre as abundâncias dos nanofósseis calcários com o total de foraminíferos planctônicos e as frequências de foraminíferos bentônicos ao testemunho do furo GL-77.

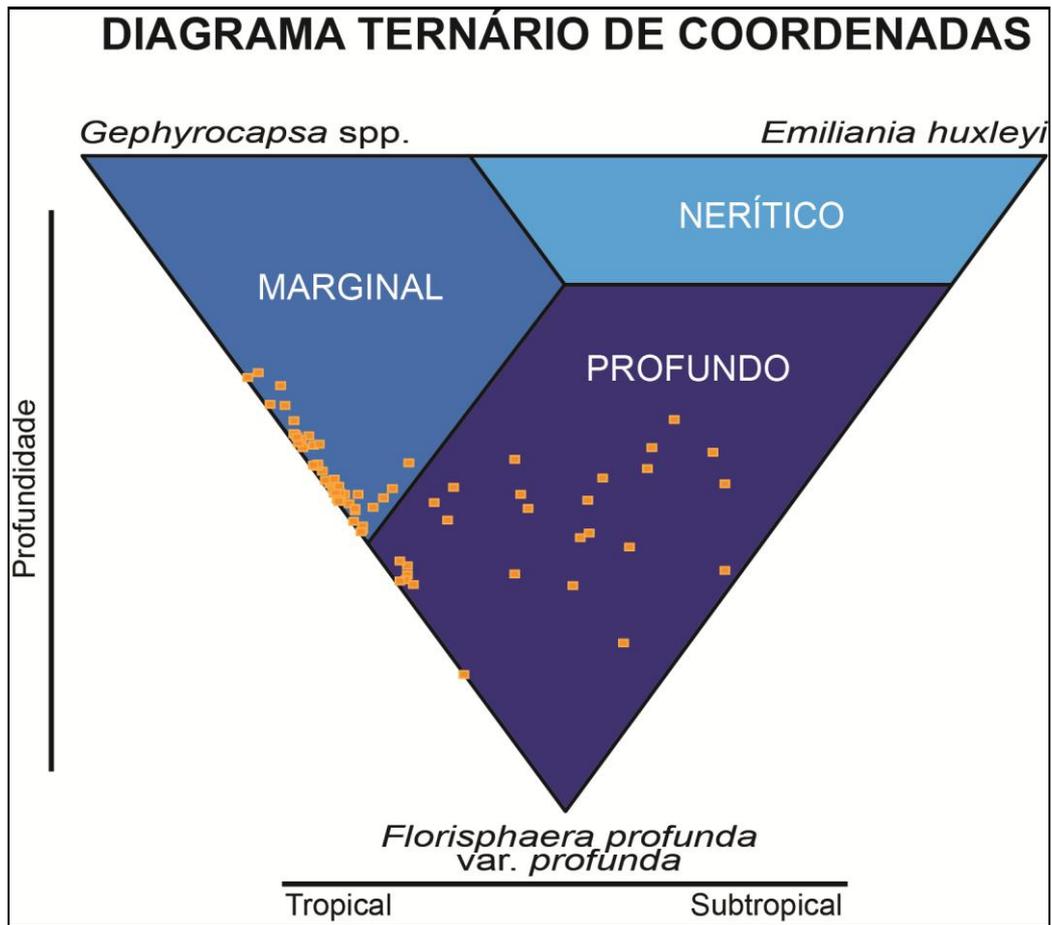


Figura 25 - Diagrama Triangular de Coordenadas apresentando os dados quantitativos de nanofósseis calcários, do Pleistoceno superior-Holoceno do testemunho GL-77 (Adaptado por Motta *et al.*, 2009).

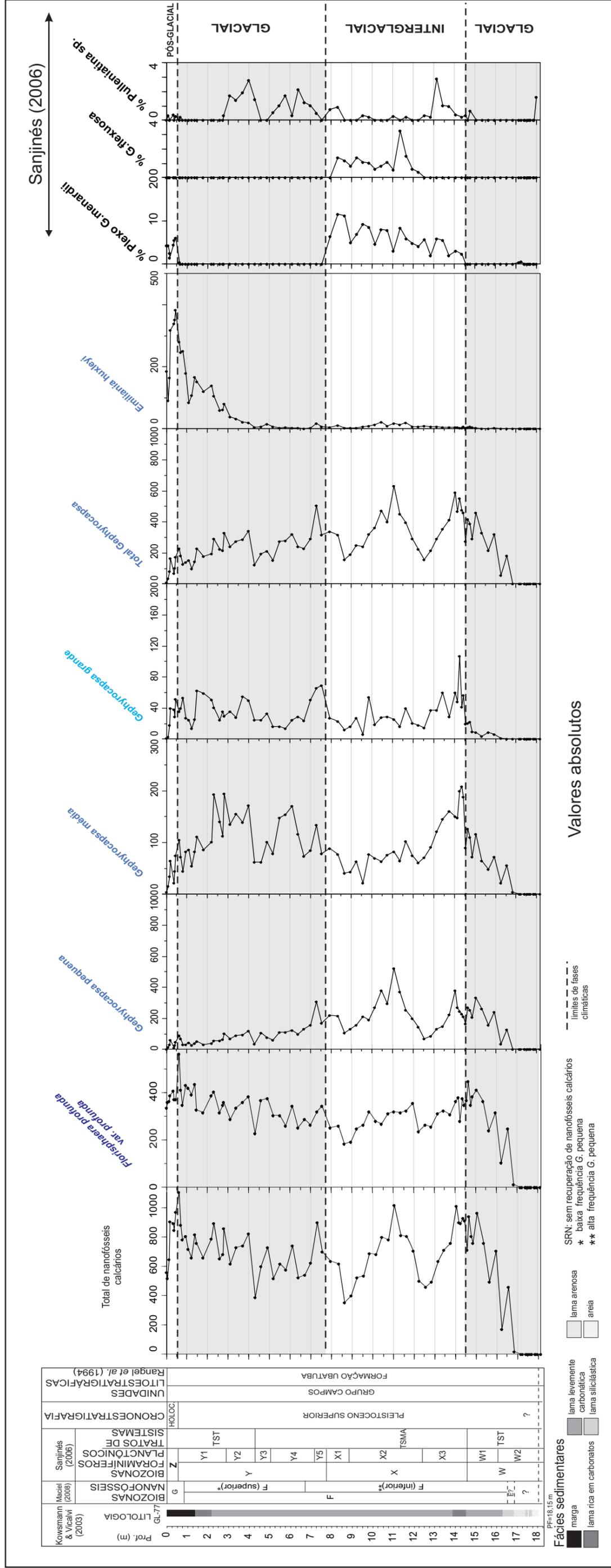


Figura 26.1 - Relação entre as abundâncias dos nanofósseis calcários como o total de foraminíferos planctônicos indicadores de águas quentes ao longo do testemunho GL-77.







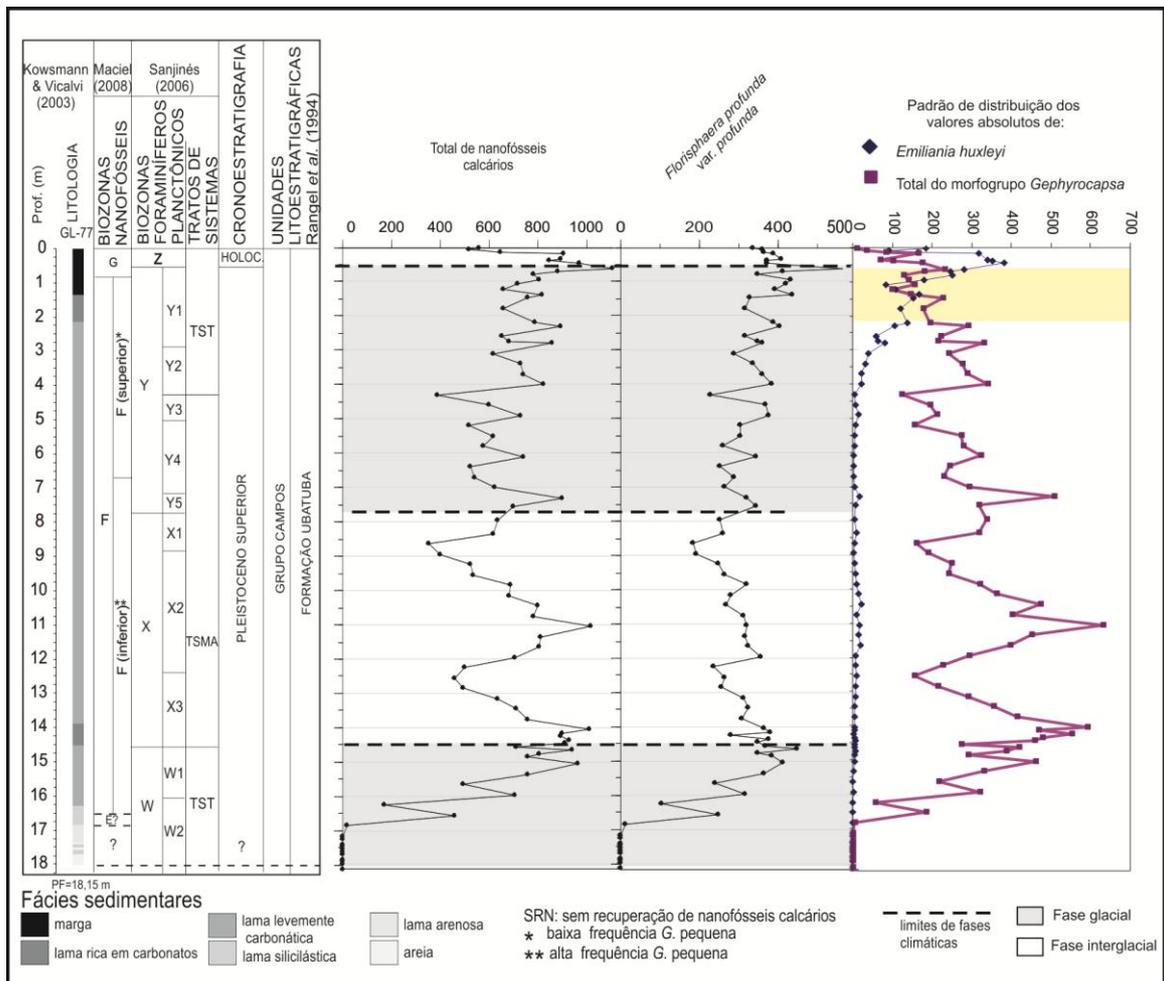


Figura 28 - Relação entre *E. huxleyi* e o morfogrupo *Gephyrocapsa* ao longo do testemunho GL-77 (Maciel, 2008).

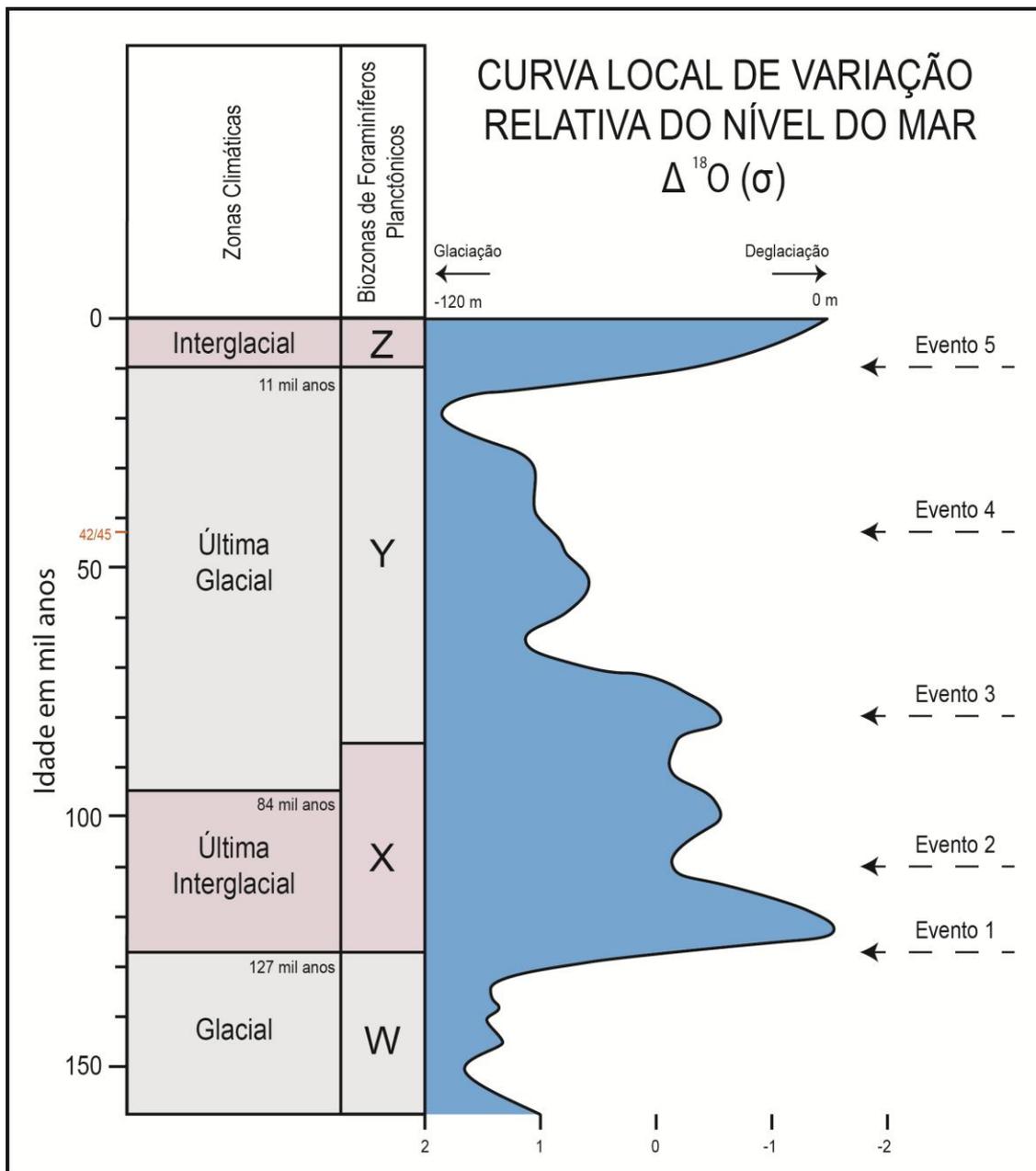


Figura 29 - Curva local da variação do nível do mar nos últimos 150 mil anos e sua correlação com períodos interglaciais e glaciais baseados em foraminíferos planctônicos e isótopos de oxigênio (modificado de Vicalvi, 1999).

## 7. DISCUSSÕES

No presente estudo, optou-se para a análise qualitativa e quantitativa dos nanofósseis calcários através do método 1, conforme descrito no capítulo 5 (Material e Métodos).

Os resultados obtidos a partir de análises (qualitativas e quantitativas) dos nanofósseis calcários no testemunho GL-77, compreendeu a sua identificação e reconhecimento de tendências de distribuição de abundância relativa em relação aos ciclos glaciais e interglaciais. A abundância dos nanofósseis calcários ao longo da seção mostrou-se variável (Anexo 4; Figuras 23, 24.1, 24.2, 26.1, 26.2, 27.1, 27.2 e 28).

O padrão de distribuição dos nanofósseis calcários mostrou cinco níveis de abundância aqui denominados de “Eventos 1 a 5”. Estes eventos serão aqui correlacionados com as biozonas de nanofósseis calcários propostas por Maciel (2008), com as biozonas de foraminíferos planctônicos W, X, Y e Z propostas por Sanjinés (2006) e com a curva do nível do mar da bacia de Campos de Vicalvi (1999) (Figuras 23, 24.1, 24.2, 26.1, 26.2, 27.1, 27.2 e 28). As zonas de foraminíferos planctônicos representam as grandes mudanças climáticas, fases glaciais (Zonas W e Y), interglacial (Zona X) e pós-glacial (Zona Z), ocorridas no Pleistoceno-Holoceno. As estimativas da idade absoluta para os topos das biozonas de foraminíferos planctônicos encontram-se nos estudos de Vicalvi (1999).

### 7.1 Eventos principais com base na distribuição de abundância de nanofósseis calcários

O **Evento 1** (15,05 - 13,75 m) ocorre na porção superior do intervalo glacial da Subzona W1 e na porção inferior da Subzona X3 (Figuras 23, 24.1, 24.2, 26.1, 26.2, 27.1 e 27.2). Este evento foi marcado pelo aumento da abundância de *F. profunda*, que tem preferência pelo ambiente nerítico, zona fótica inferior, onde há menos luz e mais nutrientes (Molfino & McIntyre, 1990). Este evento ocorre dentro da lama levemente carbonática e lama arenosa, presente na seção. É comum neste intervalo o morfogrupo *Gephyrocapsa* (pequena e média), que pode ser, segundo diversos autores (ver, por exemplo, Winter *et al.*, 1994, Brand, 1994), característica de ambientes marginais. Outros táxons foram encontrados nesse intervalo, porém com percentuais muito baixos (morfogrupo *Gephyrocapsa* grande, *R. clavigera*, *R. stylifera*, *S. pulchra*, *U. sibogae*, *U. irregularis*, *S. lamina* e *D. tubifera*). Estas espécies são, com exceção de *F. profunda* e do morfogrupo *Gephyrocapsa* grande, indicadoras de águas quentes. Esse evento está relacionado também, com um intervalo de abundância de foraminíferos planctônicos e um mínimo de foraminíferos bentônicos, além de englobar um

hiato estratigráfico. Este hiato é evidenciado pela ausência das biozonas X11 a X4 e foi interpretado como uma discordância erosiva ou um hiato não deposicional devido à baixa taxa de sedimentação no sítio deposicional (Sanjinés, 2006).

De acordo com estudos biocronoestratigráficos baseados em foraminíferos realizados por Vicalvi (1999), foi obtida uma curva de variação relativa do nível do mar, nos últimos 150 mil anos, para a bacia de Campos, baseada na variação dos isótopos  $\delta^{18}\text{O}$  a partir desses microfósseis (Figura 28). O autor apresenta datações absolutas para os limites das biozonas de foraminíferos planctônicos, o que permitiu a calibração com as curvas de variação do  $\delta^{18}\text{O}$  global.

A curva de variação do nível do mar apresentada por Vicalvi (1999) mostra um forte recuo em torno de 150 mil anos atrás, em que as águas baixaram cerca de 120 m em relação à linha de costa atual. Esse rebaixamento é seguido por uma rápida elevação do nível do mar, alcançando uma posição equivalente à do mar atual entre 120 e 130 mil anos atrás (Figura 28). Essa informação indica que o pico na abundância de *F. profunda* possivelmente resulta do aumento no nível do mar, uma vez que esta espécie habita preferencialmente a zona fótica inferior, menos iluminada e mais rica em nutrientes quando a nutriclina é mais profunda. Um novo aumento na abundância de *F. profunda* será observado no Evento 5 (ver abaixo), em que ocorre igualmente um aumento considerável no nível do mar. Por fim, vale ressaltar que no intervalo correspondente ao evento 1 é registrado o principal pico de abundância do morfogrupo *Gephyrocapsa* grande, que tem preferência por águas mais frias (Well & Okada, 1997).

Segundo Press *et al.* (2006), essas grandes mudanças climáticas globais relacionadas às fases glaciais e interglaciais do Pleistoceno-Holoceno, também refletidas nos oceanos, são controladas pelos ciclos astronômicos de Milankovitch, relacionados à órbita da Terra em relação ao Sol e como consequência desses ciclos há uma variação no calor recebido pela Terra. O topo da Zona W (fase glacial) do arcabouço biocronoestratigráfico de Vicalvi (1999) foi datado em 127 mil anos atrás e o Evento 1, caracterizado pelo aumento de *F. profunda*, engloba o topo dessa biozona bem como a base da Subzona X3 (fase interglacial). O aumento do nível do mar em questão (Evento 1 - 127 mil anos atrás) está relacionado com o ciclo de Excentricidade de Milankovitch, que se completa a cada 100 mil anos.

O **Evento 2** (11,35 m - 10,15 m) ocorre durante a fase interglacial (Subzona X2) e é o primeiro evento de maior pico do morfogrupo *Gephyrocapsa* pequena, cuja preferência ambiental é a condição nerítica (Aizawa *et al.*, 2004) (Figuras 23, 24.1, 24.2, 26.1, 26.2, 27.1

e 27.2). Além de *Gephyrocapsa* pequena, a associação correspondente ao Evento 2 inclui a espécie *F. profunda* e o morfogrupo *Gephyrocapsa* média (também com preferência por condição nerítica). As demais espécies que ocorrem nesse intervalo aparecem com percentuais muito baixos (morfogrupo *Gephyrocapsa* grande e as espécies *R. clavigera*, *R. stylifera*, *S. pulchra*, *U. sibogae*, *U. irregularis*, *S. lamina* e *D. tubifera*) (Figuras 23, 24.1, 24.2, 26.1, 26.2, 27.1 e 27.2). Ressalta-se que nesse evento, caracterizado pelo pico do morfogrupo *Gephyrocapsa* pequena, ocorre um aumento na abundância dos foraminíferos planctônicos indicadores de água quente *Globorotalia flexuosa* e *Plexo G. menardii* (Sanjinés, 2006). Observa-se também um aumento dos foraminíferos bentônicos nessa biozona na base para o topo (Sanjinés, 2006).

O fato de o Evento 2 ser caracterizado pelo máximo de abundância do morfogrupo *Gephyrocapsa* pequena, indicadora de condição nerítica, vem ao encontro da curva de variação do nível do mar de Vicalvi (1999), em que podemos observar um significativo recuo. Esta informação, assim como a ocorrência dos demais táxons de nanofósseis, ainda que em baixos percentuais, possibilita uma interpretação paleoambiental onde há uma remobilização e transporte de águas rasas (ambiente nerítico) para áreas mais distais da bacia, caracterizando uma fase regressiva marinha.

A Zona X (fase interglacial) está datada na base em 127 mil anos atrás e no topo em 84 mil anos atrás (Vicalvi, 1999). Esse dado sugere a atuação de um ciclo de obliquidade de Milankovitch, o qual tem sua recorrência de 42 mil anos (Press *et al.*, 2006). O Evento 2 corresponde ao rebaixamento do nível do mar observado na porção intermediária da Zona X, cujo nível encontrava-se aproximadamente entre de 60 m e 30 m abaixo do nível atual do mar (Vicalvi, 1999) (figura 29).

**O Evento 3** (7,30 - 5,20 m) está diretamente relacionado com as subzonas Y5 e Y4 (fase glacial). Na Subzona Y5, temos o auge de abundância de *Gephyrocapsa* grande e a presença de *F. profunda*, indicadores de águas mais frias. Entretanto, neste mesmo intervalo ocorrem de maneira relativamente expressiva os morfogrupos *Gephyrocapsa* pequena e média, indicadores de águas quentes. Na Subzona Y4, observa-se um declínio de *Gephyrocapsa* pequena e grande, além de um pico de *Gephyrocapsa* média (Figuras 24.1, 24.2, 25, 27.1, 27.2 e 28). Essa presença de espécies indicadoras tanto de águas frias quanto quentes nos referidos intervalos, coincide com os dados de foraminíferos apresentados por Sanjinés (2006), em que se podem observar os picos de ocorrência de *G. inflata*, indicadora de água fria, de *G. crassaformis*, indicadora de água moderadamente fria (transicional) e de

*Pulleatina*, indicadora de água quente. A ocorrência do morfogrupo *Gephyrocapsa* e também de *F. profunda*, poderia estar relacionada também à variação no nível do mar, com o consequente deslocamento da zona fótica inferior.

O **Evento 4** (3,10 m - 1,37 m) ocorre durante o último período glacial (porção mais superior da Subzona Y2 e Subzona Y1), onde a espécie *F. profunda* e o morfogrupo *Gephyrocapsa* grande apresentam tendência de aumento na abundância ao longo desse evento (Figuras 24.1, 24.2, 25, 27.1, 27.2 e 28). Concomitantemente, observa-se no início desse evento (base da Subzona Y1) dois picos de abundância do morfogrupo *Gephyrocapsa* média seguidos de um declínio em abundância. Um padrão semelhante de declínio ao longo deste evento é observado para o morfogrupo *Gephyrocapsa* pequena. Dentre as espécies de nanofósseis com baixa representatividade temos, neste evento, a presença das seguintes espécies indicadoras de águas quentes *R. clavigera*, *R. stylifera*, *S. pulchra* e *S. lamina*. Também ocorre um pico bastante expressivo de *Coccolithus pelagicus*, abundante em águas frias (Roth, 1994). Finalmente, observa-se um início no aumento da espécie *Emiliana huxleyi*. Esses resultados de nanofósseis sugerem uma tendência de diminuição de temperatura ao longo do evento e estão de acordo com estudos prévios baseados em foraminíferos. Nos resultados de Sanjinés (2006), verifica-se a presença de espécies indicadoras de água fria como *G. inflata* (ocorre um pico desta espécie) e *G. truncatulinoides*, enquanto as espécies típicas de águas quentes ocorrem em quantidades muito baixas (Plexo *G. menardii*, *G. flexuosa* e *Pulleniatina* sp.). Embora realizado na bacia de Santos, o trabalho de Ramos (2006) também sugere, com base em foraminíferos planctônicos indicadores de águas frias, que a subzona Y1 é caracterizada por um intervalo glacial mais frio.

Nesse evento, a curva de variação do nível do mar mostra a ocorrência de uma regressão marinha (Vicalvi, 1999), que também pode estar atuando, dentre outros fatores, nos picos dos morfogrupos *Gephyrocapsa* média e grande e nas variações de *F. profunda*. Os táxons do Evento 4 estão compreendidos na Subzona Y1B definida em Kowsmann & Vicalvi (2003). De acordo com Vicalvi (1999), o limite superior da Subzona Y2 foi datado em 45/42 mil anos atrás e o limite da Subzona Y1B foi datada em 15 mil anos (Kowsmann & Vicalvi, 2003). Esse período corresponde a um forte rebaixamento do nível do mar (fase regressiva). Essas informações reforçam a interpretação da remobilização dos nanofósseis calcários do Evento 4 de água rasa para águas profundas (batial inferior). O evento climático ocorrido nesse intervalo de tempo pode ter sido controlado predominantemente pelo ciclo de Milankovitch de obliquidade (41 mil anos).

O **Evento 5** tem início na profundidade 0,63 m, correspondente à transição da Zona Y para a Zona Z, e está relacionado litologicamente com as margas. Observa-se, no início deste evento, um pico muito marcante de *F. profunda* e a presença do morfogrupo *Gephyrocapsa* grande, ambas com preferência por águas frias (no caso de *F. profunda*, pode estar relacionado também a uma nutriclina mais profunda, ao aumento do nível do mar, como observado no Evento 1 descrito acima). Essa ocorrência pode ser atribuída a um episódio de rápido resfriamento máximos das águas, ocorrido entre 11,5 e 13 mil anos atrás conhecido como evento *Younger Dryas* (Ahagon & Uchida, 2004) (Figuras 24.1, 24.2, 25, 27.1, 27.2 e 28).

Subsequentemente, observa-se um decréscimo abrupto de *F. profunda* e do morfogrupo *Gephyrocapsa* grande, juntamente com o aumento expressivo da espécie *E. huxleyi* já iniciado na Subzona Y1. Essa última espécie atinge em seguida seu valor máximo já na Zona Z (interglacial). *Emiliana Huxleyi* é reportada na literatura (Brand, 1994; Winter *et al.*, 1994; Burky, 1973; Okada & McIntyre, 1979) como biomarcador termófilo de clima quente. Consequentemente, seu aumento progressivo em frequência até este intervalo é interpretado como decorrente da elevação da temperatura (Figuras 24.1, 24.2, 25, 27.1, 27.2 e 28).

Os resultados e discussões referentes ao Evento 5 têm uma correspondência positiva com a curva de abundância total de foraminíferos e em especial com o Plexo *Globorotalia menardii*, que indica a fase pós-glacial (Sanjinés, 2006). Vicalvi (1997) conclui com base em foraminíferos planctônicos de águas quentes, principalmente o reaparecimento das *menardiformes* e predominância de *G. menardii* s.s. seguida por *G. tumida*, que a Zona Z reflete o progressivo aquecimento do Atlântico após o máximo glacial.

Esses resultados reforçam que a condição paleoecológica da espécie *E. huxleyi* são as águas de temperatura mais elevada (tropical-subtropical).

## 7.2 Evidências de transporte dos nanofósseis calcários

Os coccolitoforídeos dos eventos 1, 2, 3 e 4 (Figuras 24, 25.1, 25.2 27.1, 27.2, 28.1, 28.2 e 29) correspondem a litologias de lama rica em carbonatos e lama levemente carbonática, com destaque para a distribuição de abundância de *F. profunda* e o morfogrupo *Gephyrocapsa*. O evento 5 se encontra dentro do intervalo de margas, sendo composto pela abundância das espécies *F. profunda* e *E. huxleyi*.

As associações nanofossilíferas costumam indicar ambientes neríticos atuais e pretéritos (Brand, 1994; Winter *et al.*, 1994; Antunes, 1997). Além disso, esses nanofósseis sofrem influência de alguns fatores como, por exemplo, massas d'água (temperatura) e composição

dos sedimentos, conforme a tolerância de cada espécie, podendo ser utilizados para reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas.

Atualmente os coccolitoforídeos habitam principalmente a zona fótica dos oceanos (aproximadamente entre 0-200m de profundidade), porém com concentração máxima entre 0-100m no cinturão tropical e acima de 50m nas regiões temperadas (Antunes, 1997). Entretanto, o testemunho GL-77 aqui estudado está localizado no ambiente batial inferior (lâmina d'água de 1287 m). Dessa forma, os registros de nanofósseis calcários encontrados nessas amostras podem ser explicados por oscilações do nível do mar (Figura 29) e o consequente influxo de águas marinhas rasas em direção às regiões mais profundas da bacia, condicionado por evaporação e precipitação nas terras emersas.

### 7.3 Distribuição geográfica dos nanofósseis calcários

Analisando-se as associações nanofossilíferas ao longo do testemunho GL-77, é possível estabelecer correlações com as zonas biogeográficas propostas por Winter *et al.* (1994). No intervalo compreendido pelas zonas de foraminíferos planctônicos W, X e Y (Pleistoceno superior), as ocorrências de nanofósseis apresentadas acima permitem correlacionar com a Zona Biogeográfica Tropical (Winter *et al.*, 1994), ressaltando-se, entretanto, que nas associações aqui descritas para o norte da bacia de Campos predominam heterococólitos.

Já no intervalo correspondente à Zona Z (Holoceno) de foraminíferos planctônicos, é possível correlacionar com a Zona Biogeográfica Tropical (Winter *et al.*, 1994), devido principalmente à constatação da floração de *E. huxleyi*. Porém, a espécie *C. leptoporus* e o morfogrupo *Gephyrocapsa*, mencionadas por Winter *et al.* (1994) como dominante na Zona Biogeográfica Tropical, no presente trabalho a espécie *C. leptoporus* apresentara baixo percentual.

## 8.CONCLUSÃO

A partir das análises (qualitativa e quantitativa) de lâminas de nanofósseis calcários, do testemunho GL-77, foi possível à identificação taxonômica de 38 táxons com boa diversidade e preservação, possibilitando assim, a identificação taxonômica em nível de gênero e espécie.

Dentre todos os táxons encontrados, as maiores concentrações são de *Florisphaera profunda*, do morfogrupo *Gephyrocapsa* e de *Emiliana huxleyi* (Figuras 24.1, 24.2, 25, 27.1, 27.2 e 28). O padrão de distribuição das abundâncias relativas e absolutas dos três táxons mais abundantes da associação nanofossilífera, possibilitou caracterizar cinco eventos principais ao longo do testemunho estudado. Cada um desses eventos está relacionado ao um conjunto de fatores paleoambientais e paleoclimáticos, como variação no nível do mar e na temperatura da água, associados aos ciclos de Milankovitch, entre outros.

As conclusões aqui obtidas estão de acordo com estudos anteriores de foraminíferos planctônicos indicadores de águas quentes e frias, tanto no mesmo testemunho aqui estudado (Sanjinés, 2006), quanto em outros testemunhos da mesma bacia (Vicalvi, 1997 e 1999) e na bacia de Santos (Ramos, 2006).

As associações de nanofósseis calcários permitiram correlacionar com as zonas W, X e Y com a Zona Biogeográfica Subtropical e a Zona Z com a Zona Biogeográfica Tropical.

O registro dos nanofósseis calcários em ambientes de águas profundas (batial inferior) indicou uma remobilização (transporte) desses microfósseis tendo em vista sua preferência por águas rasas (neríticas), sugerindo fases de regressão marinha. Outra interpretação é o influxo de águas marinhas rasas em direção à bacia controlada pela evaporação e precipitação em terras emersas. O maior número de nanofósseis calcários foi observado em lamas ricas em carbonatos e margas, mostrando a preferência por ambientes ricos em carbonatos.

## 9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahagon, N. & Uchida, M. 2004. Transient response of mid-depth circulation in the northwest Pacific round the Younger Dryas event inferred from MAS 14C ages of foraminifera. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Beam Interactions with Materials and Atoms*: **223-224**: 466-470.
- Ahagon, N.; Tanaka, Y. & Ujiie, H. 1993. *Florisphaera profunda*, a possible nannoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific. *Marine Micropaleontology*, **22**(3): 255-273.
- Aizawa, C.; Oba, T. & Okada, H. 2004. Late Quaternary paleoceanography deduced from coccolith assemblages in a piston core recovered off the central Japan coast. *Marine Micropaleontology*. **52**: 277-297.
- Allaby, A. & Allaby, M. 1990. *The Concise Oxford dictionary of Earth Sciences*. Oxford University Press, New York, 410 p.
- Alves, C.F. 2003. *Biocronoestratigrafia de um intervalo cretácico do Atlântico Sul através dos nanofósseis calcários*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 173 p.
- Alves, C.F. 2007. *Cretáceo-Paleógeno da bacia de Dahomey e Atlântico Sul Equatorial: bioestratigrafia, paleoecologia e paleoceanografia dos nanofósseis calcários*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 348 p.
- Antunes, R.L. 1994. Bioestratigrafia dos nanofósseis quaternários da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **89**(2/4): 295-313.
- Alves, C.F.; Wanderley, M.D. 2003. Utilização dos Nanofósseis Calcários na Indústria do Petróleo. *In*: II Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, Rio de Janeiro. Anais do II Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, Cd Rom.
- Antunes, R.L. 1997. Introdução ao Estudo dos Nanofósseis Calcários. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Monografia, Série didática, 115 p.

- Antunes, R.L. 2007. Nanofósseis calcários do Quaternário da margem continental brasileira. *Ciência Técnica Petróleo - PETROBRAS, Seção: exploração de petróleo*, 76 p.
- Antunes, R.L. & Melo, J.H.G. 2001. Micropaleontologia e Estratigrafia de Sequências. In: H.J.P.S Ribeiro (eds.) *Estratigrafia de Sequências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, p.137-218.
- Arai, M. & Lana, C.C., 2004. *Histórico do estudo de dinoflagelados fósseis no Brasil: sua relação com a evolução da exploração petrolífera no Cretáceo das bacias da margem continental*. Rio de Janeiro, 175 (Boletim de Geociências da Petrobras 12).
- Arribas, M.S.M. 1976. Importancia de los coccolitofóridos em la formación de lãs rocas carbonatadas. *Boletín Del Instituto de investigaciones geológicas*, 31, Barcelona, p. 133-146.
- Aubry, M.P. 1988. Handbook of Cenozoic calcareous nannoplankton, *Otholithae (Catinaster, Ceratoliths, Rhabdoliths)*. Micropaleontology Press, (2): 279 p.
- Aubry, M.P. 1990. *Handbook of Cenozoic calcareous nannoplankton*. 4ª ed. New York, Micropaleontology Press, 381 p.
- Barnes R.D. 1984. *Zoologia dos Invertebrados*. 4ª ed. Livraria Roca, São Paulo, 1179 p.
- Bassinot, F.C.; Beaufort, L.; Vincent, E. & Labeyrie L. 1997. Changes in the dynamics of Western Equatorial Atlantic surface currents and biogenic productivity at the “Mid-Pleistocene Revolution” (~939ka). Leg 154. In: SHACKLETON, N.J., W.B., RICHTER, C. & BRALOWER, T.J. (eds), *Proceeding Ocean Drilling Program*, Science Results, College Station, TX, 154: p. 269-284.
- Bates, R.L. & Jackson, J.A. 1987. *Glossary of Geology*. American Geologist Institute, 3º ed., 788 p.
- Baumann, M., 1990. Coccoliths in sediments of the eastern Arctic Basins. In: Bleil, U., Thiede, J. (eds.) *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Ser. C, Kluwer, Dordrecht, p.438-445.
- Baumann, K.-H., & Freitag, T., 2004. Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages. *Marine Micropaleontology*, 52(1-4):195-215.
- Baumann, K.-H., Andrleit, L; Boeckel, B.; Geisen, M. & Kinkel, H. 2005. The significance of extant coccolithophores as indicators of ocean water masses,

- surface water temperature, and paleoproductivity: a review. *Paläontologische Zeitschrift*, **79**(1): 93-112.
- Billard, C. & Inouye, I. 2004. What is new in coccolithophore biology? *In*: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds.). *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlin, p. 1-29.
- Boeckel, B.; Baumann, K.-H.; Henrich, R. & Kinkel, H. 2006. Coccolith distribution patterns in South Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients. *Deep-Sea Research*, **53**: 1073-1099.
- Bollmann, J., 1997. Morphology and biogeography of *Gephyrocapsa* coccoliths in Holocene sediments. *Marine Micropaleontology*, **29**(3-4):319-350.
- Bollmann, J.; Baumann, K.H.; Thierstein, H. 1998. Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the late Pleistocene: selective dissolution, evolution, or global environment change? *Paleoceanography*, Washington, **13**(5): 517-529.
- Bown P.R. & Young J.R. 1997. Mesozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, **19**(1): 15-47.
- Bown, P.R. & Young, J.R. 1998. Introduction. *In*: P.R. Bown (eds.) *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. London, Kluwer Academic, p. 1-15.
- Bown, P.R. 1998. Taxonomy, evolution and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils. *Special Papers in Palaeontology*, **38**:1-118.
- Bown, P.R. 2005. Palaeogene calcareous nannofossils from the Kilwa and Lindi areas of coastal Tanzania (Tanzania Drilling Project 2003-4). *Journal of Nannoplankton Research*, **27**(1): 21-96.
- Brand, L.E. 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. *In*: A. Winter & W. Siesser (eds.) *Coccolithophores*. Cambridge: Cambridge University Press p. 39-51.
- Brand S.G., Hawkins C.J., Marshall A.T., Nette G.W. & Parry D.L. 1987. Vanadium Chemistry of Ascidians. *Comparative Biochemistry and Physiology part. Biochemistry & Molecular Biology*, **93**(2): 425-436.
- Breit G.N. & Wanty R.B. 1991. Vanadium accumulation in carbonaceous rocks: A review of geochemical controls during deposition and diagenesis. *Chemical Geology*, **91**: 83-97.
- Bukry, D. 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *In*: N.T Edgar., J.B. Saunders *et al.* (eds.) *Initial Report Deep Sea Drilling Project*, 15:685-703.

- Bukry, D. 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean. Deep sea drilling Project, Leg 32. *Initial Reports of The Deep Sea Drilling Project*, Washington, **32**: 677-701.
- Bullard, S.G.; Lambert, G.; Carman, M.C.; Byrnes, J.; Wihintch, R.B.; Ruiz, G.; Miller, R.J.; Harris, L.; Valentine, P.C.; Collie, J.S.; Pederson, J.; McNaught, D.C.; Cohen, A.N.; Asch, R.G.; Dijkstra, J. & Heinonen, K. 2006. The colonial ascidian *Didemnum* sp. A: current distribution, basic biology and potential threat to marine communities of the northeast and west coasts of North America. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **342**(2007): 99-108. Site Acessado 21/08/2011 as 14:35 horas.
- Burroughs, W.J. 1999. *The climate revealed*. Nova Iorque: Cambridge University Press, 192 p.
- Cachão, M. A. P. 1995. Utilização de nanofósseis calcários em bioestratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática do *Coccolithus pelagicus*, Lisboa, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia. Dissertação de doutorado, 356p,
- Caddah, L.F.G.; Kowsmann, R.O. & Viana, A.R. 1998. Slope sedimentary facies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, southeast Brazilian Margin. *Sedimentary Geology*, Netherlands, **115**: 159-174.
- Cassab R.C.T. 2000. Objetos e Princípios. In: I.S.Carvalho (eds.) *Paleontologia*, Editora Interciência, p. 5-11.
- Chang, Y.M. 1967. Accuracy of fossil percentage estimation. *Journal Palaeontology*, **41**: 500-502.
- Chaves, H.A.F; Zembruski, S.G. & França, A.M.C. 1979. Introdução. In: *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes*, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, p.7-23 (Série Projeto REMAC 7).
- Clark, P.U.; Dyke, A.S.; Shakun, J.D. & Carlson, A.E. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* **325**:710-714.
- Cunha, A.M., 2010. Estudos taxonômicos de espículas de ascídias (Tunicados) Pleistoceno-Holoceno da Bacia de Campos. Curso de Graduação em Geologia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Monografia, 45 p.

- Damuth, J.E. & Palma, J.J.C. 1979. Geomorfologia do fundo Atlântico Equatorial Oeste. In: *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes*, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, p.53-88 (Série Projeto REMAC 7).
- Deflandre, G. & Deflandre-Rigaud, M. 1956. *Micrascidites* manip. Nov., sclerites de Didemnides (Ascidites, Tuniciers) fossiles du Lutetian du Bassin Parisien et du Balcombien d'Australie. *Compte Rendus Sommaire de la Société Géologique de France*, **4**: 47-48.
- Desnoyers J. 1829. Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que les terrains tertiaires du bassin de la Seine, et constituant une formation géologique distincte: précédées d'une aperçu de la nonsimultanéité des bassins tertiaires, *Annales Sciences Naturelles*, **16**:117-214,402-491.
- Ericson, D.B. & Wollin, G. 1968. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, Washington, **162**:1227-1243.
- Evitt, W.R. 1985. *Sporopollenin Dinoflagellate Cysts: Their Morphology and Interpretation*. The American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 333 p.
- Fairbridge, R.W. 1962. World sea-levels and climatic changes. *Quaternaria*, **6**: 111-134.
- Fensome, R.A.; Riding, J.B. & Taylor, F.J.R. 1996. Chapter 6. Dinoflagellates; In: Jansonius, J. & McGregor, DC. (eds.), *Palynology; principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 107-169.
- Fensome, R.A.; Taylor, F.J.R.; Norris, G.; Sarjeant, W.A.S.; Wharton, D.J. & Williams, G.L. 1993. A classification of living and fossil dinoflagellates. *Micropaleontology*, Special Publication, n° 7. 351 p.
- Findlay, C.S., Flores, J.A., 2000. Subtropical Front fluctuations south of Australia (45809VS, 146817VE) for the last 130 ka years based on calcareous nannoplankton. *Marine Micropaleontology*, **40**, 403-416.
- Flores, J.A.; Bárcena, M.A. & Sierro, F.J. 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**: 459-478.
- Farinacci, A. 1973. Catalogue of Calcareous Nannofossil. Roma, Instituto di Geologia e Paleontologia, Uruversità di Roma. Tcnoscienza, 6.
- Gaarder, K.R., 1970. Three new taxa of Coccolithineae: *Nytt. Magasin fuer Botanikk*, **17**: 113-126.

- Gartner, JR.S. 1977. Nannofossils and biostratigraphy: an overview. *Earth Science Reviews*, **13**(3): 227-250.
- Gard, G., 1986. Calcareous nannofossil biostratigraphy of late Quaternary Arctic sediments. *Boreas* **15**, 217-229.
- Gard, G.,1993. Late Quaternary coccoliths at the North Pole: evidence of ice-free conditions and rapid sedimentation in the central Arctic Ocean. *Geology*, **21**, 227-230.
- Gatto, A. L. M.; Maciel, D. M.; Alves, C. F. 2009. Interpretações paleoecológicas com base em nanofósseis calcários neógenos (Formação Ubatuba, Bacia de Campos). *In: XXI Congresso brasileiro de Paleontologia, 2009, Belém-PA. A paleontologia e os eventos globais*, p.45.
- Gradstein, F., Ogg, J. & Smith, A. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge: Cambridge University Press, 589 p.
- Haq, B.U. 1973. Evolutionary trends in the Cenozoic coccolithophore genus *Helicopontosphaera*. *Micropaleontology*, 19(1): 32-52.
- Hay, W.W. 1996. Tectonics and climate. *Geologie Rundsch*, **85**:409-437.
- Hine, N & Wever, P.P.E. 1998. Quaternary. *In: P.R. Bown & S. Lecturer (eds.) Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, Chapman & Hall, p. 266-283.
- Höll, C., Karwath, B., Rühlemann, C., Zonneveld, K. A. F. & Willems, H., 1999. Palaeoenvironmental information gained from calcareous dinoflagellates: comparison of the Late Quaternary eastern and western tropical Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 146: 147-164.
- Honjo, S. 1975. Dissolution of suspended coccoliths in the deep-sea water column and sedimentation of coccolith ooze. New York, *Cushman foundation of Foraminiferal Research, Special Publication*, **13**:114-128.
- Honjo, S. 1976. Coccoliths: production, transportation, and sedimentation. *Marine Micropaleontology*, **1**(1):65-79.
- Houghton, S. D. 1991. Calcareous Nannofossils. *In: R. Riding (ed.) Calcareous Algae and Stromatolites*, Berlin. Springer-Verlag, p. 571.
- Houghton, S. & Jenkins, D. 1988. Subtropical microfossil indicators from the Late Pliocene Celtic Sea. *Marine Geology*, **79**: 119-126.
- Ingle Junior, J.C. 1980. Cenozoic paleobathymetry and depositional history of selected sequences within the Southern California borderland. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, **19**: 163-195.

- Jafar, S.A. & Martini, E. 1975. On the validity of calcareous nannoplankton genus *Helicosphaera. Senckenbergiana lethaea*, Frankfurt am Main. **56**(4/5): 381-397.
- Jeremiah, J. 1996. A proposed Albian to Lower Cenomanian nannofossil biozonation for England and North Sea Basin. *Journal of Micropaleontology*, **15**:97-129.
- Jordan, R.W. & Kleijne, A. 1994. A classification system for living coccolithophores. In: A. Winter, & W.G. Siesser (eds.) *Coccolithophores*, Cambridge University Press. P. 83-105.
- Kennett J.P. & Huddleston P. 1972. Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, Western Gulf of Mexico. *Quaternary Research*, **2**:38-69.
- Kinkel, H.; Baumann, K.-H; & Cepek, M. 2000. Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and late Quaternary surface water variability. *Marine Micropaleontology*, **39**: 87-112.
- Kowsmann, R.O & Vicalvi, M.A. 2003. Descrição e datação dos furos da campanha Bucentaur 2003 na área de Jubarte/Cachalote (Bloco BC-60). PDEXP/Petrobras. Relatório interno RT GEOF n 008/2003, 17.
- Lohmann, H. 1909. Die Gehäuse und Gallertblasen der Appendicularien und ihre Bedeutung für die Erforschung des Lebens im Meer. *Verhandlungen Deutsche Zoologische Gesellschaft*. **19**:200-239.
- Laboratório de Biologia de Ascidiacea – disponível em: <<http://zoo.bio.ufpr.br/ascidia/especiespanama.htm>>. Acesso em: 22/07/2011 às 17:51 horas.
- Lópes-Otálvaro, G.E.; Flores, J.A.; Sierro, F.J. & Cacho, I. 2008. Variation in coccolithophorid production in the Eastern Equatorial Pacific at ODP Site 1240 over the last seven glacial-interglacial cycles. *Marine Micropaleontology*, **69**: 52-69.
- Machado, L.C.R.; Kowsmann, R.O.; Almeida, Jr. W.; Murakami, C.Y; Schreiner, S.; Miller D.J & Piaulino P.O.V. 2004. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos; modelo para heterogeneidades de reservatório. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **12**:287-315.
- Maciél, D.M. 2008. *Bioestratigrafia com base em nanofósseis calcários do Pleistoceno-Holoceno, área norte da Bacia de Campos*. Curso de Graduação em Geologia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Monografia, 107 p.

- Maciel, D.M.; Alves, C.F. & Ribeiro, C.M.M. 2009. Bioestratigrafia do furo geológico GL-77, Bacia de Campos (RJ), com base em nanofósseis calcários. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 21, Belém. Livros de resumos, SBP, Belém, p. 41.
- Margulis, L. & Schwartz, K. V. 2001. *Cinco Reinos*. 3° ed. Rio de Janeiro, Editora Guanabara Koogan S.A., 497 p.
- Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In: A. Farinacci (eds.) Conference of Planktonic Microfossils*, 1970, Roma. *Proceedings...* Roma: Edizioni Tecnoscienza, **2**:739-785.
- McIntyre, A. & Bé. A.W.H. 1967. Modern Coccolithophoridae in the Atlantic ocean.
- Medd, A. W., 1971. Some Middle and Upper Jurassic Coccolithophoridae from England and France, **2**:821-844.
- Medd, A. W., 1979. The Upper Jurassic coccoliths from the Haddenham and Gamlingay boreholes. Cambridgeshire, England, **72**:19-109.
- Millar, R.H. 1971. The biology of ascidians. *Advances in Marine Biology*. San Diego, **9**: 1-100.
- Milliman, J.D and Emery, K. O. 1968. Sea levels during the past 35.000 years. *Science*, **162**:1121-23. Ministério da Marinha do Brasil (1999). Projeto LEPLAC. Diretoria de Hidrografia e Navegação.
- Molfinio, B. & McIntyre, A. 1990a. Precessional forcing of nutricline dynamics in the equatorial Atlantic. *Science*, **249**: 766-769.
- Molfinio, B. & McIntyre, A. 1990b. Nutricline variation in the equatorial Atlantic coinciding with the Younger Dryas. *Paleoceanography*, **5**: 997-1008.
- Monniot, F., Clement, P., Souron, J.P. 1995. The Ubiquity of Fluorine amidst the Taxonomic and Mineralogical Diversity of Ascidian Spicules. *Biochemical Systematics and Ecology*, **23** (2): 129-137.
- Neto, J.L & Nery, J.T. 2005. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e impacto regionais. *In: Souza, C.R.G.; Suguio, K.; Oliveira, A. M. S. e Oliveira, P.E. Quaternário; Holos (eds.) Ribeirão Preto, SP*, p. 28-51.
- International Stratigraphic Chart. Disponível em:< <http://stratigraphy.org/>>. Acesso em 22/07/2012, as 1823horas.
- Okada, H. 1983. *Modern nannofossil assemblages in sediments of coastal and marginal seas along the Western Pacific ocean. Utrecht Micropaleontological Bulletin*,

- Okada, H. 2000. Neogene and Quaternary calcareous nanofossil from the Blake Ridge, sites 994, 995 and 997. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **164**:331-341.
- Okada, H. & Bukry, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphy zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**:321-325.
- Okada, H. & Honjo, S. 1973. The distribution of coccolithophorids in the North and West Pacific. *Deep-Sea Research*. **20** (3):355-374.
- Okada, H.; McIntyre, A. 1977. Modern coccolithophores of the Pacific and North Atlantic. *Oceans.Micropaleontology*, **23**(1): 1-55.
- Okada, H. & McIntyre, A. 1979. Seasonal distribution of modern coccolithophorids in the western North Atlantic. *Marine Biology*, **54**: 319-328.
- Patchineelam S. M. 2004. Circulação oceânica. In: J. A. Baptista Neto; V.R.A Ponzi & S.E.Sichel (eds.) *Introdução à Geologia Marinha*. Editora Interciência,1, p 153-173.
- Perch-Nielsen, K. 1971. Durchsicht tertiärer Coccolithen. In: A. Farinacci (ed.) *Conference of Planktonic Microfossils*. Roma, 1970. Proceedings... Roma, Edizioni Tecnoscienza, **2**: 939-980.
- Perch-Nilsen, K. 1985a. Mesozoic calcareous nannofossils. In: H.M. Bolli; J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press.1: p.329-426.
- Perch-Nielsen, K. 1985b. Cenozoic calcareous nannofossils. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 427-554.
- Peterson, R.G. & Stramma, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, **26**:1-73.
- Placoliths and Cyrtoliths. *Deep-Sea Research*, **14**: 561-597.
- Premovic P.L. & Pavlovic M.S. 1986. Vanadium in ancient sedimentary rocks of marine origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 1923-1931.
- Press, F.; Siever, R.; Jordan, T. H.; Groetzing, J. 2006. *Para entender a Terra*. 4ª ed. Porto Alegre, Bookman, 656 p.
- Ramos, R.C.P. 2006. *Caracterização Paleoceanográfica do Testemunho JPC-95, Margem Continental Sul Brasileira, Com Base em Foraminíferos Planctônicos e*

- Isótopos Estáveis de Oxigênio*. Programa de Pós-graduação em Geoquímica Ambiental, Universidade Federal Fluminense. Dissertação de mestrado, 79 p.
- Rangel, H.D.; Martins, F.A.L.; Esteves, F.R. & Feijó, F.J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências de Petrobras*, **8**(1): 203-217.
- Rio, D. 1982. The fossil distribution of coccolithophore genus *Gephyrocapsa* kamptner and related plio-pleistocene chronostratigraphic problems. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, **68**: 325-343.
- Rio, D.; Raffi, I. & Villa, G. 1990. Pliocene-Pleistocene calcareous nanofossil distribution patterns in the Western Mediterranean. *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific results*, Colloge Station, **17**:513-533.
- Rocha R.M. & Bonnet N.Y.K. 2009. Ascídeas (Tunicata, Ascidiacea) introduzidas no Arquipélago de Alcatrazes, São Paulo. *Iheringia, Série Zoologia*, **99**(1): 27-35.
- Rocha, R.M. & L.V.G. Costa. 2005. Ascidians (Urochordata: Ascidiacea) from Arraial do Cabo, RJ, Brazil. *Iheringia, Série Zoologia*, Porto Alegre, **95**(1): 57-64.
- Rocha R.M. & Faria S.B. 2005. Ascidians at Currais Islands. Paraná, Brazil: taxonomy and distribution. *Biota Neotropica* **5**(2). Disponível em: <http://www.biotaneotropica.org.br/v5n2/pt/item?article>>. Acesso 21/08/2011 as 14:58 horas.
- Rocha R.M; Moreno T.R. & Metri R. 2005. Ascídas (Tunicata, Ascidiacea) da Reserva Biológica Marinha do Arvoredo, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Zoologia*, **22** (2): 461-476.
- Rocha-Campos, A.C. & Santos, P.R. dos. 2000. Ação geológica do gelo. In: Texeira, W., Toledo, M.C.M. de; Fairchild, T.R. & Taioli, F. 2000 (eds). *Decifrando a Terra*, São Paulo: Oficina de Textos, p. 215-246.
- Roth, P.H. (1994). Distribution of coccoliths in oceanic sediments. In: WINTER, A. & W. G. SIESSER (eds), *Coccolithophores*, Cambridge University Press, p.199-218.
- Ruhlemann, C.; Diekmann, B.; Mulitza, S. & Frank, M. 2001. Late Quaternary changes of western equatorial Atlantic surface circulation and Amazon lowland climate recorded in Ceará Rise deep-sea sediments. *Paleoceanography*, **16**(3): 293-305.
- Sanjinés, A.H.S. 2006. *Biocronoestratigrafia de foraminíferos em três testemunhos do Pleistoceno-Holoceno do talude continental da Bacia de Campos, RJ-Brasil*.

- Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 119 p.
- Schneidermann, N. 1973. Deposition of coccoliths in the compensation zone of the Atlantic Ocean. *In: Calcareous Nannofossil*, Houston, p:140-151 (Symposium).
- Shimizu, M. H. 2008. *Simulação do clima do Último Máximo Glacial: um experimento com um modelo estatístico-dinâmico*. Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos-SP, Dissertação de mestrado, 90 p.
- Siesser, W. G. 1977. Chemical composition of calcareous nannofossils. *Journal of Science*, **73**: 283-285.
- Siesser, W.G. 1994. Historical background of coccolithophores studies. *In: A. Winter & W. Siesser (eds.) Coccolithophores*. Cambridge, Cambridge University Press, p.1-13.
- Silveira I. C.A; Schimidt A.C.K.; Campos E. J. D.; Godoi S. S. De; Ikeda Y. 2000. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira, *Revista Brasileira Oceanográfica*, **48**:171-183.
- Silveira, I. C. A., 2007. O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. São Paulo, 160 p.
- Sissingh, W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous nanoplankton. *Geologie em Mijinbow*, **56**(1): 37-65.
- Srivastava N.K. & Campos T.F.C. 2007. Conteúdo fossilífero das sequencias sedimentares do Arquipélago São Pedro e São Paulo (Atlântico Equatorial). *In: Reunião Anual Regional da Sociedade Brasileira de Paleontologia - PALEO 2007/Nordeste*, Itabaiana-Sergipe, 2007. Resumos Fundação Paleontológica Phoenix. 10 p.
- Steinmetz, J. 1994. Sedimentation of Coccolithophores. *In: Winter, A. & Siesser, W.G. (eds) Coccolithophores*, Cambridge University Press, p.179-197.
- Stramma, L., Y. Ikeda, R.G. Peterson, 1990: Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S. *Deep-Sea Research*, **37** (12), 1875-1886.
- Suguio K. 1998. *Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1222 p.
- Suguio, K. 2001. Geologia do quaternário e mudanças ambientais: passado + presente = futuro?. São Paulo: Paulo's (eds). Comunicações e Artes Gráfica, 366 p.

- Suguio, K. 2010. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais*. Oficina de Textos. São Paulo, 408 p.
- Suguio, K.; Ângulo, R.J.; Carvalho, A.M.; Corrêa, I. C.S; Tomazelle, L.J.; Willwock, J.A.; Vital, H. 2005. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. *In: Souza, C. R. G. et al (Org). Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, p. 114-127.
- Sverdrup, H. U; Johnson, M. W. & Fleming, R H. 1942. *The Oceans: their physics, chemistry and general biology*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall Inc. 1087 p.
- Tappan, H. 1980. *The paleobiology of plant protists*. W. H. Freeman and Company, San Francisco, 1028 p.
- Tassinari C.G. 2001. Tectônica Global. *In: Teixeira W., Toledo M.C.M., Fairchild T.R. & Taioli F. (eds) Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 98-112.
- Tenenbaum, D.R. 2006. *Dinoflagelados e Tintinídeos da região central da zona econômica exclusiva brasileira: Guia de identificação*. Museu Nacional, Série Livros 15, Rio de Janeiro, 288 p.
- Tessler M.G. & Mahiques M.M. 2001. Processos Oceânicos e a Fisiografia dos Fundos Marinhos. *In: Teixeira W., Toledo M.C.M., Fairchild T.R. & Taioli F. (eds) Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 261-284.
- Thierstein, H.R.; Geitzenauer, K; Molfino, B.; Shachleton, N.J. 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels; validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5: 400-404.
- The International Nannoplankton Association (INA) – disponível em: <<http://ina.tmsoc.org/galleries/3Dcoccos/index.htm>>. acesso em 21 de Julho de 2012.
- Thurman H.V. 1994. *Introductory Oceanography*. Macmillan Publishing Company, New York, 550 p.
- Toledo, F.A.L. 2000. *Variações paleoceanográficas nos últimos 30.000 anos no oeste do Atlântico Sul: isótopos de oxigênio, assembléias de foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários*. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Doutorado, 245 p.
- Toledo, F.A.L.; Quadros, J.P. de; Camilo, JR E. & Costa, K.B. 2005. Análise paleoambiental em estudos quantitativos de nanofósseis calcários: aplicação do diagrama triangular de coordenadas para o sudoeste do oceano Atlântico. *In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Guarapari, 2005. Anais da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, 1(10):1-5.

- Toledo, F.A.L.; Cachão, M.; Costa, K.B. & Pivel, M.A.G. 2007a. Planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton and ascidian varion during the last 25 ky in the Southwestern Atlantic: A paleoproductivity signature? *Marine Micropaleontology*, **64**: 67-79.
- Tsuchiya M.L. D. Talley & M.S. McCartney 1994: Circulation of the Antarctic Intermediate Water in the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, **47**, 747-755.  
*Utrecht*, **30**: 171-187
- Valentine P. C., Carman M.R., Blackwood D.S. & Heffron E. J. 2007. Ecological observations on the colonial ascidian *Didemnum* sp. In a New England tide pool habitat. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 342 (2007) 109-121.
- Varol, O. 1989. Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy In: Crux, J.A. & Heck van, S. E. (eds.). *Nannofossils and their applications*. London, p.267-310.
- Varol, O. & Houghton, S. 1996. A review and classification of fossil didemnid ascidian spicules. *Journal of Micropaleontology*, **15**: 135-149.
- Viana, A.R. & Faugères, J.C. 1998. Upper slope sand deposits: the example of Campos Basin, a latest Pleistocene-Holocene Record of the interaction between alongslope and downslope currents. In: Stoker, M.S.; Evans, D.; CRAMP, A. (eds.) *Geological Society, London, Special Publications*, **129**: 287-316.
- Viana, A.R.; Faugères, J.C.; Kowsmann, R.O.; Lima, J.A.M.; Caddah, L.F.G. & Rizzo, J.G. 1998. Hidrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, Netherlands, **115**: 133-157.
- Viana, A.R.; Figueiredo, A.; Faugères, J.C.; Lima, A.; Gonthier, E., Brehme, I.; Zaragosi, S. 2003. The São Tomé deep-sea turbidite system (southern Brazil Basin): Cenozoic seismic stratigraphy and sedimentary processes. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*, **87**(5): 873-894.
- Vicalvi, M.A. 1997. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário superior do talude da bacia de Campos, RJ, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **11**(1/2):132-165.
- Vicalvi, M.A. 1999. *Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário Superior do talude da bacia de Campos e platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 184 p.

- Vilela C.G. 2000. Microfósseis – Parte I: Foraminíferos, Radiolários e Diatomáceas. *In*: I.S.Carvalho (eds.) *Paleontologia*, Editora Interciência, p.157-170.
- Villa, G., Palandri, S., Wise, S.W., 2005. Quaternary calcareous nannofossils from Periantarctic basins: Paleoeological and paleoclimatic implications. *Marine Micropaleontology*, **56**, 103-121.
- Wells, P., Okada, H., 1997. Response of nannoplankton to major changes in sea-surface temperature and movements of hydrological fronts over Site DSDP 594 (South Chatham Rise, southeastern New Zealand), during the last 130 kyr. *Marine Micropaleontology* **32**, 341-363.
- Winter, A. & Siesser, W.G. 1994. Atlas of living coccolithophores. *In*: A. Winter & W. Siesser (eds) *Coccolithophores*. Cambridge: Cambridge University Press,. p.107-160.
- Winter, A.; Jordan, R.W. & Roth, P.H. 1994. Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. *In*: Winter, A. & Siesser, W.G. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 161-177.
- Winter, W.R.; Jahnert, R.J. & França, A.B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 511-530.
- Young, J.R. 1994. Functions of coccoliths. *In*: A. Winter & W. Siesser (eds) *Coccolithophores*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 63-82.
- Young, J.R. & Bown, P.R. 1991. An ontogenetic sequence of coccoliths from the Late Jurassic Kimmeridge Clay of England. *Palaeontology*, **34**(4):843-850.
- Young, J.R. & Bown, P.R. 1997a. Cenozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, **17**(1): 15-47.
- Young, J.R. & Bown, P.R. 1997b. Higher classification of calcareous nannofossils: Mesozoic calcareous nannofossil classification. *Journal of Nannoplankton Research*, **19**(1).
- Young, J.R. 1998. Neogene. *In*: Bown, P.R. (eds). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Londres: Kluwer Academic, p. 225-265.
- Zembruski, S.G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. *In*: *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes*, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, p.129-177 (Série Projeto REMAC).

# **ANEXOS**

<b>ANEXO 1- Lista das amostras utilizadas</b>							
<b>Testemunho Geológico GL - 77 BACIA DE CAMPOS</b>							
<b>Amostras</b>	<b>Prof. (m)</b>	<b>Peso (g)</b>	<b>Caixa</b>	<b>Amostras</b>	<b>Prof. (m)</b>	<b>Peso (g)</b>	<b>Caixa</b>
1	0,02	1,00	1	44	9,85	1,00	11
2	0,08	1,00	1	45	10,15	1,00	12
3	0,15	1,00	1	46	10,45	1,00	12
4	0,18	1,00	1	47	10,75	1,00	12
5	0,36	1,00	1	48	11,05	1,00	13
6	0,4	1,00	1	49	11,35	1,00	13
7	0,45	1,00	1	50	11,65	1,00	13
8	0,63	1,00	1	51	11,95	1,00	14
9	0,70	1,00	1	52	12,25	1,00	14
10	0,80	1,00	1	53	12,55	1,00	14
11	0,95	1,00	2	54	12,85	1,00	15
12	1,08	1,00	2	55	13,15	1,00	15
13	1,22	1,00	2	56	13,45	1,00	15
14	1,37	1,00	2	57	13,75	1,00	16
15	1,48	1,00	2	58	14,05	1,00	16
16	1,80	1,00	2	59	14,15	1,00	16
17	2,20	1,00	3	60	14,25	1,00	16
18	2,30	1,00	3	61	14,35	1,00	16
19	2,60	1,00	3	62	14,45	1,00	17
20	2,75	1,00	4	63	14,55	1,00	17
21	2,80	1,00	4	64	14,65	1,00	17
22	3,10	1,00	4	65	14,75	1,00	17
23	3,40	1,00	4	66	14,85	1,00	17
24	3,70	1,00	5	67	15,05	1,00	17
25	4,00	1,00	5	68	15,35	1,00	17
26	4,30	1,00	5	69	15,65	1,00	18
27	4,60	1,00	6	70	15,95	1,00	18
28	4,90	1,00	6	71	16,25	1,00	18
29	5,20	1,00	6	72	16,55	1,00	19
30	5,50	1,00	7	73	16,85	1,00	19
31	5,80	1,00	7	74	17,15	1,00	19
32	6,10	1,00	7	75	17,25	1,00	20
33	6,40	1,00	8	76	17,4	1,00	20
34	6,70	1,00	8	77	17,43	1,00	20
35	7,00	1,00	8	78	17,54	1,00	20
36	7,30	1,00	9	79	17,61	1,00	20
37	7,55	1,00	9	80	17,67	1,00	20
38	7,95	1,00	9	81	17,7	1,00	20
39	8,35	1,00	10	82	17,83	1,00	20
40	8,65	1,00	10	83	17,87	1,00	20
41	8,95	1,00	10	84	17,97	1,00	20
42	9,25	1,00	11	85	18,15	1,00	20
43	9,55	1,00	11				

<b>ANEXO 2</b>
<b>RELAÇÃO DOS NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS DO TESTEMUNHO GEOLÓGICO GL-77</b>
<b>Coccolitoforídeos</b>
<p> <i>Calcidiscus leptoporus</i> (Murray &amp; Blackamn, 1898) Loeblich &amp; Tappan, 1978  <i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich, 1877) Schiller, 1930  <i>Discosphaera tubifer</i> (Murray &amp; Blackman 1898) Ostfeld, 1900  <i>Emiliana huxleyi</i> (Lohmann 1902) Hay &amp; Mohler in Hay <i>et al.</i>, 1967  <i>Florisphaera profunda</i> var. <i>profunda</i> Okada &amp; Honjo, 1973  <i>Gephyrocapsa</i> Kamptner, 1943  <i>Helicosphaera carteri</i> (Wallich, 1877) Kamptner, 1954  <i>Helicosphaera hyalina</i> Gaarder, 1970  <i>Helicosphaera pavementum</i> Okada &amp; McIntyre, 1977  <i>Helicosphaera wallichii</i> (Lohmann, 1902) Boudreaux &amp; Hay, 1969  <i>Holodiscolithus macroporus</i> (Deflandre in Deflandre &amp; Fert, 1954) Roth, 1970  <i>Neosphaera coccolithomorpha</i> Lecal-Schauder, 1950  <i>Oolithotus fragilis</i> (Lohmann, 1912) Martini &amp; Müller, 1972  <i>Pontosphaera discopora</i> Schiller, 1925  <i>Pontosphaera indoceanica</i> Cepek, 1973  <i>Pontosphaera japonica</i> (Takayama, 1967) Nishida, 1971  <i>Pontosphaera messinae</i> Bartolini, 1970  <i>Pontosphaera multiporus</i> (Kamptner, 1948) Roth, 1970  <i>Pontosphaera</i> spp. Lohmann, 1902  <i>Rhabdosphaera clavigera</i> Murray &amp; Blackman, 1898  <i>Rhabdosphaera stylifera</i> Lohmann, 1902  <i>Scapholithus fossilis</i> Deflandre in Deflandre &amp; Fert, 1964  <i>Scyphosphaera apsteinii</i> f. <i>apsteinii</i> (Lohmann 1902) emend. Gaarder, 1970  <i>Scyphosphaera apsteinii</i> f. <i>dilatata</i> (Lohmann 1902) emend. Gaarder, 1970  <i>Scyphosphaera</i> spp. Lohmann, 1902  <i>Syracosphaera lamina</i> Lecal-Schlender, 1951  <i>Syracosphaera pulchra</i> Lohmann, 1902  <i>Tetralithoides quadrilaminata</i> (Okada &amp; McIntyre, 1977) Jordan <i>et al.</i>, 1993  <i>Umbellosphaera irregularis</i> Paasche in Makarki &amp; Paasche 1955  <i>Umbilicosphaera sibogae</i> var. <i>foliosa</i> (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970  <i>Umbilicosphaera sibogae</i> var. <i>sibogae</i> (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970 </p>
<b>Nanolitos</b>
<p> <i>Braarudosphaera bigelowii</i> (Gran &amp; Braarud, 1935) Defrandre 1947  <i>Ceratolithus cristatus</i> Kamptner, 1950  <i>Ceratolithus simplex</i> Bukry, 1979  <i>Ceratolithus telesmus</i> Norris, 1965 </p>
<b>Espículas de ascídias (Didemnidae)</b>
<p> <i>Micrascidites</i> spp.  <i>Monniotia</i> spp. (inteira) </p>
<b>Tecas de foraminíferos</b>

Anexo 3 - TABELA DE DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES ABSOLUTOS DOS TÁXONS DE NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS (com base no Método 1).

Profundidades (m)	<i>Calcidiscus leptopus</i>	<i>Ceratolithus simplex</i>	<i>Emiliania huxleyi</i>	<i>Florispheera profunda</i> var. <i>profunda</i>	<i>Gephyrocapsa</i> pequena	<i>Gephyrocapsa</i> média	<i>Gephyrocapsa</i> grande	<i>Helicospheera hyalina</i>	<i>Neosphaera coccolithomorpha</i>	<i>Pontospheera japonica</i>	<i>Pontospheera</i> spp.	<i>Rhabdosphaera clavigera</i>	<i>Rhabdosphaera stylifera</i>	<i>Scapholithus fossilis</i>	<i>Syracosphaera pulchra</i>	<i>Tetraolithoides quadrilaminata</i>	<i>Umbellosphaera sibogae</i> var. <i>sibogae</i>	<i>Umbellosphaera irregularis</i>	<i>Syracosphaera lamina</i>	<i>Thoracosphaera</i> spp.	<i>Helicospheera carteri</i>	<i>Pontospheera indoceanica</i>	<i>Helicospheera wallichii</i>	<i>Micrasctites</i> spp.	<i>Ceratolithus cristatus</i>	<i>Coccolithus pelagicus</i>	<i>Discosphaera tubifer</i>	<i>Pontospheera discopora</i>	<i>Scyphosphaera apsteinii</i> f. <i>apsteinii</i>	<i>Ceratolithus telesmus</i>	<i>Braarudosphaera bigelowii</i>	<i>Oolithus fragilis</i>	<i>Pontospheera messinae</i>	<i>Holodiscolithus macroponus</i>	<i>Umbellosphaera sibogae</i> var. <i>foliosa</i>	<i>Helicospheera pavimentum</i>	<i>Scyphosphaera</i> spp.	<i>Scyphosphaera apsteinii</i> f. <i>dilatata</i>	<i>Pontospheera multiporus</i>	Totais	Totais do morfogrupo <i>Gephyrocapsa</i>	
0,02	2	1	185	334	4	5	1	2	1	1	1	5	1	1	1	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	560	10
0,08	1	0	92	361	15	16	3	1	0	0	0	0	0	0	0	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	516	34
0,15	0	0	165	364	30	35	18	0	0	0	0	0	1	1	0	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	646	83	
0,18	0	0	318	386	59	65	40	0	0	0	0	3	3	4	4	17	0	1	2	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	905	164	
0,36	6	0	339	409	10	22	38	1	2	0	4	13	0	7	10	12	15	2	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	895	70	
0,40	0	0	352	373	27	45	29	0	0	0	0	2	2	2	0	6	7	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	848	101	
0,45	0	0	383	372	47	75	52	1	1	0	0	3	1	7	7	0	1	11	0	1	1	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	971	174	
0,63	4	0	280	561	90	105	36	0	0	1	0	1	1	5	3	0	3	6	0	1	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1100	231	
0,70	4	0	246	410	69	72	40	2	2	0	0	1	1	5	12	0	5	2	4	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	878	181	
0,80	1	0	252	346	30	45	53	6	1	0	1	7	0	5	7	0	10	2	1	0	4	1	1	0	1	0	2	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	782	128	
0,95	1	0	179	432	32	82	27	0	2	0	0	2	6	5	14	0	4	3	3	3	1	1	0	0	0	7	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	807	141	
1,08	1	0	85	419	44	86	25	2	1	0	0	4	7	3	16	0	4	6	2	1	1	1	0	0	1	0	4	0	2	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	718	155	
1,22	3	1	108	390	29	55	14	1	0	0	0	2	3	3	17	0	4	15	3	0	2	0	1	0	0	4	0	0	0	0	0	0	1	2	0	1	1	0	0	660	98	
1,37	4	0	168	436	38	82	26	2	0	0	0	11	3	19	0	7	10	3	0	1	2	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	817	146	
1,48	4	0	153	326	53	111	63	1	1	0	0	1	2	2	14	0	1	3	1	1	1	1	3	3	0	0	4	1	1	1	0	0	0	2	2	1	0	0	0	757	227	
1,80	2	0	120	316	32	86	59	1	1	0	1	1	3	7	4	0	6	8	0	0	2	1	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	656	177	
2,20	5	0	139	386	42	102	51	4	3	2	0	3	1	5	15	0	8	8	0	1	2	0	0	1	0	2	3	1	1	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	789	195	
2,30	8	0	106	402	55	194	41	3	0	0	0	4	6	9	27	0	3	14	5	1	0	0	1	0	0	6	6	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	894	290		
2,60	1	0	60	315	57	141	25	2	3	0	0	1	5	6	0	6	9	0	0	1	0	1	1	1	9	2	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	1	0	0	651	223
2,75	1	1	63	346	66	113	36	0	2	0	0	5	1	8	10	0	5	9	0	1	2	0	1	0	1	1	3	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	679	215	
2,80	7	0	81	360	105	195	30	0	2	2	0	12	10	9	18	0	7	8	1	0	1	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	1	2	859	330	
3,10	1	0	39	287	70	135	36	1	1	0	0	0	6	7	6	0	5	12	1	0	2	0	1	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	617	241	
3,40	2	0	33	335	92	156	28	2	0	1	2	6	6	5	13	0	8	22	0	2	0	0	1	0	0	5	3	0	0	0	0	2	1	0	0	2	0	0	727	276		
3,70	1	0	23	359	95	139	55	0	0	0	0	1	3	5	6	0	21	15	0	2	0	0	3	0	0	3	0	0	0	0	7	0	0	0	1	0	0	1	0	0	739	289
4,00	5	0	21	385	119	172	50	1	1	0	3	1	1	7	8	0	18	13	0	3	2	0	0	0	0	4	1	0	0	0	0	4	0	0	0	1	0	0	820	341		
4,30	3	0	6	228	36	62	25	0	0	0	1	1	0	2	7	0	5	9	1	0	0	1	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	390	123	
4,60	3	0	7	367	107	63	25	0	1	0	0	3	0	2	10	0	4	5	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	601	195	
4,90	2	0	15	377	77	102	33	2	1	1	0	6	4	6	15	0	60	12	1	1	0	0	1	0	0	8	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	728	212		
5,20	1	0	8	305	60	79	16	1	0	0	0	0	3	3	5	0	26	7	1	1	0	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	520	155	
5,50	0	0	4	302	110	148	16	0	0	1	1	1	1	7	6	0	12	3	2	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	618	274		
5,80	2	0	5	262	110	155	14	0	0	0	0	0	2	3	5	0	11	2	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	574	279	
6,10	4	0	3	344	126	171	25	1	0	0	3	2	4	8	13	0	18	8	0	1	3	0	0	0	0	3	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	739	322	
6,40	1	0	3	253	98	116	29	2	0	1	0	1	1	2	6	0	4	0	0	3	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	523	243	
6,70	0	0	2	290	132	74	24	0	0	0	0	3	0	2	0	0	5	1	0	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	0	542	230	
7,00	4	0	4	266	158	85	51	1	0	1	0	2	1	4	9	1	10	7	2	4	4	0	1	0	0	3	2	0	0	0	0	3	1	0	0	0	0	0	0	624	294	
7,30	4	0	17	320	307	134	66	1	0	1	3	5	6	7	0	4	7	0	6	0	0	1	0	0	0	4	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	896	507	
7,55	0	1	7	344	169	79	69	1	3	1	1	1	2	3	2	0	4	2	0	2	1	0	1	0	0	5	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	700	317	
7,95	1	0	6	252	221	89	27	2	1	0	0	0	2	5	8	0	1	8	1	2	2	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	632	337		
8,35	1	0	11	259	218	77	23	1	0	0	0	3	3	3	5	0	4	7	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	620	318	
8,65	0	0	4	183	106	41	12	1	0	0	1	0	0	1	1	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	354	159	
8,95	0	0	3	193	131	44	16	0	0	0	1	0	0	1	1	1	3	4	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	401	191		
9,25	0	0	4	250	159	64	27	0	0	0	0	1	2	1	2	0	7	4	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	526	250		
9,55	1	0	7	264	213	22	6	0	0	0	0	1	1	1	4	0	3	1																								

Anexo 4 - TABELA DE DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAIS DOS TÁXONS DE NANÓFOSSEIS CALCÁRIOS (com base no Método 1).

Profundidades (m)	<i>Calcidiscus leptoporus</i>	<i>Ceratolithus simplex</i>	<i>Emiliania huxleyi</i>	<i>Florisphaera profunda</i> var. <i>profunda</i>	<i>Gephyrocapsa</i> pequena	<i>Gephyrocapsa</i> média	<i>Gephyrocapsa</i> grande	<i>Helicospaera hyalina</i>	<i>Neosphaera coccolithomorpha</i>	<i>Pontosphaera japonica</i>	<i>Pontosphaera</i> spp.	<i>Rhabdosphaera clavigera</i>	<i>Rhabdosphaera stylifera</i>	<i>Scapholithus fossilis</i>	<i>Syracosphaera pulchra</i>	<i>Tetraolithoides quadrilaminata</i>	<i>Umbellosphaera sibogae</i> var. <i>sibogae</i>	<i>Umbellosphaera irregularis</i>	<i>Syracosphaera lamina</i>	<i>Thoracosphaera</i> spp.	<i>Helicospaera carteri</i>	<i>Pontosphaera indoceanica</i>	<i>Helicospaera wallichii</i>	<i>Micrasclites</i> spp.	<i>Ceratolithus cristatus</i>	<i>Coccolithus pelagicus</i>	<i>Discosphaera tubifer</i>	<i>Pontosphaera discopora</i>	<i>Scyphosphaera apsteinii</i> f. <i>apsteinii</i>	<i>Ceratolithus telemus</i>	<i>Braarudosphaera bigelowii</i>	<i>Oolithotus fragilis</i>	<i>Pontosphaera messinae</i>	<i>Holodiscolithus macroporus</i>	<i>Umbellosphaera sibogae</i> var. <i>foliosa</i>	<i>Helicospaera pavimentum</i>	<i>Scyphosphaera</i> spp.	<i>Scyphosphaera apsteinii</i> f. <i>dilatata</i>	<i>Pontosphaera multiporus</i>	Totais	Totais do mortifrago <i>Gephyrocapsa</i>			
0,02	0,36	0,18	33,04	59,64	0,71	0,89	0,18	0,36	0,18	0,18	0,18	0,89	0,18	0,18	0,18	0,18	2,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	1,79		
0,08	0,19	0,00	17,83	69,96	2,91	3,10	0,58	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	0,00	0,00	2,71	1,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	6,59	
0,15	0,00	0,00	25,54	56,35	4,64	5,42	2,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,15	0,93	0,00	3,25	0,31	0,15	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	12,85	
0,18	0,00	0,00	35,14	42,65	6,52	7,18	4,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,33	0,44	0,44	0,00	1,88	0,00	0,11	0,22	0,22	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	18,12	
0,36	0,67	0,00	37,88	45,70	1,12	2,46	4,25	0,11	0,22	0,00	0,45	1,45	0,00	0,78	1,12	0,00	1,34	1,68	0,22	0,00	0,00	0,00	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	7,82	
0,40	0,00	0,00	41,51	43,99	3,18	5,31	3,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,24	0,24	0,00	0,00	0,71	0,83	0,12	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	11,91	
0,45	0,00	0,00	39,44	38,31	4,84	7,72	5,36	0,10	0,10	0,00	0,00	0,31	0,10	0,72	0,72	0,00	1,13	0,00	0,10	0,10	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,51	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	17,92
0,63	0,36	0,00	25,45	51,00	8,18	9,55	3,27	0,00	0,00	0,09	0,00	0,09	0,09	0,45	0,27	0,00	0,27	0,55	0,00	0,09	0,09	0,00	0,00	0,09	0,00	0,09	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	21,00
0,70	0,46	0,00	28,02	46,70	7,86	8,20	4,56	0,23	0,23	0,00	0,00	0,11	0,11	0,57	1,37	0,00	0,57	0,23	0,46	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	20,62
0,80	0,13	0,00	32,23	44,25	3,84	5,75	6,78	0,77	0,13	0,00	0,13	0,90	0,00	0,64	0,90	0,00	1,28	0,26	0,13	0,00	0,51	0,13	0,13	0,00	0,13	0,00	0,13	0,00	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	16,37
0,95	0,12	0,00	22,18	53,53	3,97	10,16	3,35	0,00	0,25	0,00	0,00	0,25	0,74	0,62	1,73	0,00	0,50	0,37	0,37	0,37	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,87	0,00	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	17,47
1,08	0,14	0,00	11,84	58,36	6,13	11,98	3,48	0,28	0,14	0,00	0,00	0,56	0,97	0,42	2,23	0,00	0,56	0,84	0,28	0,14	0,14	0,14	0,00	0,00	0,14	0,00	0,56	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	21,59
1,22	0,45	0,15	16,36	59,09	4,39	8,33	2,12	0,15	0,00	0,00	0,00	0,30	0,45	0,45	2,58	0,00	0,61	2,27	0,45	0,00	0,30	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,30	0,00	0,15	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	14,85	
1,37	0,49	0,00	20,56	53,37	4,65	10,04	3,18	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	1,35	0,37	2,33	0,00	0,86	1,22	0,37	0,00	0,12	0,24	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	17,87	
1,48	0,53	0,00	20,21	43,06	7,00	14,66	8,32	0,13	0,13	0,00	0,00	0,13	0,26	0,26	1,85	0,00	0,13	0,40	0,13	0,13	0,13	0,13	0,40	0,40	0,00	0,00	0,53	0,13	0,13	0,13	0,13	0,00	0,00	0,26	0,26	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	29,99	
1,80	0,30	0,00	18,29	48,17	4,88	13,11	8,99	0,15	0,15	0,00	0,15	0,15	0,46	1,07	0,61	0,00	0,91	1,22	0,00	0,00	0,30	0,15	0,00	0,15	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	26,98
2,20	0,63	0,00	17,62	48,92	5,32	12,93	6,46	0,51	0,38	0,25	0,00	0,38	0,13	0,63	1,90	0,00	1,01	1,01	0,00	0,13	0,25	0,00	0,00	0,13	0,13	0,25	0,38	0,13	0,13	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	100,00	24,71	
2,30	0,89	0,00	11,86	44,97	6,15	21,70	4,59	0,34	0,00	0,00	0,00	0,45	0,67	1,01	3,02	0,00	0,34	1,57	0,56	0,11	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,67	0,67	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	32,44	
2,60	0,15	0,00	9,22	48,39	8,76	21,66	3,84	0,31	0,46	0,00	0,00	0,15	0,77	0,92	0,00	0,00	0,92	1,38	0,00	0,00	0,15	0,00	0,15	0,15	0,15	1,38	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	100,00	34,25	
2,75	0,15	0,15	9,28	50,96	9,72	16,64	5,30	0,00	0,29	0,00	0,00	0,74	0,15	1,18	1,47	0,00	0,74	1,33	0,00	0,15	0,29	0,00	0,15	0,00	0,15	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,15	0,00	0,15	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	31,66	
2,80	0,81	0,00	9,43	41,91	12,22	22,70	3,49	0,00	0,23	0,23	0,00	1,40	1,16	1,05	2,10	0,00	0,81	0,93	0,12	0,00	0,12	0,00	0,00	0,12	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,12	0,12	0,00	0,12	0,23	0,00	0,00	0,00	100,00	38,42	
3,10	0,16	0,00	6,32	46,52	11,35	21,88	5,83	0,16	0,16	0,00	0,00	0,00	0,97	1,13	0,97	0,00	0,81	1,94	0,16	0,00	0,32	0,00	0,16	0,00	0,00	0,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	39,06
3,40	0,28	0,00	4,54	46,08	12,65	21,46	3,85	0,28	0,00	0,14	0,28	0,83	0,83	0,69	1,79	0,00	1,10	3,03	0,00	0,28	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,69	0,41	0,00	0,00	0,00	0,28	0,14	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	37,96
3,70	0,14	0,00	3,11	48,58	12,86	18,81	7,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,41	0,68	0,81	0,00	2,84	2,03	0,00	0,27	0,00	0,00	0,41	0,00	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	100,00	39,11	
4,00	0,61	0,00	2,56	46,95	14,51	20,98	6,10	0,12	0,12	0,00	0,37	0,12	0,12	0,85	0,98	0,00	2,20	1,59	0,00	0,37	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,12	0,00	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	100,00	41,59	
4,30	0,77	0,00	1,54	58,46	9,23	15,90	6,41	0,00	0,00	0,00	0,26	0,26	0,00	0,51	1,79	0,00	1,28	2,31	0,26	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	31,54	
4,60	0,50	0,00	1,16	61,06	17,80	10,48	4,16	0,00	0,17	0,00	0,00	0,50	0,00	0,33	1,66	0,00	0,67	0,83	0,00	0,33	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	32,45	
4,90	0,27	0,00	2,06	51,79	10,58	14,01	4,53	0,27	0,14	0,14	0,00	0,82	0,55	0,82	2,06	0,00	8,24	1,65	0,14	0,14	0,00	0,14	0,00	0,00	0,14	0,00	1,10	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	100,00	29,12	
5,20	0,19	0,00	1,54	58,65	11,54	15,																																						

**VARIAÇÃO DA ABUNDÂNCIA DE *FLORISPHAERA PROFUNDA* DURANTE AS FASES GLACIAIS E INTERGLACIAIS NO PLEISTOCENO-Holoceno DO FURO GL-77, BACIA DE CAMPOS: INTERPRETAÇÕES PALEOECOLÓGICAS**

***VARIATION IN ABUNDANCE OF FLORISPHAERA PROFUNDA DURING PLEISTOCENE-HOLOCENE GLACIAL AND INTERGLACIAL CLIMATES IN THE PISTON CORE GL-77, CAMPOS BASIN: PALEOECOLOGY INTERPRETATIONS***

Daniely Moreira Maciel<sup>1</sup>; Cleber Fernandes Alves<sup>2</sup>; Antonio Enrique Sayão Sanjinés<sup>3</sup>, Elizabete Pedrão Ferreira<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Instituto de Agronomia/Departamento de Geociências, BR 465, km 47, CEP 23.890-000, Seropédica, RJ, Brasil; <sup>2</sup> Fundação Gorceix/PETROBRAS, CENPES/Bioestratigrafia e Paleoecologia; <sup>3, 4</sup> PETROBRAS, CENPES/Bioestratigrafia e Paleoecologia. <sup>2, 3, 4</sup> Ilha do Fundão, Quadra 7, Prédio 20, CEP 21.941-598, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

danielygeo@yahoo.com.br; alvescf@yahoo.com.br; sanjinés@petrobras.com.br; elizabete@petrobras.com.br

## **RESUMO**

As lamas com variação no teor de carbonatos do furo GL-77, do Pleistoceno superior-Holoceno, apresenta uma rica e diversificada assembleia de nanofósseis calcários, sendo a espécie *Florisphaera profunda* var. *profunda* a mais abundante. Neste furo, coletado na área do talude inferior, lâmina d'água 1287 m, na porção norte da Bacia de Campos, apresenta uma alta abundância (31,4%-69,9%) de *F. profunda*, exceto nas areias e lamas arenosas onde não há ocorrência da mesma. Este resultado evidencia condições deposicionais distantes da costa, mar aberto e uma nutriclina e/ou termoclina profunda durante o Neo-Pleistoceno-Holoceno. Uma comparação entre as curvas de abundância de *F. profunda* e foraminíferos mostrou sua preferência por fases glaciais, sendo os dois picos máximos de abundância concorrente com os dois picos máximos da curva do total de foraminíferos.

**Palavras-chave:** *Florisphaera profunda*, foraminíferos, paleoecologia

## ABSTRACT

The muds with varying carbonate content in Piston-core GL-77 of the Late Pleistocene-Holocene age, show a rich and diversified calcareous nannofossil assemblage. *Florisphaera profunda* var. *profunda* is the most abundant species. In this hole, drilled in the area on bottom slope, at 1287 m depth, in the northern portion of the Campos Basin, has a high abundance (31.4% -69.9%) of *F. profunda*, except in sands and sandy muds where this species does not occur. This result indicates offshore depositional conditions, open sea and a lowered nutricline and/or thermocline during the later Pleistocene-Holocene. The relationship among the curves of the abundance of *F. profunda* and benthic and planktonic foraminifera showed its environment preference for glacial stages, being the two peaks of its maximum abundance concurrent with the two maximum peaks of the curve of total foraminifera.

Key-words: *Florisphaera profunda*, foraminifera, palaeoecology

## 1. INTRODUÇÃO

Os coccolitoforídeos são algas planctônicas, unicelulares, fotossintetizantes, predominantemente marinhas pertencentes à divisão Haptophyta e da classe Prymnesiophyceae (Young, 1994; Winter *et al.*, 1994). Essas algas são caracterizadas por apresentarem placas calcárias ao redor da parede celular, denominadas de cocólitos, os quais possuem suas dimensões inferiores a 63 µm e são fossilizáveis.

Os coccolitoforídeos são um importante componente do fitoplâncton com espécies ocupando desde regiões litorâneas até oceânicas (Winter *et al.*, 1994). Entre os seus representantes que se desenvolvem em ambientes oceânicos está a espécie *Florisphaera profunda* var. *profunda* (Okada & Honjo 1973). Tal espécie apresenta preferências ambientais por áreas tropicais e subtropicais (Okada & Honjo 1973; Okada & MacIntyre, 1977; Bassinot *et al.*, 1997; Molino & McIntyre 1990a, b; Winter *et al.*, 1994; Kinkel *et al.*, 2000) e se desenvolve na parte inferior da zona fótica onde a luminosidade é baixa (Winter *et al.*, 1994).

Entre os principais fatores que controlam o desenvolvimento desta espécie está a temperatura, estabilidade do ambiente e estratificação da coluna d'água (Okada & Honjo, 1973; Baumann *et al.*, 2005; Boeckel *et al.*, 2006). A variação do padrão da distribuição *F. profunda* está relacionada à água superficial transparente (Ahagon *et al.*, 1993), e a ambientes de baixo nutriente (Kinkel *et al.*, 2000). Entretanto, a espécie é rara ou ausente em águas turbulentas, áreas de ressurgências e ambientes costeiros (Ahagon *et al.*, 1993; Baumann *et*

*al.*, 2005). A abundância da *F. profunda* é um indicador das mudanças nas variações da profundidade da nutriclina e termoclina (Molfino & McIntyre, 1990b; Flores *et al.*, 2000; Ruhlemann *et al.*, 2001; López-Otálvaro *et al.*, 2008, 2009). Os registros de alta abundância desta espécie são associados a uma nutriclina ou termoclina profunda, enquanto que a baixa abundância está relacionada a uma nutriclina ou termoclina rasa (López-Otálvaro *et al.*, 2008, 2009).

Durante os estudos dos nanofósseis calcários dos sedimentos do Pleistoceno superior-Holoceno de um *piston core* (GL-77) da Bacia de Campos foi registrada uma abundância da espécie *F. profunda* em praticamente em todas as amostras analisadas. O objetivo deste trabalho é verificar a relação no padrão de distribuição e sua relação com os foraminíferos estudados no mesmo furo por Sanjinés (2006).

## 2. ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Campos está localizada na porção sudeste da costa brasileira, entre os paralelos 20,5° e 23° Sul (Figura 1). Esta bacia ocupa uma área de cerca 100.000 Km<sup>2</sup>, sendo apenas 500 Km<sup>2</sup> em área emersa e o restante encontra-se submersa (Rangel *et al.*, 1994). O limite desta bacia ao norte ocorre no Alto de Vitória e o seu limite ao sul, no Alto de Cabo Frio. Entretanto, o seu limite a leste é na isóbata de 3.400m.

A área estudada localiza-se na porção norte da Bacia de Campos, onde foi obtido o *piston core* GL-77, coletado durante a campanha do navio de sondagem *Bucentaur* em 2003 (Kowsmann & Vicalvi, 2003). O furo encontra-se cerca de 75 km da linha de costa, no talude inferior e em lâmina d'água de 1287m e nas coordenadas: latitude UTM 7700000 a UTM 7600000 e longitude UTM 125000 a UTM 300000.

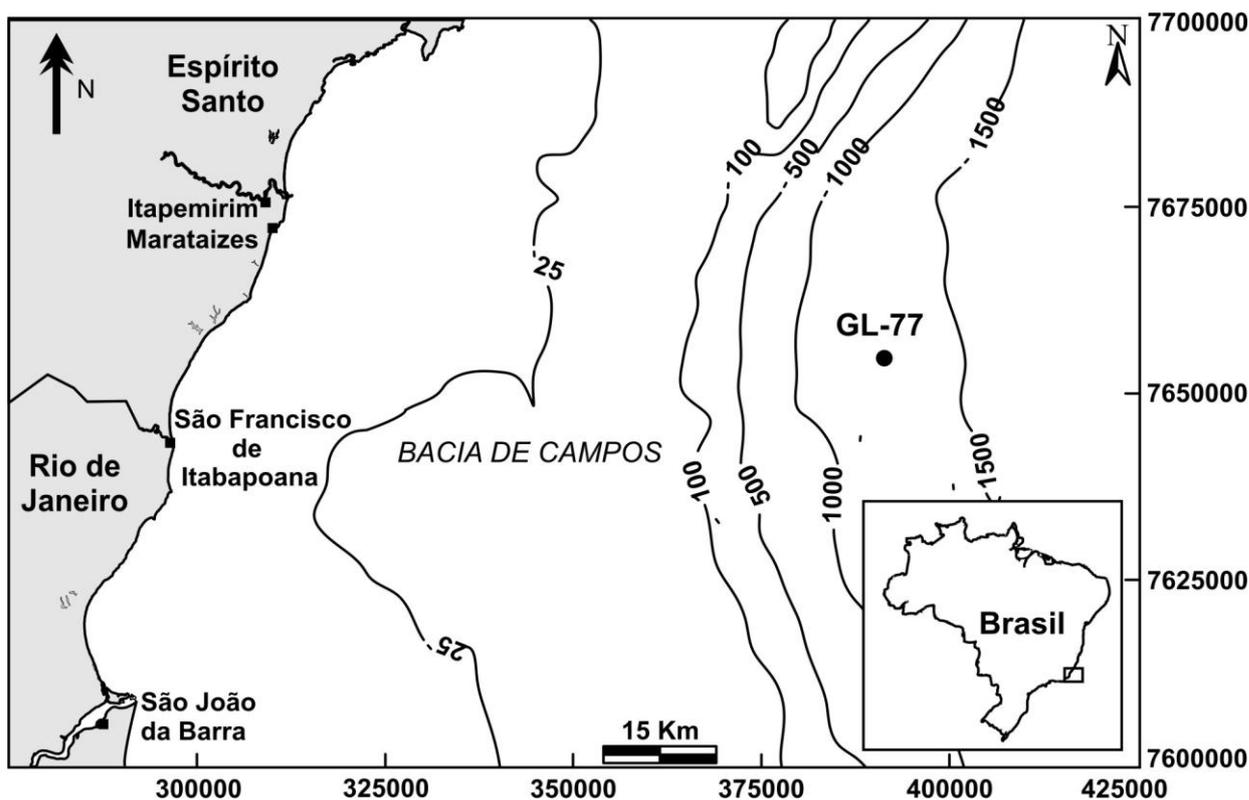


Figura 1 – Mapa de localização do furo à *Piston* GL-77, na Bacia de Campos.

O talude na área estudada tem relevo entrecortado por canais e apresenta declive suave (0-3°). Este está inteiramente recoberto por uma capa de sedimento conformante com a geomorfologia. São registrados nessa área de estudo do talude dois canais sinuosos e expressos em superfície, e vários outros canais soterrados, que cortam a área gerando feições de paleodrenagem (Kowsmann & Vicalvi, 2003). O *piston core* GL-77 encontra-se fora dos canais.

### 3. MATERIAL DE ESTUDO

O perfil litológico do *piston core* GL-77, com comprimento de 18,15 m, é apresentado nas figuras 2-5 juntamente com os resultados das análises de nanofósseis calcários e foraminíferos. O intervalo é composto por lamas ricas em carbonatos e secundariamente por margas e areias. A seção foi dividida em fácies sedimentares em função do teor de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ), o qual foi estimado na fervura em HCL 10% (Kowsmann & Vicalvi, 2003).

Para a preparação das lâminas de nanofósseis calcários foram coletadas 85 amostras em níveis variáveis (de 5 em 5 cm; de 10 em 10 cm; de 30 a 30 cm) ao longo do furo. Estas foram processadas no Laboratório de Nanofósseis Calcários, da Gerência de Bioestratigrafia e Paleoecologia (CENPES/PETROBRAS, Rio de Janeiro, RJ). A preparação das lâminas seguiu o método descrito por Antunes (1997). Para a análise qualitativa e quantitativa das espécies usou-se um microscópio óptico petrográfico (marca Zeiss, modelo Axioskop), com as objetivas de 40X e 100X e ocular de 12,5X. Nas observações gerais utilizamos a objetiva de 40X, obtendo-se uma visão ampla dos campos (tanto com nicóis paralelos ou cruzados), facilitando uma identificação dos nanofósseis calcários.

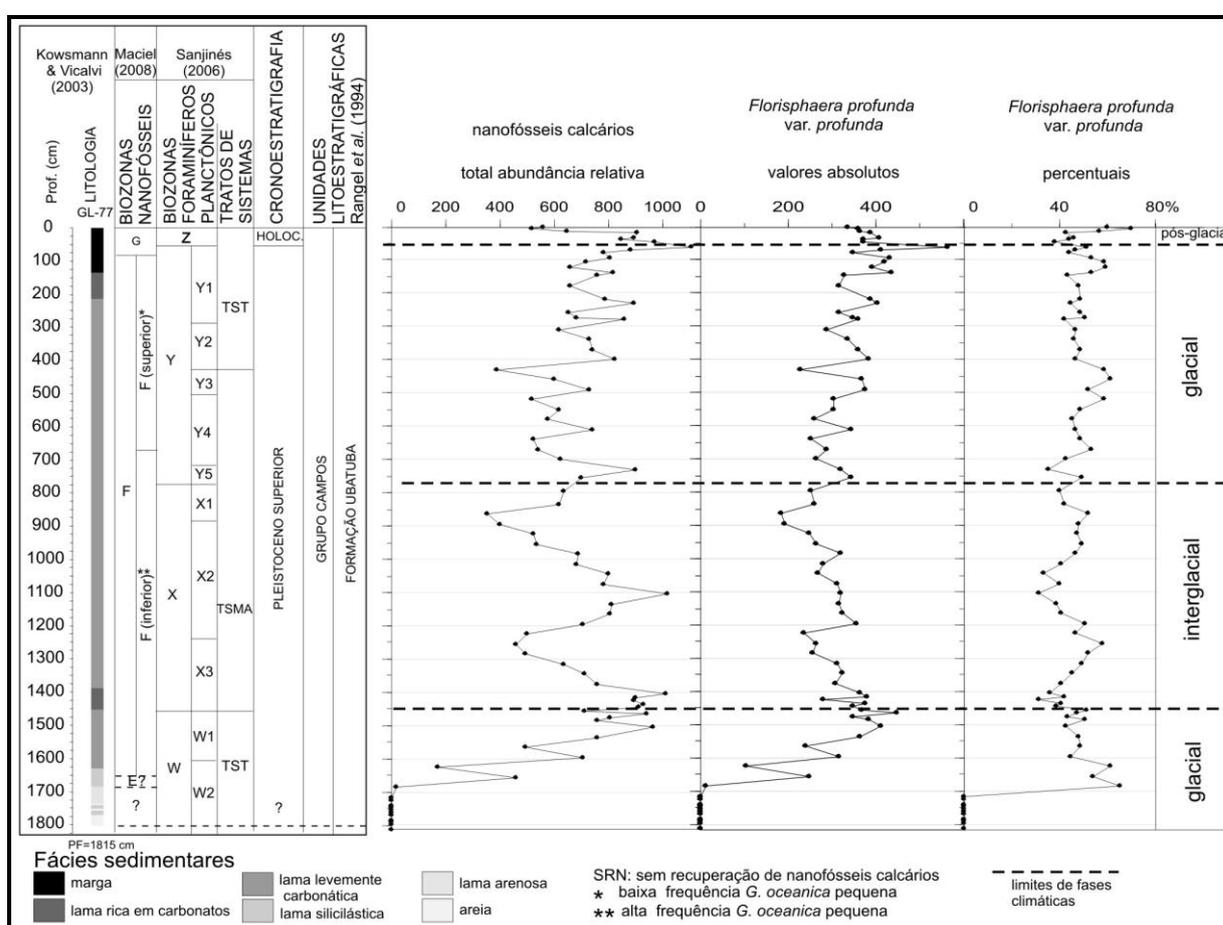


Figura 2 – Perfil litológico, biocronoestratigrafia, tratos de sistemas e distribuição estratigráfica dos valores absolutos do total de nanofósseis calcários e dos valores absolutos e percentuais de *Florisphaera profunda* e sua relação com as fases climáticas (glacial e interglacial).

A divisão bioestratigráfica dos sedimentos do furo GL-77 foi estabelecida com base em foraminíferos planctônicos (Sanjinés, 2006) e nanofósseis calcários (Maciel, 2008; Maciel *et al.*, 2009). As estimativas da idade absoluta para os topos das biozonas de foraminíferos planctônicos encontram-se nos estudos de Vicalvi (1999).

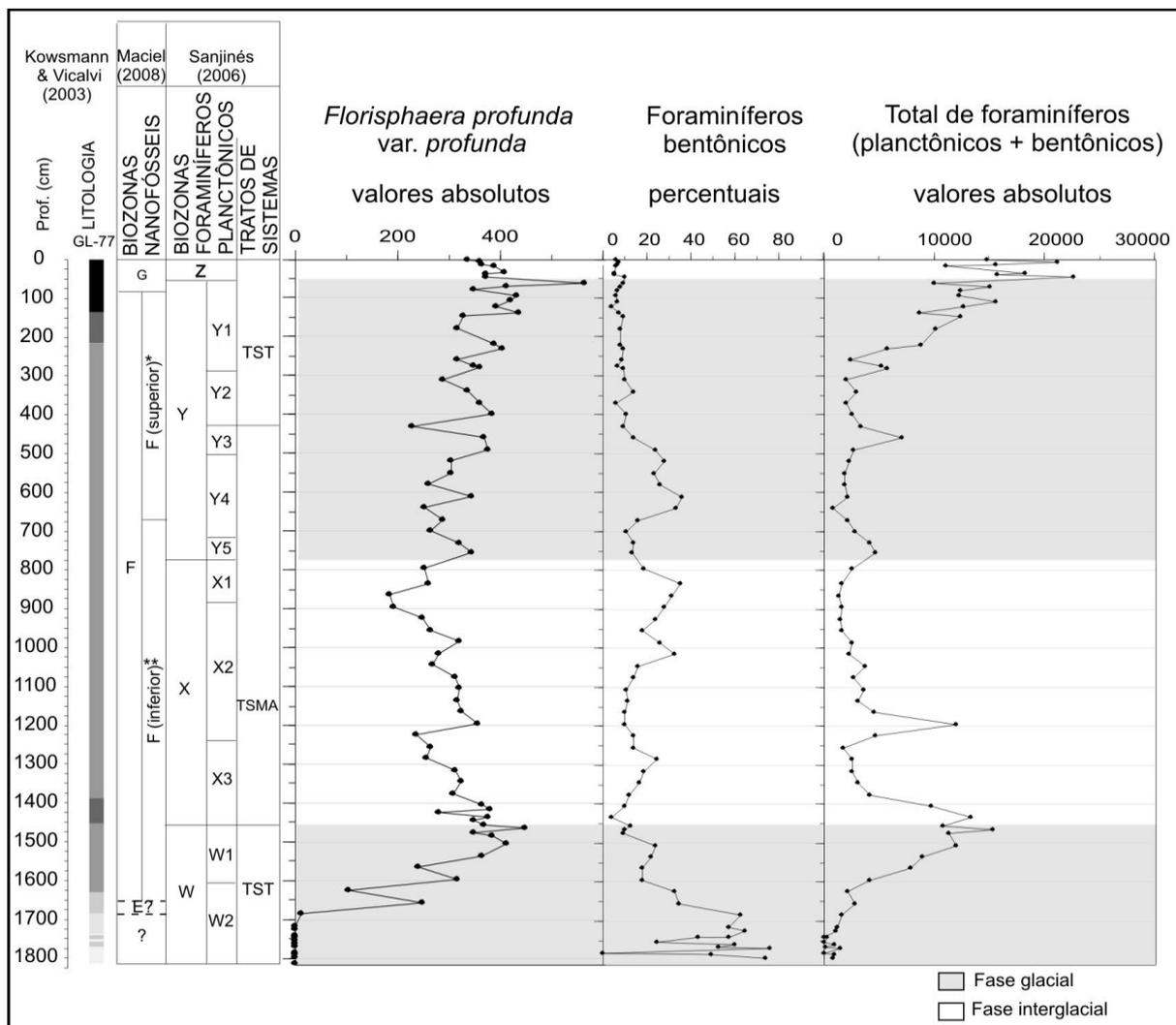


Figura 3- Relação entre as abundâncias de *Florisphaera profunda* e foraminíferos, e com as fases climáticas glacial e interglacial.

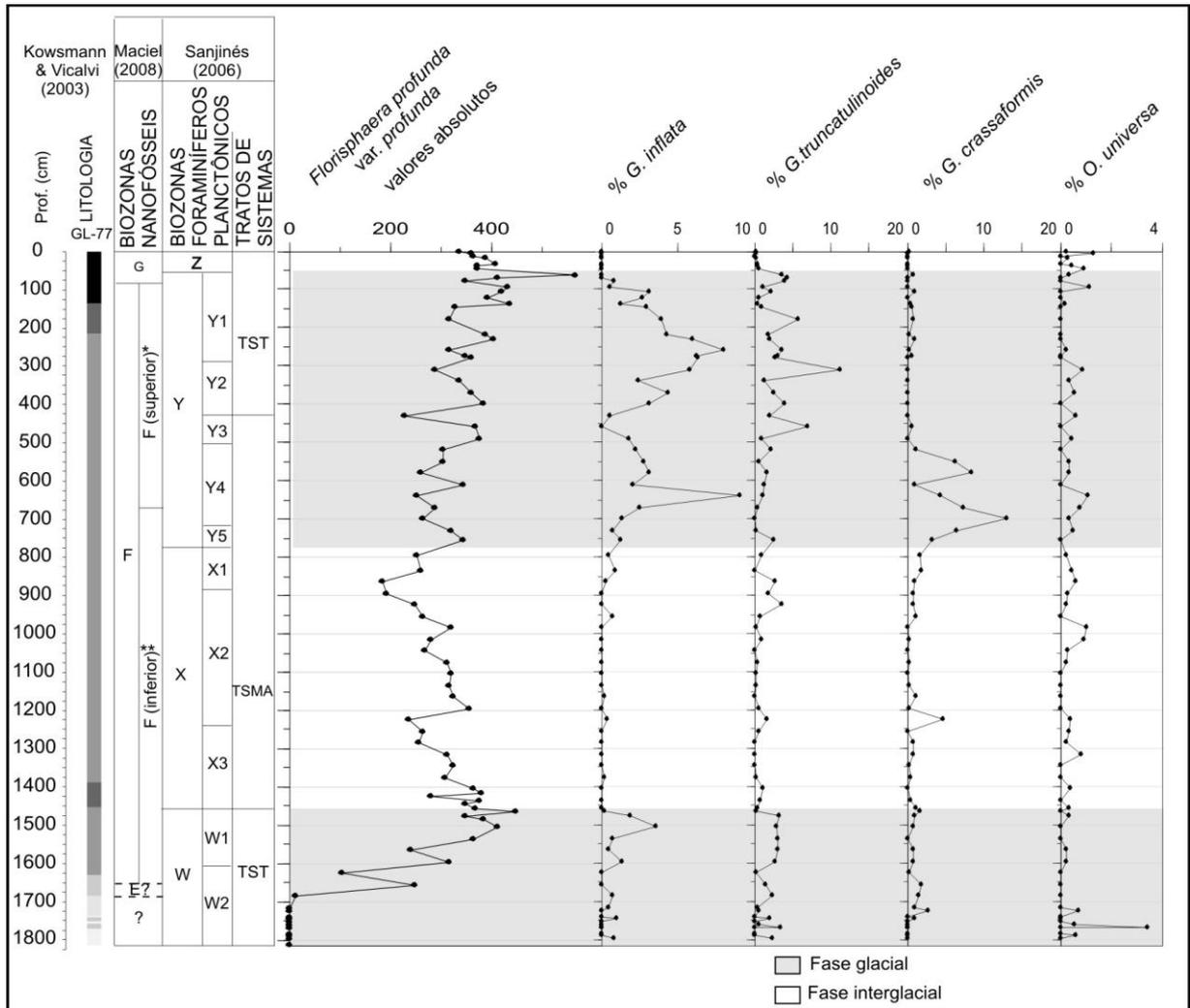


Figura 4 – Relação entre as abundâncias de *Florisphaera profunda* e foraminíferos planctônicos indicadores de águas frias.

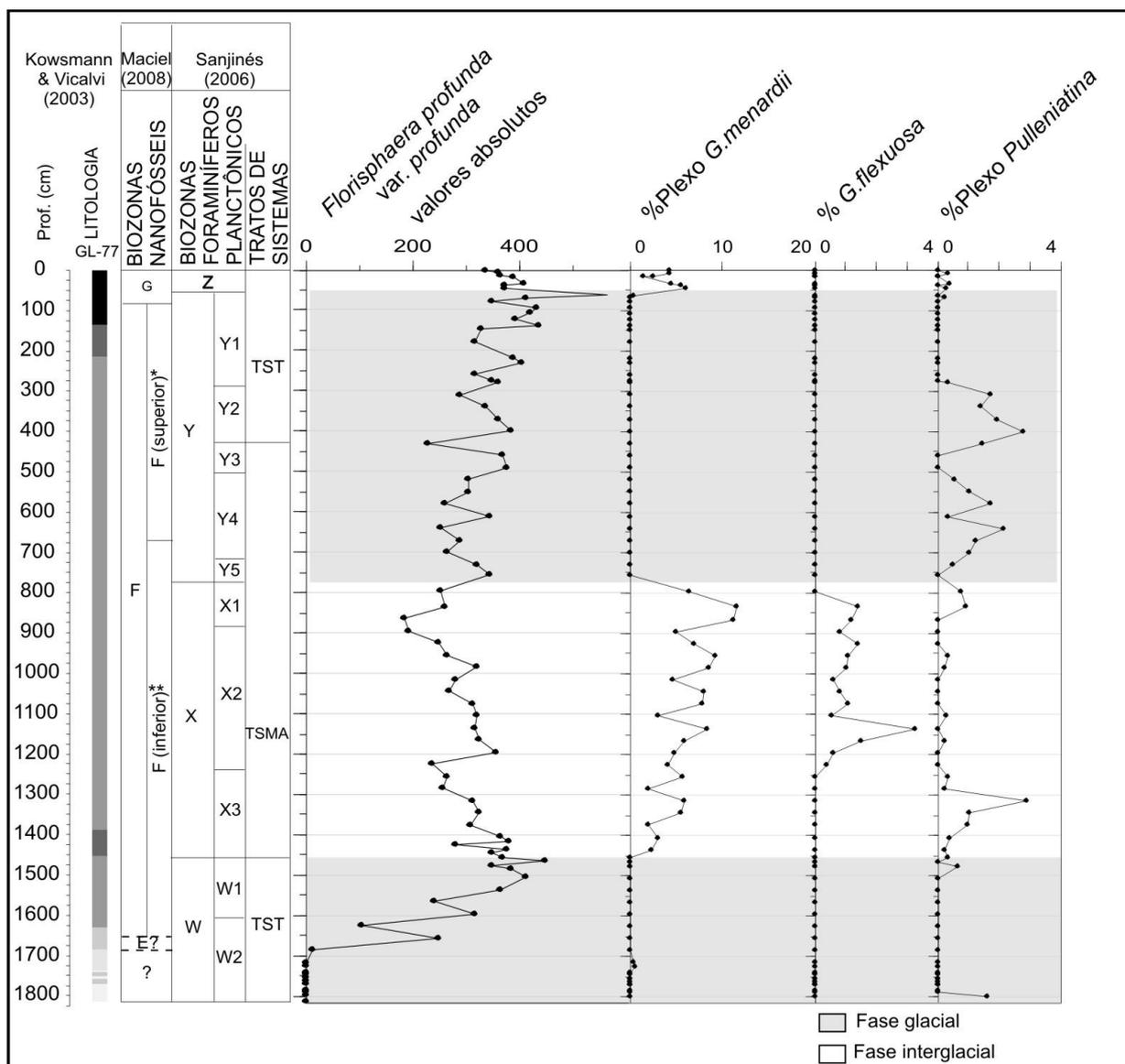


Figura 5 – Relação entre as abundâncias de *Florisphaera profunda* e foraminíferos planctônicos indicadores de águas quentes.

#### 4. RESULTADOS

A associação de nanofósseis calcários no furo GL-77 apresenta-se diversificada e com boa preservação, permitindo a identificação de 37 táxons. A associação é dominada pelas espécies *Emiliana huxleyi* (Figura 6.1), *Florisphaera profunda* var. *profunda* (Figura 6.2) e *Gephyrocapsa oceanica* (Figura 6.3-5).

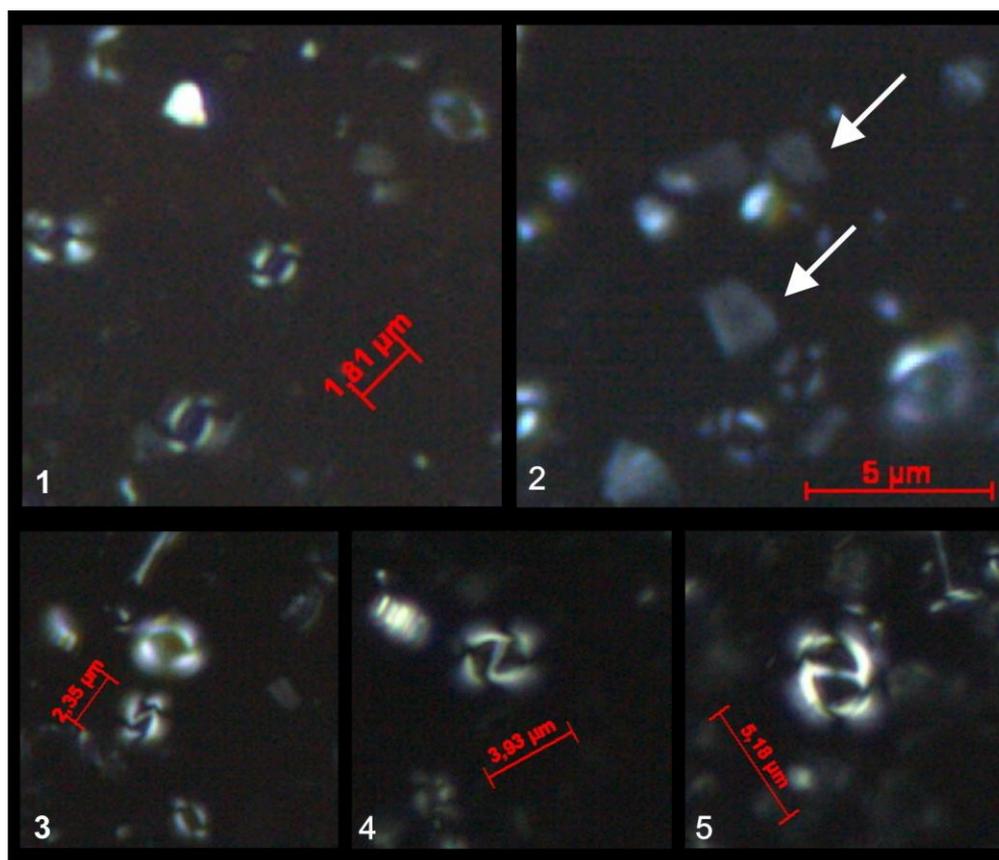


Figura 6 - Fotomicrografias dos coccolitoforídeos mais abundantes nas associações de nanofósseis calcários. 1. *Emiliana huxleyi*, prof. 15 cm. 2. *Florisphaera profunda* var. *profunda*, prof. 2 cm. 3. *Gephyrocapsa oceanica* pequena, prof. 15 cm. 4. *Gephyrocapsa oceanica* média, prof. 15 cm. 5. *Gephyrocapsa oceanica* grande, prof. 36 cm. Imagens obtidas com nicóis cruzados.

A espécie *F. profunda* var. *profunda* é a mais representativa, com os percentuais variando entre 31,4%-69,9% do total da associação, exceto na porção inferior da seção do furo onde estão presentes areias, lamas siliciclásticas e arenosas, além de baixas concentrações de carbonatos (Figura 2). É possível interpretar que a sedimentação ocorreu em ambientes distantes da costa e mar aberto, sendo que para a porção inferior do furo esses dados sugerem ambientes com turbulência das águas e com uma nutriclina ou termoclina rasa; por outro lado, para o restante da seção pode-se interpretar um ambiente deposicional mais estável e com uma nutriclina ou termoclina mais profunda de acordo as informações da literatura (Okada, 1983); Ahagon *et al.*, 1993; Winter *et al.*, 1994; Kinkel *et al.*, 2000; Rühlemann *et al.*, 2001; Baumann *et al.*, 2005; Boeckel *et al.*, 2006, López-Otálvaro *et al.*, 2008, 2009;

Ao longo da seção, observaram-se algumas tendências da curva de abundância da espécie *F. profunda*, quando confrontada com as mudanças climáticas marcadas pelos foraminíferos planctônicos, fases glaciais (zonas W e Y), interglacial (Zona X) e pós-glacial (Zona Z) (Figura 2). Nos intervalos das fases glaciais há uma tendência de aumento dos valores de abundância de *F. profunda*, enquanto que nas interglaciais ocorre uma inversão. Esta constatação sugere que esta espécie tem um melhor desenvolvimento nas fases glaciais, indicando deslocamento da nutriclina e da termoclina que encontravam-se, de modo geral, profundas (Figura 2). De acordo com os dados da literatura (Okada, 1983; Toledo *et al.*, 2005), a abundância de *F. profunda* é uma ferramenta usada para monitorar as variações da profundidade da termoclina e nutriclina, e conseqüentemente, da paleoprodutividade. Assim, estes dois picos de maior abundância de *F. profunda* refletem dois momentos onde a nutriclina é profunda.

Na passagem das fases climáticas, de glacial para interglacial ocorre uma queda significativa da abundância de *F. profunda* (profundidades 1465 cm e 63 cm) e um comportamento oposto é verificado na passagem da fase interglacial para glacial (profundidade 755 cm). Há uma redução, não muito expressiva, da abundância *F. profunda* nos níveis onde foram posicionados os limites de trato de sistema transgressivo (1460 cm) e trato de sistema de mar alto (445 cm) com base em foraminíferos (Sanjinés, 2006).

Confrontando a curva de abundância de *F. profunda* com a curva de abundância do total de foraminíferos (planctônicos + bentônicos) e com a curva normalizada de foraminíferos bentônicos, observa-se uma correlação positiva de *F. profunda* com a curva total de foraminíferos e situação inversa com a curva de foraminíferos bentônicos (Figura 3). Destaca-se a relação direta de dois picos máximos de abundância de *F. profunda* (profundidades 1465 m e 63 cm) posicionados no final das fases glaciais (zonas W e Y) com dois picos máximos do total de foraminíferos (1465 cm e 45 cm), sugerindo dois momentos de transgressão marinha. Similarmente, a relação entre os dois grupos fósseis é verificada dentro dos intervalos climáticos de profundidades 1195 cm, 755 cm e 460 cm (Figura 3).

Em relação às curvas normalizadas dos padrões de distribuição das abundâncias das principais espécies de foraminíferos planctônicos de águas frias (Figura 4) e quentes (Figura 5) é possível verificar algumas mudanças no comportamento da curva de abundância de *F. profunda*.

Dentro do intervalo da Zona W (Figura 4), a abundância de *F. profunda* tem uma tendência positiva como a curva de *Globorotalia inflata*, foraminífero planctônico utilizado para marcar as fases glaciais. O pico máximo de abundância de *F. profunda* ocorre após o

pico máximo de *G. inflata*. No intervalo da Zona Y, os dois picos máximo de abundância de *G. inflata* são seguidos por um aumento da abundância de *F. profunda*. Isto é plausível uma vez que durante os regimes de clima frio, a termoclina e nutriclina estão profundas e a incidência de luminosidade diminui, favorecendo o desenvolvimento de *F. profunda*. Destaca-se na Zona Y, profundidade 430 cm, uma forte queda na abundância de *F. profunda*, a qual está relacionada com uma forte queda na abundância de *G. inflata*. Este nível separa também associações de foraminíferos planctônicos com domínios de espécies diferenciadas: na parte inferior a abundância *Globorotalia crassiformis* (águas transicionais) é mais significativa, e na parte superior, a espécie *Globorotalia truncatulinoides* (águas frias/temperadas) é mais representativa. Os dados de foraminíferos evidenciam uma mudança na temperatura da superfície da água, que afetou o desenvolvimento de *F. profunda*.

A figura 5 mostra a relação entre as curvas de distribuição da abundância de *F. profunda* e dos foraminíferos planctônicos de águas quentes. As curvas de *F. profunda* e do Plexo *Globorotalia menardii*, principal espécie marcadora de águas quentes, mantém uma relação oposta em ambos os intervalos da fase interglacial (zona X) e pós-glacial (Zona Z). Observou-se no intervalo da Zona X dois ciclos bem marcados na curva de *F. profunda*, onde há um decréscimo dos valores de abundância da base para o topo de cada um. O fim do primeiro ciclo, profundidade de 1045m, corresponde a uma mudança do domínio de foraminíferos na associação, sendo o Plexo *Pulleniatina*, indicador de águas quentes e controlado pela temperatura e salinidade, mais marcante no intervalo inferior; na parte superior, encontra-se *Globorotalia flexuosa*, indicando uma mudança na temperatura da superfície da água. O final do segundo ciclo, profundidade 865 cm, corresponde ao intervalo de maior abundância do Plexo *G. menardii*, isto é, período mais quente da seção em estudo, além de marcar uma mudança no domínio de foraminífero na associação: de *G. flexuosa* para Plexo *Pulleniatina*.

Ressalta-se que os maiores valores de abundância de *F. profunda* encontram-se no intervalo constituído por lamas ricas em carbonatos e margas. Outro ponto a destacar são mudanças da abundância relativa de *F. profunda* (Figura 2) em relação às idades absolutas estimadas para os topos das zonas e subzonas de foraminíferos para a Bacia de Campos (Vicalvi, 1999). Essas informações assinalam que as mudanças nas abundâncias dos nanofósseis calcários, e no presente trabalho da *F. profunda* var. *profunda*, e dos foraminíferos estão sendo controlados também por outros fatores, como os ciclos de precessão, obliquidade e excentricidade.

## 5. CONCLUSÃO

A alta abundância de *Florisphaera profunda* var. *profunda* registrada no furo GL-77, exceto a parte mais inferior, evidencia condições deposicionais distantes da costa, mar aberto, e uma nutriclina e/ou termoclina profunda durante o Neo-Pleistoceno-Holoceno. O padrão de distribuição da abundância de *F. profunda* mostra tendência crescente nas fases glaciais e situação oposta nas fases interglaciais, sugerindo uma preferência ambiental da espécie por águas frias. A relação das abundâncias de *F. profunda* é positiva com a curva de abundância de total de foraminíferos e com as espécies de foraminíferos planctônicos de águas frias (*G. inflata*, *G. truncatulinoides* e *G. crassiformis*). Por outro lado, a abundância de *F. profunda* tem relação inversa com a abundância de foraminíferos bentônicos e com as abundâncias dos foraminíferos planctônicos de águas quentes (Plexo *G. menardii*, *G. flexuosa* e Plexo *Pulleniatina*).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHAGON, N.; TANAKA, Y. & UJIE, H. 1993. *Florisphaera profunda*, a possible nanoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific. *Marine Micropaleontology*, 22(3): 255-273.
- ANTUNES R.L. 1997. *Introdução ao Estudo dos Nanofósseis Calcários*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Série didática 115p.
- BASSINOT, F.C.; BEAUFORT, L.; VINCENT, E. & LABEYRIE L. 1997. Changes in the dynamics of Western Equatorial Atlantic surface currents and biogenic productivity at the “Mid-Pleistocene Revolution” (~939ka). Leg 154. In: SHACKLETON, N.J., W.B., RICHTER, C. & BRALOWER, T.J. (eds), Proceeding Ocean Drilling Program, Science Results, College Station, TX, 154: 269-284.
- BAUMANN, K.-H., ANDRULEIT, L.; BOECKEL, B.; GEISEN, M. & KINKEL, H. 2005. The significance of extant coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface water temperature, and paleoproductivity: a review. *Paläontologische Zeitschrift*, 79(1): 93-112.

- BOECKEL, B.; BAUMANN, K.-H.; HENRICH, R. & KINKEL, H. 2006. Coccolith distribution patterns in South Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients. *Deep-Sea Research*, 53: 1073-1099.
- FLORES, J.A.; BÁRCENA, M.A. & SIERRA, F.J. 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 459-478.
- KOWSMANN, R.O & VICALVI, M.A. 2003. Descrição e datação dos furos da campanha Bucentaur 2003 na área de Jubarte/Cachalote (Bloco BC-60). PETROBRAS/PDEXP. Relatório interno RT GEOF n. 008/2003, 17.
- KINKEL, H.; BAUMANN, K.-H.; & CEPEK, M. 2000. Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and late Quaternary surface water variability. *Marine Micropaleontology*, 39: 87-112.
- LÓPEZ-OTÁLVARO, G.E.; FLORES, J.A.; SIERRA, F.J. & CACHO, I. 2008. Variation in coccolithophorid production in the Eastern Equatorial Pacific at ODP Site 1240 over the last seven glacial-interglacial cycles. *Marine Micropaleontology*, 69: 52-69.
- LÓPEZ-OTÁLVARO, G.E.; FLORES, J.A.; SIERRA, F.J.; CACHO, I.; GRIMALT, J.-O.; MICHEL, E.; CORTIJO, E. & LABEYRIE, L. 2009. Late Pleistocene paleoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nanoplankton. *eEARTH*, 4: 1-13.
- MACIEL, D.M. 2008. *Bioestratigrafia com base em nanofósseis calcários do Pleistoceno-Holoceno, área norte da Bacia de Campos*. Monografia de conclusão de curso, Instituto de Agronomia/Departamento de Geologia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 39p.
- MACIEL, D.M.; ALVES, C.F. & RIBEIRO, C.M.M. 2009. Bioestratigrafia do furo geológico GL-77, Bacia de Campos (RJ), com base em nanofósseis calcários. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 21, Belém. Livros de resumos, SBP, Belém, p. 41.
- MOLFINO, B. & MCINTYRE, A. 1990a. Precessional forcing of nutricline dynamics in the equatorial Atlantic. *Science*, 249: 766-769.
- MOLFINO, B. & MCINTYRE, A. 1990b. Nutricline variation in the equatorial Atlantic coinciding with the Younger Dryas. *Paleoceanography*, 5: 997-1008.
- OKADA, H. 1983. Modern nanofossil assemblages in sediments of coastal and marginal seas along the western Pacific Ocean. *Utrecht Micropaleontology Bulletin*, 30: 171-187.

- OKADA, H. & HONJO, S. 1973. The distribuion of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Research*, 20: 355-374.
- OKADA, H. & McINTYRE, A., 1977. Modern coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans, *Micropaleontology*, 23: 1-55.
- RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R. & Feijó, F.J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências de Petrobras*, 8(1): 203-217.
- RÜHLEMANN, C.; DIEKMANN, B.; MULITZA, S. & FRANK, M. 2001. Late Quaternary changes of western equatorial Atlantic surface circulation and Amazon lowland climate recorded in Ceará Rise deep-sea sediments. *Paleoceanography*, 16(3): 293-305.
- SANJINÉS, A.H.S. 2006. *Biocronoestratigrafia de foraminíferos em três testemunhos do Pleistoceno-Holoceno do talude continental da Bacia de Campos, RJ-Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 119p.
- TOLEDO, F.A.L.; QUADROS, J.P.; CAMILLO JR., E. & COSTA, K.B. 2005. Análise paleoambiental em estudos quantitativos de nanofósseis calcários: aplicação do diagrama triangular de coordenadas para o sudoeste do Oceano Atlântico. In: CONGRESSO ABEQUA, 10, 2005, Guarapari. *Boletim de Resumos Expandidos...* 1: 60-65.
- VICALVI, M.A. 1999. *Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário superior do talude da bacia de Campos e platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 183 p.
- WINTER, A.; REISS, Z. & LUZ, B. 1979. Distribution of living coccolithophore assemblages in the Gulf of Elat (Aquaba). *Marine Micropaleontology*, 4: 197-223.
- WINTER, A.; JORDAN, R.W. & ROTH, P. 1994. Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. In: WINTER, A. & SIESSER, W.G. (eds.) *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 161-177.
- YOUNG, J.R. 1994. Functions of coccoliths. In: WINTER, A. & SIESSER, W.G. (eds.) *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 63-82.

# **ESTAMPAS**

## Referência da Estampa 1

1-*Scapholithus fossilis*

Profundidade 0,02 m; com nicóis cruzados.

2a-*Calcidiscus leptoporus*

Profundidade 0,02 m; com nicóis cruzados.

2b-*Calcidiscus leptoporus*

Profundidade 0,02 m; com nicóis paralelos.

3a-*Coccolithus pelagicus*

Profundidade 1,70 m, com nicóis cruzados.

3b-*Coccolithus pelagicus*

Profundidade 1,70 m, com nicóis paralelos.

4a-*Oolithotus fragilis*

Profundidade 2,80 m; com nicóis cruzados.

4b-*Oolithotus fragilis*

Profundidade 2,80 m; com nicóis paralelos.

5-*Umbilicosphaera sibogae* var. *sibogae foliosa*

Profundidade 0,15 m; com nicóis cruzados.

6a-*Umbilicosphaera sibogae* var. *sibogae*

Profundidade 0,02 m; com nicóis cruzados.

6b-*Umbilicosphaera sibogae* var. *sibogae*

Profundidade 0,02 m; com nicóis paralelos.

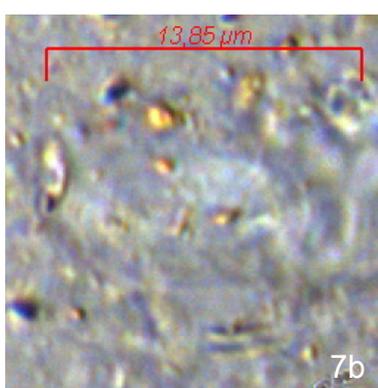
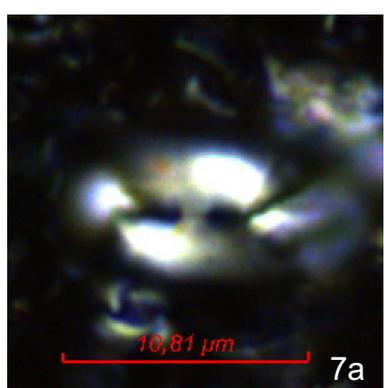
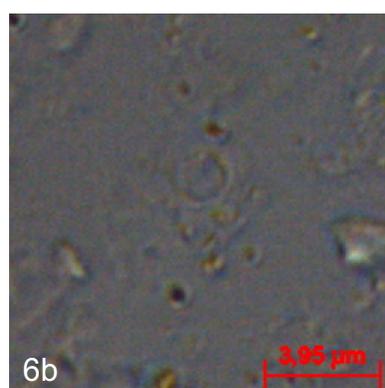
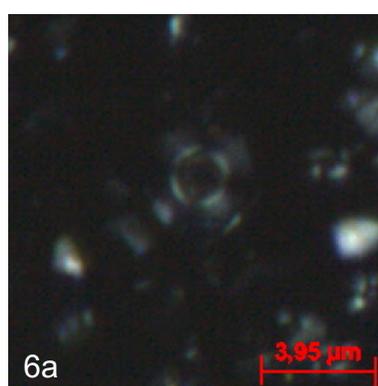
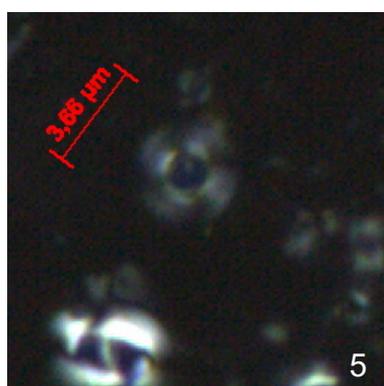
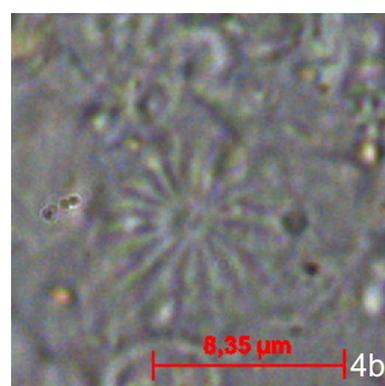
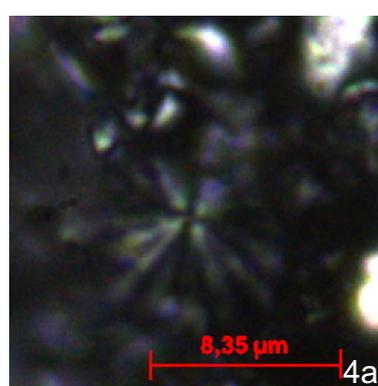
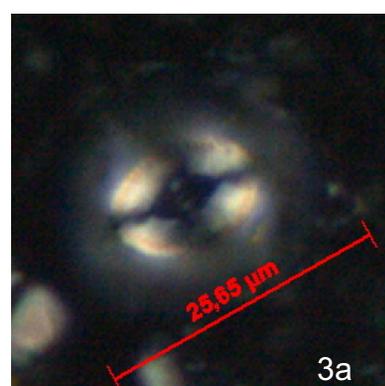
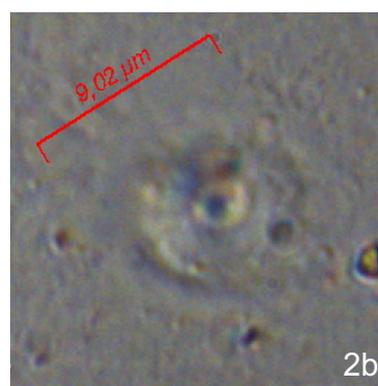
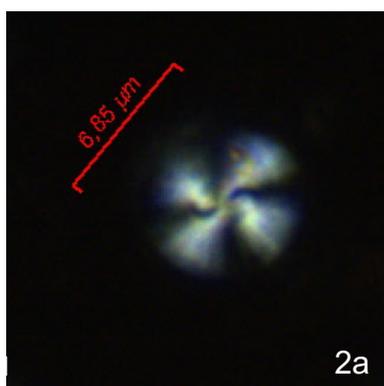
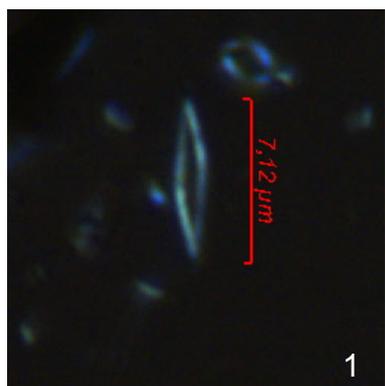
7a-*Helicosphaera carteri*

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

7b-*Helicosphaera carteri*

Profundidade 0,36 m; com nicóis paralelos.

## ESTAMPA 1



## Referência da Estampa 2

1a-*Helicosphaera hyalina*

Profundidade 0,08 m; com nicóis cruzados.

1b-*Helicosphaera hyalina*

Profundidade 0,08 m; com nicóis paralelos.

2-*Helicosphaera wallichii*

Profundidade 0,40 m; com nicóis cruzados.

3-*Helicosphaera pavementum*

Profundidade 0,08 m; com nicóis cruzados.

4-*Emiliana huxleyi*

Profundidade 0,15 m, com nicóis cruzados.

5-*Gephyrocapsa pequena*

Profundidade 0,15 m; com nicóis cruzados.

6-*Gephyrocapsa média*

Profundidade 0,15 m; com nicóis cruzados.

7-*Gephyrocapsa grande*

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

8-*Pontosphaera discopora*

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

9-*Pontosphaera japonica*

Profundidade 0,2 m; com nicóis cruzados.

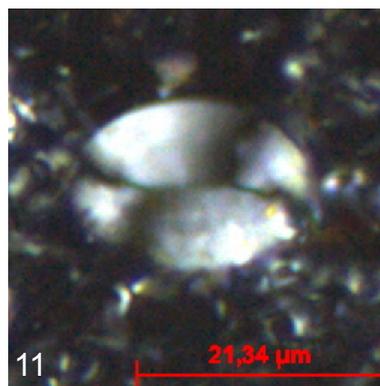
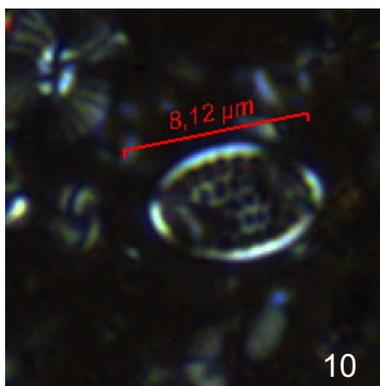
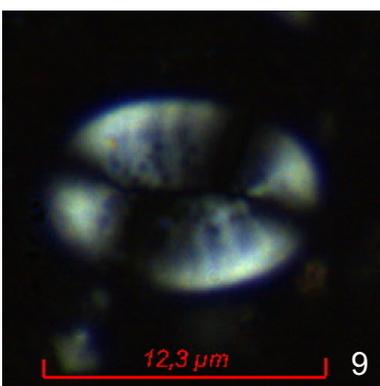
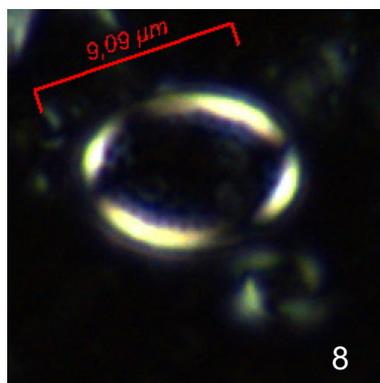
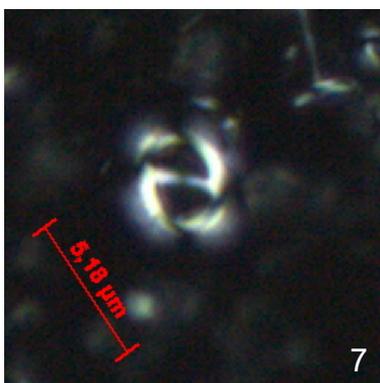
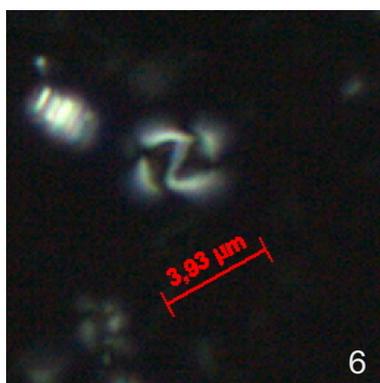
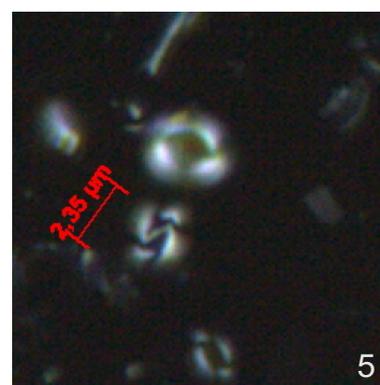
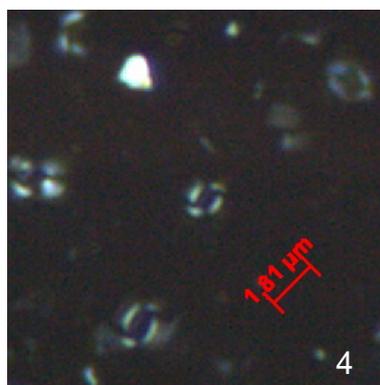
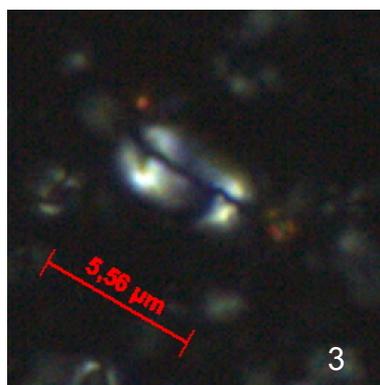
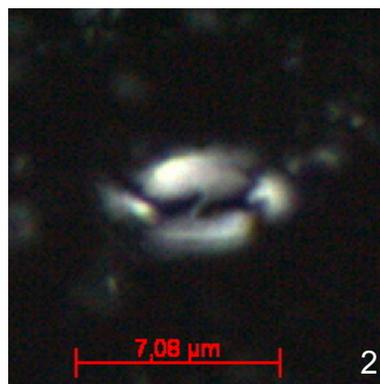
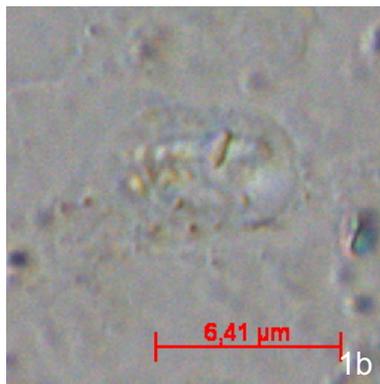
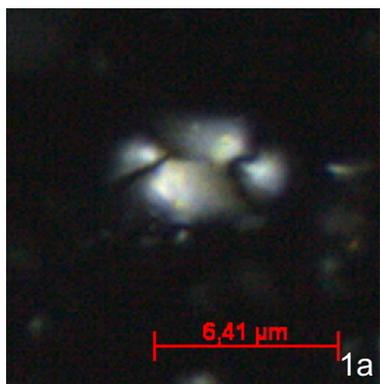
10-*Pontosphaera indoceanica*

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

11-*Pontosphaera messinae*

Profundidade 0,63 m; com nicóis cruzados.

## ESTAMPA 2



### Referência da Estampa 3

1-*Pontosphaera multipora*

Profundidade 9,25 m; com nicóis cruzados.

2-*Pontosphaera* spp.

Profundidade 0,45 m; com nicóis cruzados.

3a-*Scyphosphaera apsteinii* f. *apsteinii*

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

3b-*Scyphosphaera apsteinii* f. *apsteini*

Profundidade 0,36 m; com nicóis paralelos.

4a-*Syphosphaera apsteinii* f. *dilatata*

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

4b-*Syphosphaera apsteinii* f. *dilatata*

Profundidade 0,36 m; com nicóis paralelos.

5-*Scyphosphaera* spp.

Profundidade 0,80 m; com nicóis cruzados.

6-*Discosphaera tubifer*

Profundidade 1,08 m, com nicóis cruzados.

7a-*Rhabdosphaera clavigera*

Profundidade 0,02 m; com nicóis cruzados.

7b-*Rhabdosphaera clavigera*

Profundidade 0,02 m; com nicóis paralelos.

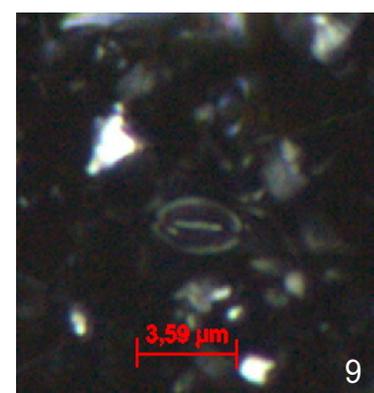
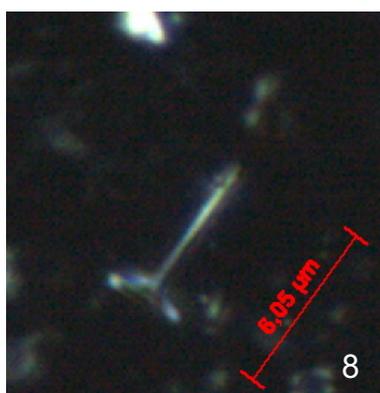
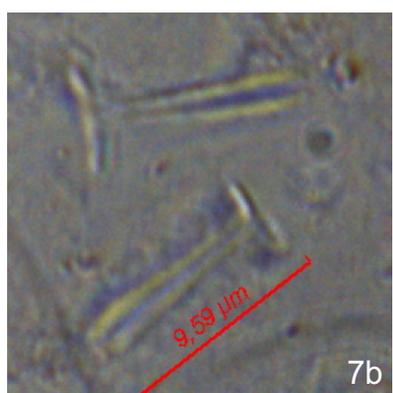
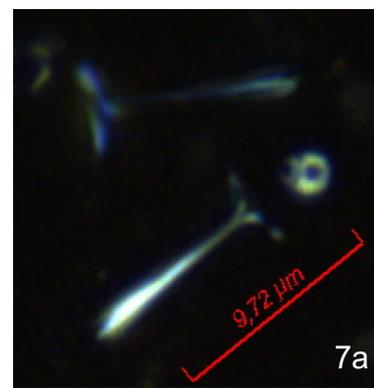
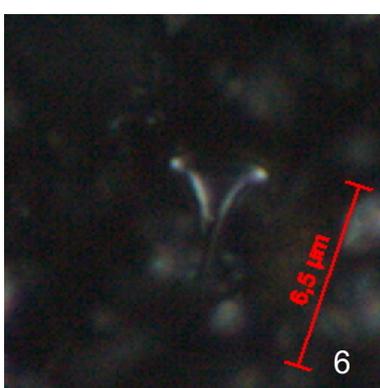
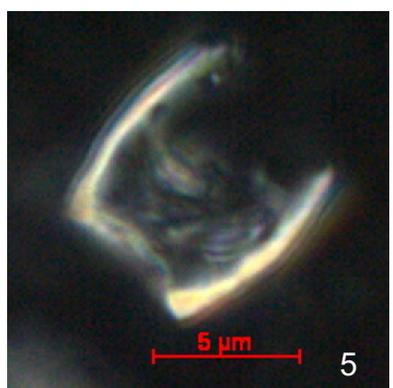
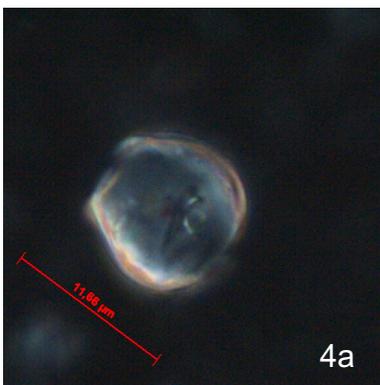
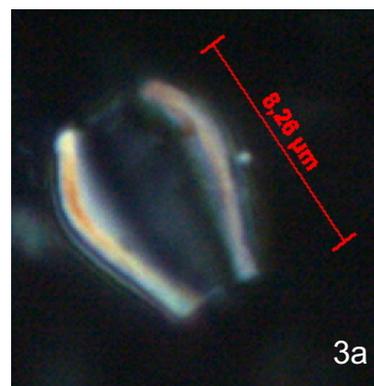
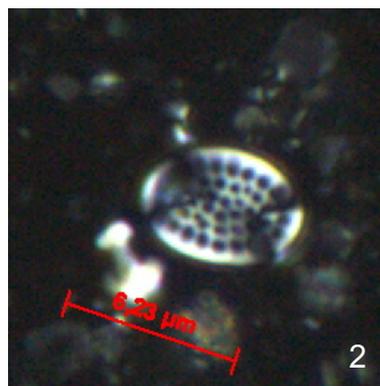
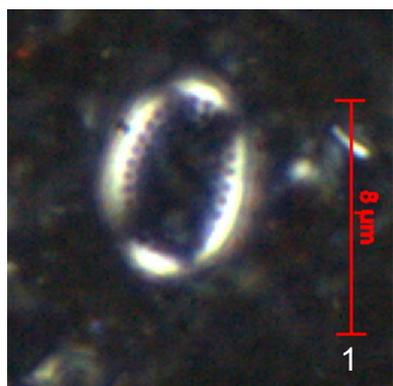
8-*Rhabdosphaera stylifera*

Profundidade 0,08 m; com nicóis cruzados.

9-*Syracosphaera lamina*

Profundidade 1,08 m; com nicóis cruzados.

## ESTAMPA 3



## Referência da Estampa 4

1a-*Syracosphaera pulchra*

Profundidade 1,80 m; com nicóis cruzados.

1b-*Syracosphaera pulchra*

Profundidade 1,80 m; com nicóis paralelos.

2-*Forisphaera profunda* var. *profunda*

Profundidade 0,02 m; com nicóis cruzados.

3a-*Neosphaera coccolithomorpha*

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

3b-*Neosphaera coccolithomorpha*

Profundidade 0,36 m; com nicóis paralelos.

4-*Umbellosphaera irregularis*

Profundidade 0,02 m; com nicóis cruzados.

5a-*Holodiscolithus macroporus*

Profundidade 1,08 m; com nicóis cruzados.

5b-*Holodiscolithus macroporus*

Profundidade 1,08 m; com nicóis cruzados.

5c-*Holodiscolithus macroporus* (lateral)

Profundidade 1,08 m; com nicóis cruzados.

6-*Tetralithoides quadrilaminata*

Profundidade 0,15 m; com nicóis cruzados.

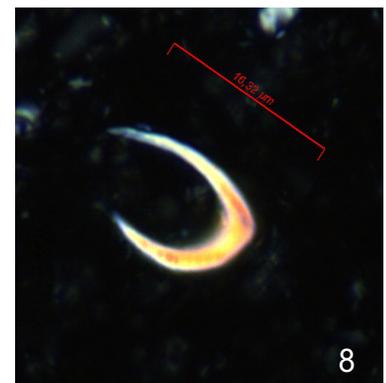
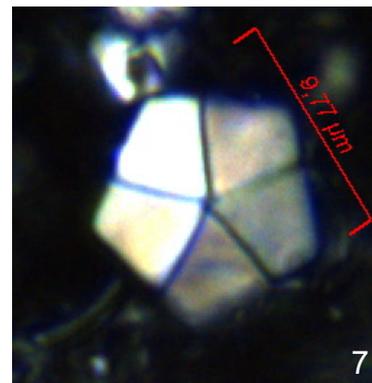
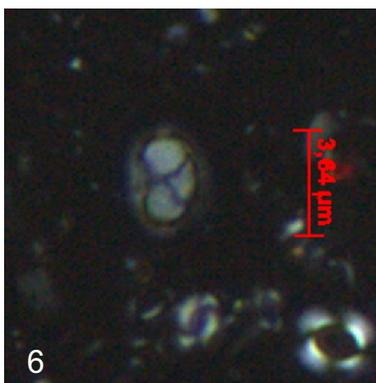
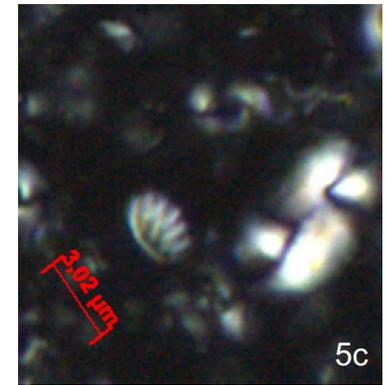
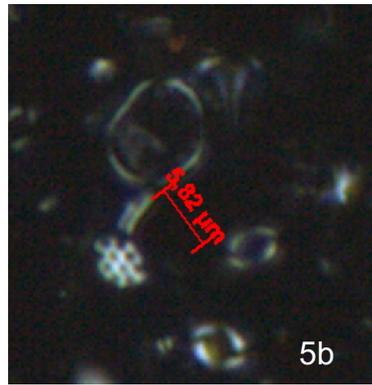
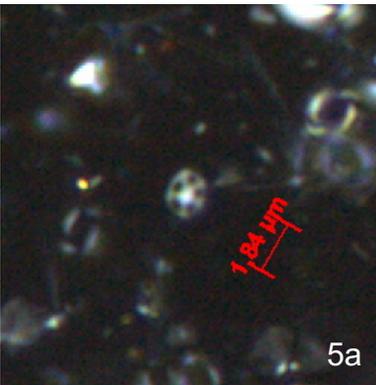
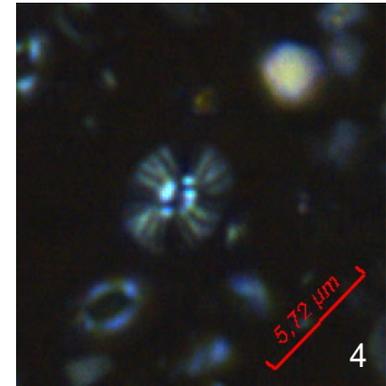
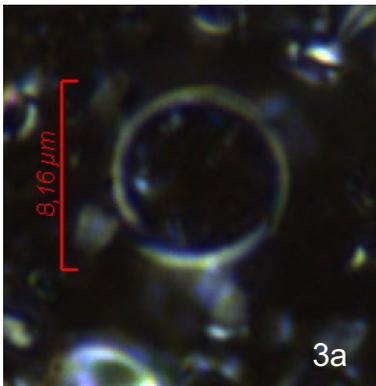
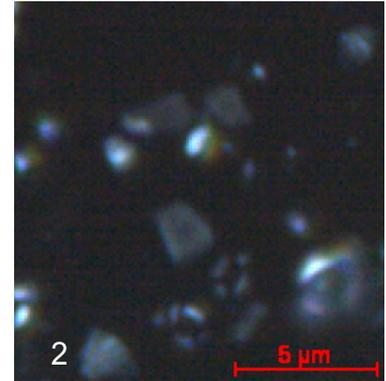
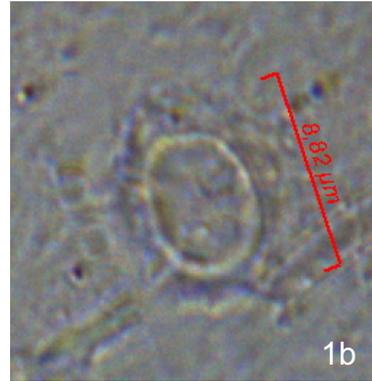
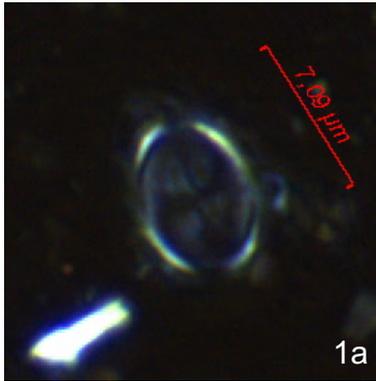
7-*Braarudosphaera bigelowii*

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

8-*Ceratolithus cristatus*

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

## ESTAMPA 4



## Referência da Estampa 5

1a-*Ceratolithus telesmus*

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

1b-*Ceratolithus telesmus*

Profundidade 0,36 m; com nicóis paralelos.

2-*Ceratolithus simplex*

Profundidade 9,25 m; com nicóis cruzados.

3a-*Micrascidites* spp.

Profundidade 0,40 m; com nicóis cruzados.

3b-*Micrascidites* spp.

Profundidade 0,40 m; com nicóis cruzados.

3c-*Micrascidites* spp.

Profundidade 1,22 m; com nicóis cruzados.

3d-*Micrascidites* spp.

Profundidade 3,40 m; com nicóis cruzados.

4-*Monniotia* spp.

Profundidade 0,40 m; com nicóis cruzados.

5a-*Thoracosphaera* spp.

Profundidade 0,36 m; com nicóis cruzados.

5b-*Thoracosphaera* spp.

Profundidade 0,36 m; com nicóis paralelos.

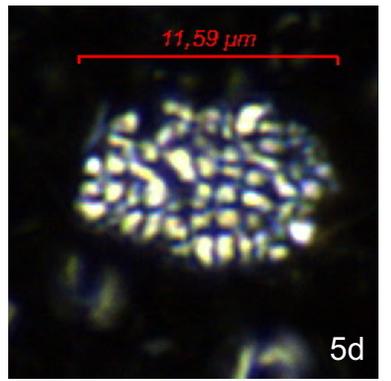
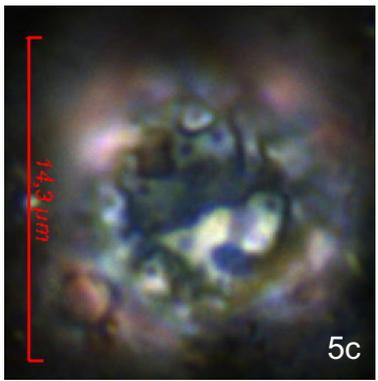
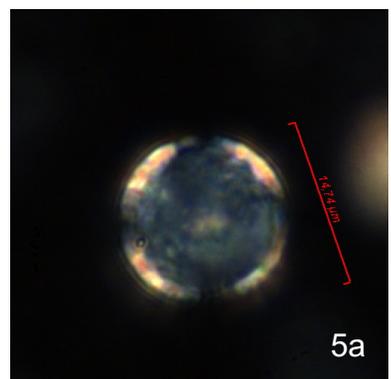
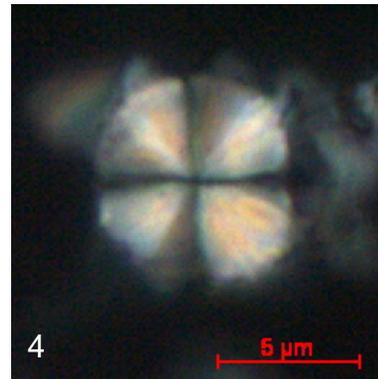
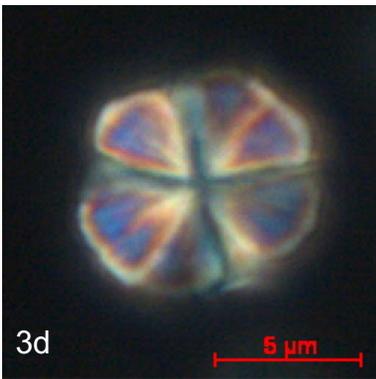
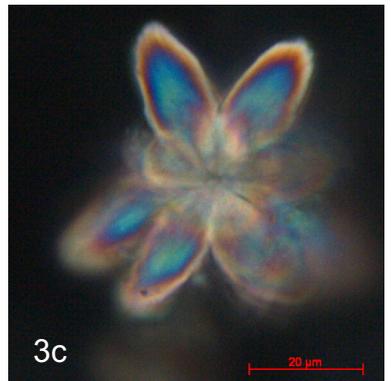
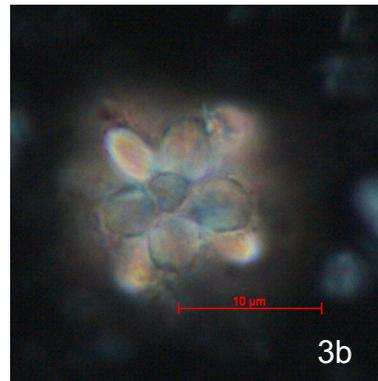
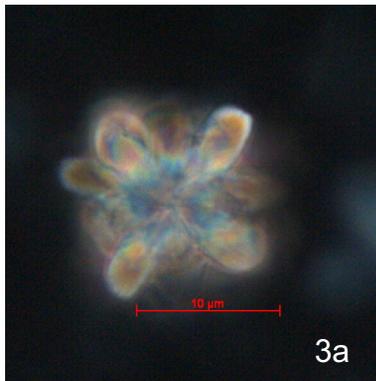
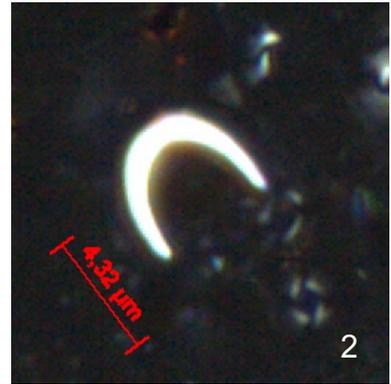
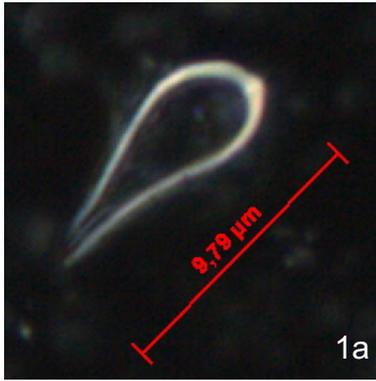
5c-*Thoracosphaera* spp.

Profundidade 0,36 cm; com nicóis cruzados.

5d-*Thoracosphaera* spp.

Profundidade 0,36 cm; com nicóis cruzados.

ESTAMPA 5



## Referência da Estampa 6

1-Cocosfera

Profundidade 0,63 m; com nicóis cruzados.

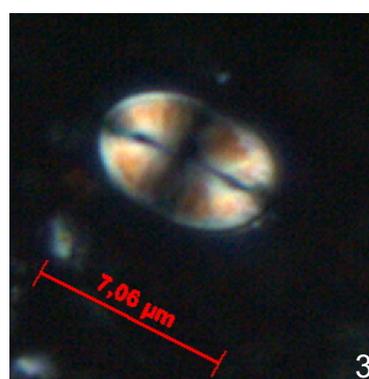
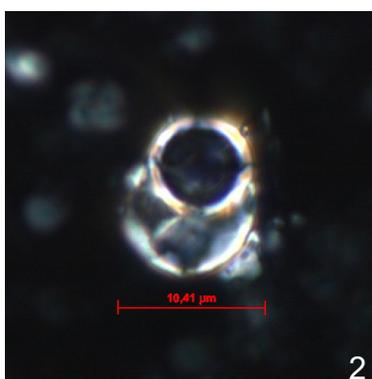
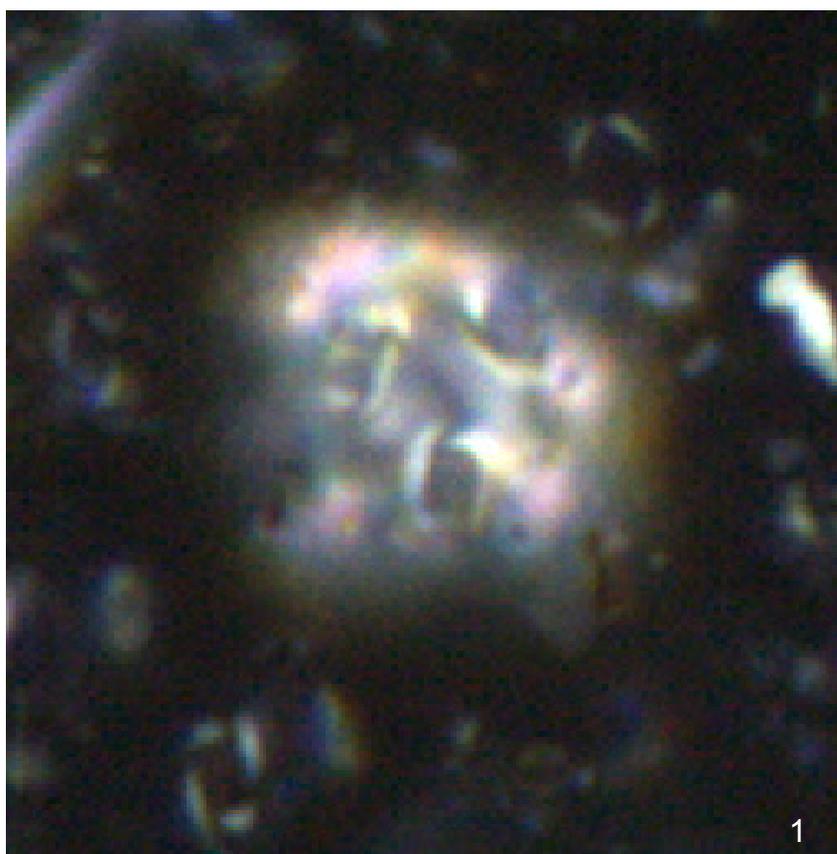
2-Tecas de Foraminíferos

Profundidade 0,08 m; com nicóis cruzados.

3-*Pontosphaera* spp.: (apresentam maiores dimensões e birrefringência mais alta do que o holótipo)

Profundidade 0,018 m; com nicóis cruzados.

## ESTAMPA 6

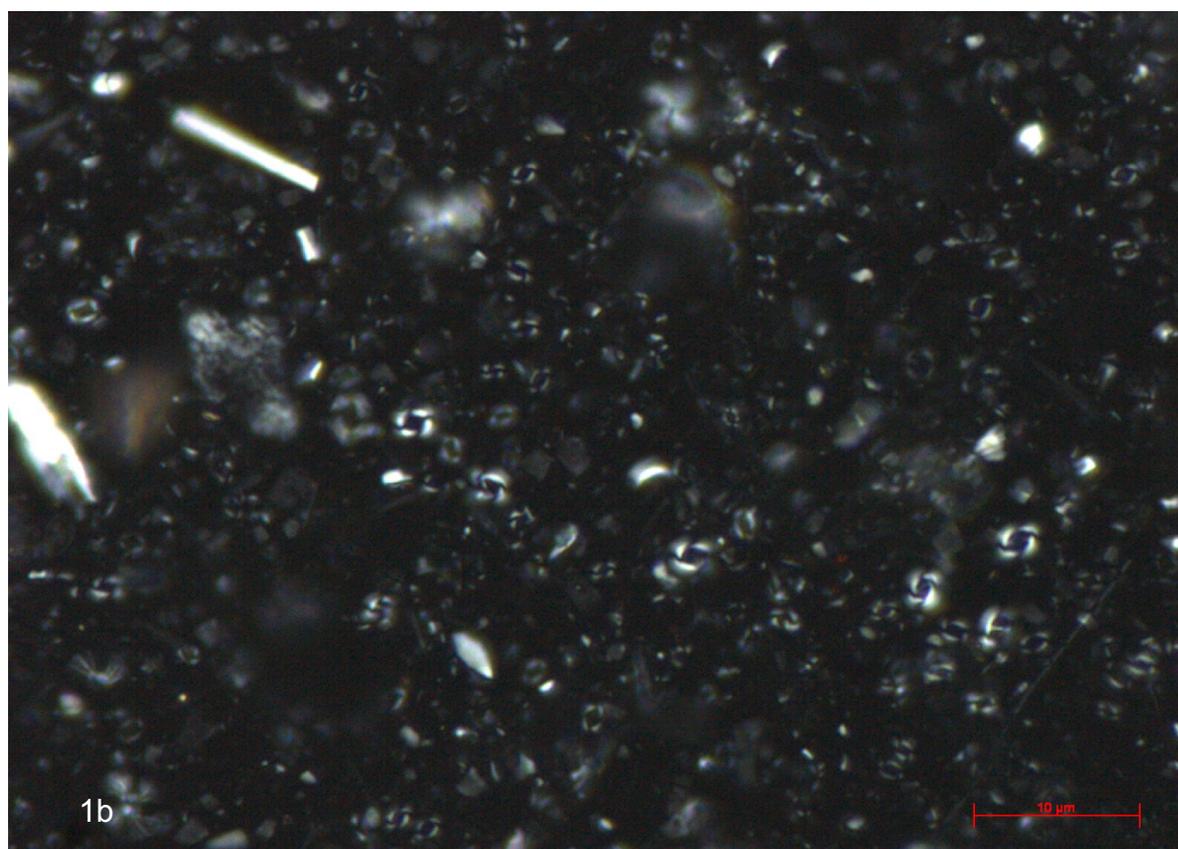
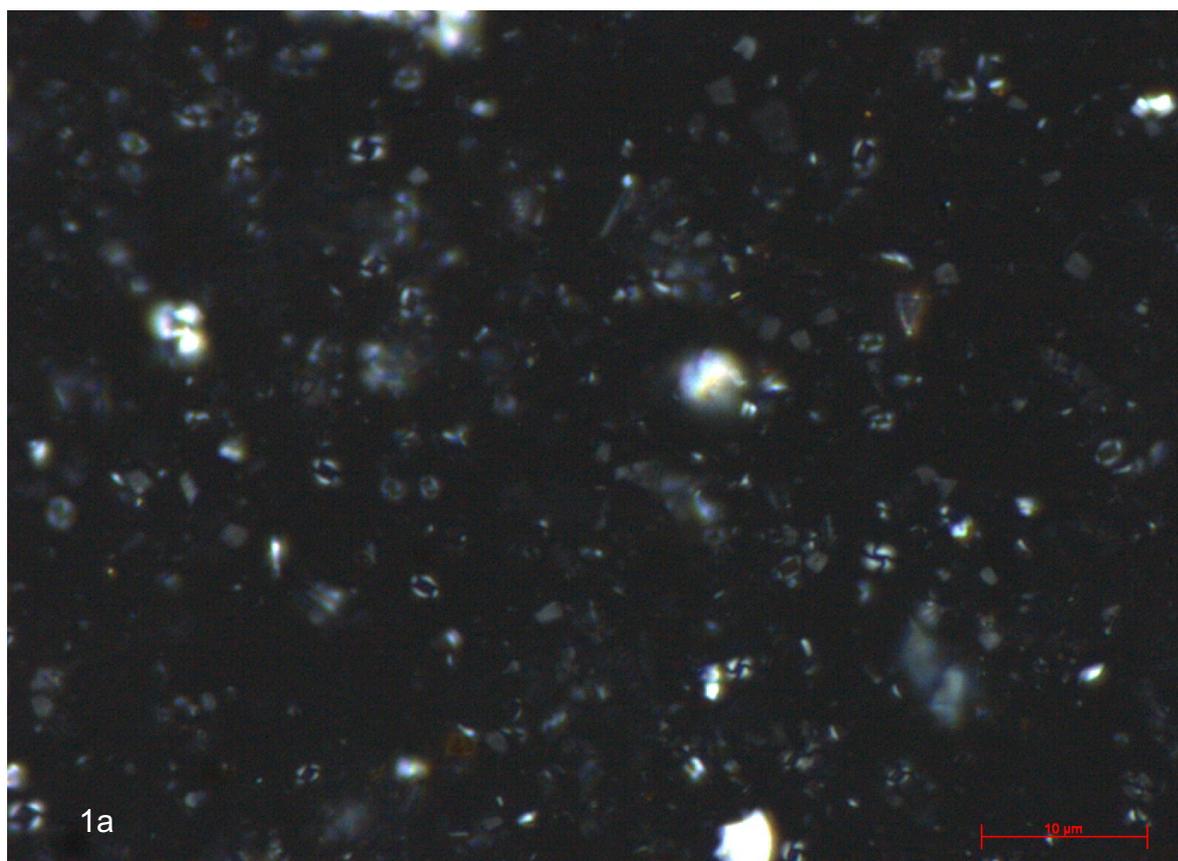


## Referência da Estampa 7

1a-Foto do campo de visão geral, mostrando a predominância de *Emiliana huxleyi*  
Profundidade 0,08 m; com nicóis cruzados.

1b-Foto do campo de visão geral, mostrando a predominância de *Emiliana huxleyi*  
Profundidade 0,45 m; com nicóis cruzados.

## ESTAMPA 7



## **Referência da Estampa 8**

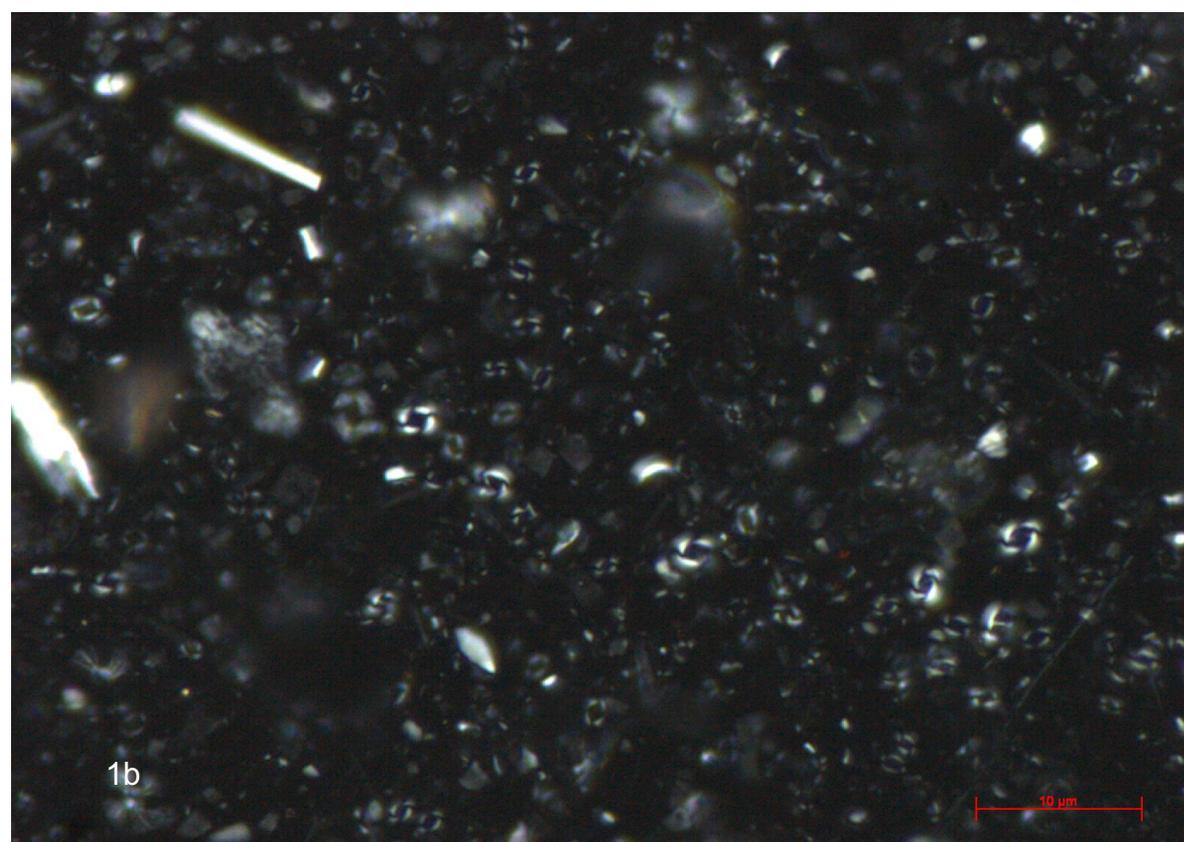
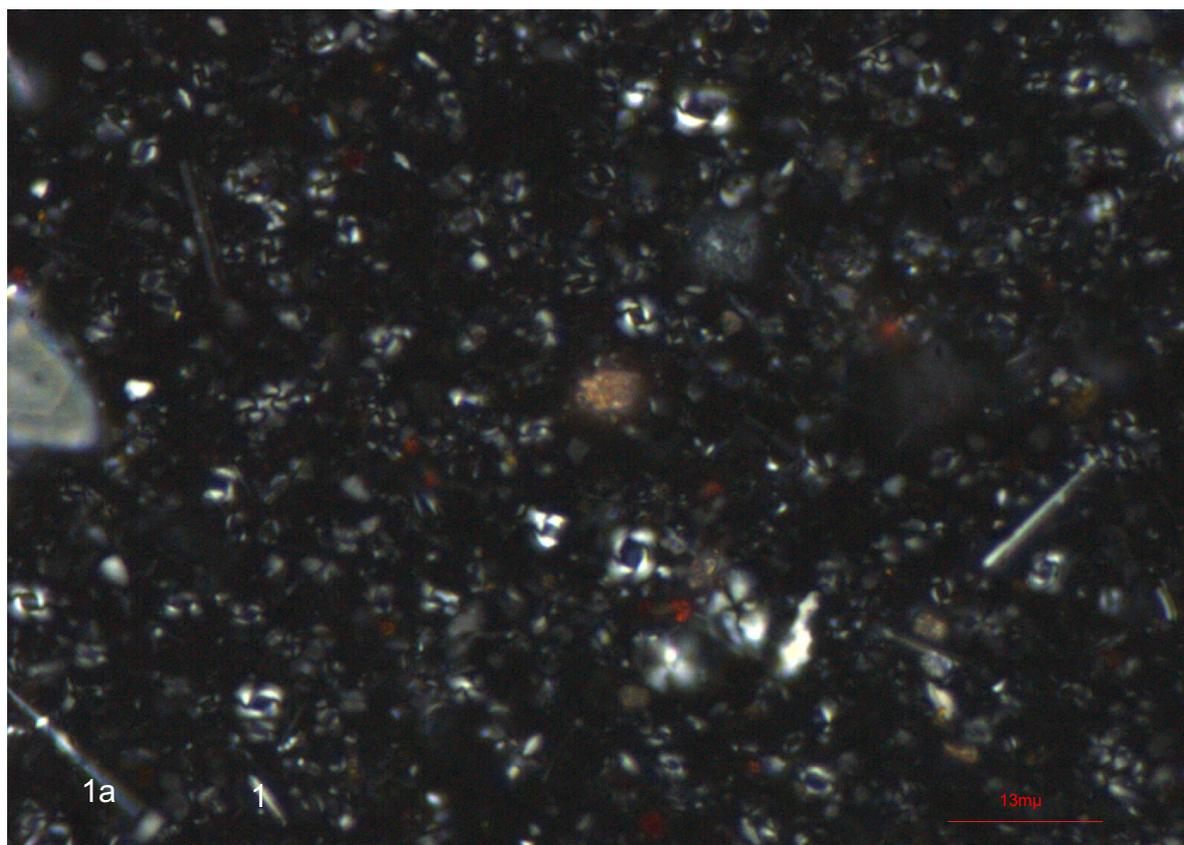
1a-Foto do campo de visão geral do Intervalo Transição F/G

Profundidade 0,63 m; com nicóis cruzados.

1b-Foto do campo de visão geral do Intervalo Transição F/G

Profundidade 0,063 m; com nicóis cruzados.

## ESTAMPA 8



## Referência da Estampa 9

1a-Foto do campo de visão geral, mostrando a predominância do morfogrupo *Gephyrocapsa*  
Profundidade 14,15 m; com nicóis cruzados.

1b-Foto do campo de visão geral, mostrando a predominância do morfogrupo de  
*Gephyrocapsa*. Profundidade 14,15 m; com nicóis cruzados.

## ESTAMPA 9

